

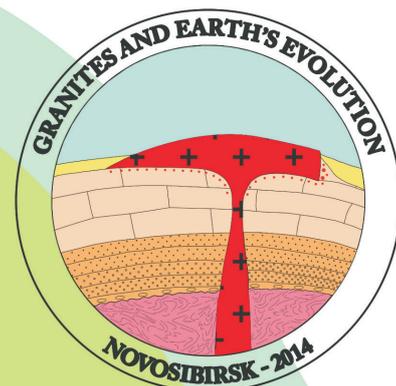


*Материалы II международной геологической конференции  
Proceedings of the 2nd International Geological Conference*

# *Granites and Earth's evolution: granites and continental crust*



# *Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора*



17-20  
August  
Novosibirsk  
2014

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА

**ГРАНИТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ:  
граниты и континентальная кора**

*Материалы II международной геологической конференции*

**17–20 августа 2014 г.  
Новосибирск, Россия**

---

**GRANITES AND EARTH'S EVOLUTION:  
Granites and Continental Crust**

*Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Geological Conference*

**17–20 August 2014  
Novosibirsk, Russia**



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
2014

УДК 552.3:553.3/4(063)  
ББК 26.30326.321.1  
Г771

*Председатели оргкомитета конференции:*

д.г.-м.н., проф. А.Г. Владимиров  
д.г.-м.н., проф. А.С. Борисенко

*Редколлегия:*

к.г.-м.н. Н.Н. Крук (зам. председателей оргкомитета)  
к.г.-м.н. С.В. Хромых (ученый секретарь конференции)  
И. Ю. Анникова, П.Д. Котлер, Я.В. Куйбида

**Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора:** Материалы II международной геологической конференции, 17–20 авг. 2014 г., Новосибирск, Россия. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2014. – 260 с.

Материалы, представленные в сборнике, посвящены обсуждению проблем гранитообразования и эволюции континентальной коры. Рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся проблем развития гранитоидного магматизма и эволюции континентальной коры, источников рудного вещества и рудоносного потенциала гранитоидов, мантийно-корового взаимодействия и генезиса гранитоидов, тектоническим и минералогическим аспектам формирования, внедрения, становления и эксгумации гранитоидных интрузий, а также их металлогении.

Для широкого круга специалистов, аспирантов, студентов.

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и  
минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

*Материалы публикуются в авторской редакции*

---

*Chairmens:*

Dr., Prof. Alexander G. Vladimirov  
Dr., Prof. Alexander S. Borisenko

*Editorial Board:*

Dr. Nikolai N. Kruk (vice-chairman)  
Dr. Sergei V. Khromykh (scientific secretary)  
Irina Yu. Annikova, Pavel D. Kotler, Yana V. Kuibida

**Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust:** Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Geological Conference, 17–20 August, Novosibirsk, Russia. – Novosibirsk: Publishing House SB RAS, 2014. – 260 p.

The materials presented in the paper collection are devoted to the problems of granitoids formation and evolution of continental crust. Wide range of issues about granitoid magmatism and continental crust evolution, mineralization potential of granitoids and sources of ore material, mantle-crust interaction and role of mantle in granite generation, tectonic and mineralogical aspects of formation, intrusion consolidation, exhumation and metallogeny of granitoids is examined.

The materials will be useful for wide specialists, post graduates, students.

Approved for publishing by the Academic Board, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy  
of Siberian Branch Russian Academy of Sciences

*Submitted materials are published in author's edition.*

## **ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ**

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск)  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск)  
Геологический институт СО РАН (Улан-Удэ)  
Институт земной коры СО РАН (Иркутск)  
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет  
(Новосибирск)  
Международный проект IGCP-592 "Continental construction in Central Asia".

*Конференция проведена при финансовой поддержке  
Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-20092-г)*

## **ORGANIZERS**

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (Novosibirsk)  
A.P. Vinogradov Institute of the Geochemistry SB RAS (Irkutsk)  
Geological Institute SB RAS (Ulan-Ude)  
Institute of the Earth Crust SB RAS (Irkutsk)  
Novosibirsk State University (Novosibirsk)  
Tomsk State University (Tomsk)  
UNESCO-IUGS IGCP #592 Project "Continental construction in Central Asia"

*Conference is financially supported by  
Russian Foundation for Fundamental Research (grant # 14-05-20092-г)*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Уникальным образованием, отличающим Землю от других планет Солнечной системы, является наличие коры континентального типа с широким развитием гранитоидов. Породы гранитного состава уже на протяжении нескольких столетий являются предметом постоянного внимания геологов. За это время взгляды на природу и условия формирования этих пород прошли длительный путь от дискуссии об их магматическом или осадочном происхождении, через представления о формировании кремнекислых магм исключительно за счет дифференциации базитовых расплавов до признания коровой природы большинства гранитоидов. Несмотря на явный прогресс в понимании условий формирования гранитоидов различного состава и их роли в формировании рудных месторождений, интерес к этим породам не ослабевает. Об этом свидетельствует большое число публикаций в ведущих журналах, наличие крупных международных постоянно действующих конференций, таких как Хаттоновский симпозиум (Hutton Symposium). Именно проблемам геодинамической природы и рудоносности гранитоидных батолитов была посвящена I Международная конференция «Граниты и эволюция Земли», которая прошла в 2008 г. в Улан-Удэ (Бурятия, Россия).

Вместе с тем вопросы генезиса гранитоидов очень тесно связаны с проблемой формирования и эволюции континентальной коры. Интерес к этой проблеме возник около полувека назад, а в последние двадцать лет наблюдается «взрывное» увеличение характера публикаций, посвященных источникам и механизмам формирования континентальной коры кратонов и складчатых поясов, ее преобразования и эволюции во времени. В частности, установлено, что источники механизмы образования континентальной коры (в первую очередь – пропорции древнего и «ювенильного» материала) резко различаются в разных сегментах земной коры и эти отличия находят свое отражение в составе гранитоидов.

Основная цель II международной конференции «Граниты и эволюция Земли» – объединить ведущих ученых, специализирующихся в решении проблем петрологии гранитоидов и процессов формирования и эволюции континентальной коры. Вместе с тем на конференции планируется обсудить значительно более широкий круг вопросов, касающихся источников и механизмов формирования гранитоидов, условий внедрения и становления гранитоидных интрузий, геодинамических аспектов гранитоидного магматизма. После длительных консультаций Оргкомитет конференции предложил несколько главных тем для обсуждения:

- гранитоидный магматизм и формирование континентальной коры
- источники рудного вещества и рудоносный потенциал гранитоидов
- мантийно-коровое взаимодействие и генезис гранитоидов
- формирование, внедрение, становление и эксгумация гранитоидных интрузий: тектонические и минералогические аспекты

Многие материалы имеют многоплановый характер, поэтому мы решили отступить от тематической компоновки сборника и расположить представленные материалы в алфавитном порядке. Часть материалов представлены на русском и английском языках, часть – только на русском или английском.

Материалы опубликованы в авторской редакции.

Мы надеемся, что участие в конференции будет для Вас интересным и продуктивным.

А.С. Борисенко, А.Г. Владимиров, Н.Н. Крук

## PREFACE

Presence of continental crust with wide distribution of granitoids is the unique feature that discriminates Earth from other planets in Solar System. Granitic rocks are the subjects of permanent attention of geologists already for several centuries. Over this time opinions about nature and formation conditions of these rocks have passed a long way from discussion about their magmatic or sedimentary genesis via ideas about formation of felsic magmas exclusively by differentiation of mafic melts and to acceptance the crustal nature for most of granitoids. Though evident progress in understanding of forming conditions for granitoids of different composition and their role in forming of ore deposits the interest in these rocks not slacken. Great number of publications in leading journals and existence of important international standing conferences such as Hutton Symposium indicate this. The 1<sup>st</sup> International Conference “Granites and Earth’s Evolution” held in 2008 in Ulan-Ude (Buryatia, Russia) and devoted just to problems of geodynamic nature and ore potential of granitoid batholites.

At the same time problems of granitoid genesis closely related with problems of continental crust forming and evolution. Interest in this relation arose about half a century ago and there is “explosive” increase of publications in last 20 years about sources and mechanism of forming, transformation and evolution of continental crust of cratons and folded belts. Specifically it has ascertained that sources and mechanisms of continental crust forming (primarily – proportion between ancient and juvenile material) are sharply differ in diverse segments of Earth’s crust; and these differences reflect in granitoid composition.

The aim of 2<sup>nd</sup> International Conference “Granites and Earth’s Evolution” is to join leading scientists specializing in solving of problems of granitoid petrology and formation and evolution of continental crust. At the same time more themes about sources and mechanisms of granitoid formation, conditions of intrusion and consolidation of granite bodies, geodynamic environments of granitoid magmatism and others are planned to discuss on Conference. The Organizing Committee of the Conference suggested several main topics for discussion as a result of continuous debates:

- granitoid magmatism and formation of continental crust.
- mineralization potential of granitoids and sources of ore material
- Mantle-crust interaction and role of mantle material/heating in granite generation
- formation, intrusion, consolidation and exhumation of granitoids: tectonic and mineralogical aspects.

Many materials have a multiplanned character therefore we decided to deviate from the topical arrangement of paper collection and arrange the presented materials in Russian alphabetical order. Part of materials presented both in Russian and English, other part – only in Russian or English.

Substance and drawing performance of the papers in this volume are the responsibility of authors.

We hope participation in Conference will interesting and efficient for You!

Alexander S. Borisenko, Alexander G. Vladimirov, Nikolai N. Kruk

## ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ: U-Pb, O И Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМАТИКИ ЦИРКОНОВ

В. В. Акинин

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило  
ДВО РАН, Магадан, Россия  
akinin@neisri.ru

Большая часть побережья Чукотки и Аляски вместе с прилегающими шельфами объединяется в кристаллический блок Арктида [Зоненшайн, Натапов, 1987] или террейн Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) по [Churkin et al., 1985]. Последние изотопно-геохронологические данные [Akinin et al., 2012; Amato et al., 2014] указывают на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триасовых и палеозойских осадках указывает на то, что ААЧ, скорее всего, являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к северо-американскому континенту Лаврентия [Amato et al., 2009; Miller et al., 2011].

В настоящем сообщении приводятся результаты новых исследований цирконов из альбских гранитоидов и древнейших оргоматаморфических и магматических горных пород на арктическом побережье Чукотки (гранито-гнейсовые купола – Киглуайк, Кооленский, Куульский), а также из верхнекоровых ксенолитов фундамента в базанитах о. Жохова (архипелаг Де-Лонга). В цирконах из перечисленных объектов последовательно сначала датированы разные зоны кристаллов U-Pb SHRIMP-RG методом, затем в тех же точках измерен изотопный состав кислорода (SIMS, Cameca IMS-1270) и, в заключении, измерен изотопный состав гафния (LA-MCICP-MS, Neptune) в ведущих лабораториях США (Stanford, UCLA, WSU) (см. рисунок).

Результаты U-Pb датирования цирконов (всего 30 образцов) позволяют выделить шесть главных эндогенных событий в корообразующей истории ААЧ: 1) 660–570 млн лет – возраст наиболее древнего неопротерозойского гранитного магматизма, даты воспроизводятся в оргоматаморфических породах Кооленского купола, верхнекоровых ксенолитах о. Жохова, в унаследованных ядрах цирконов из альбских гранитов и мигматитов арктической Чукотки и относятся к протоуральско тиманской орогении – самому древнему коллизионному событию, более или менее надежно установленному в современной Арктике [Kuznetsov et al., 2010]; 2) 390–360 млн лет – возраст метаморфизма и магматизма в реконструируемой островной магматической дуге, которая прослеживается фрагментарно от Аляски до Чукотки; 3) 250–260 млн лет – возраст рифтогенного габро-диабазового магматизма, синхронного сибирской провинции LIP; 4) 126–125 млн лет – возраст HALIP, плюмовой Высокоарктической гигантской магматической провинции [Corfu et al., 2013], субсинхронный гранитоидный магматизм и вулканизм вдоль южного обрамления ААЧ; 5) 109–100 млн лет – возраст гранитоидного магматизма вдоль арктического побережья Чукотки от п. Певек до п. Лаврентия, характеризующий стадию растяжения (правостороннего скольжения?); 6) 90–80 млн лет – возраст надсубдукционных известково-щелочных вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и синхронных им оловоносных гранитоидов в тылу пояса.

Исследование изотопного состава O и Hf в датированных цирконах показало, что событие 1 характеризуется наиболее деплетированными около мантийными метками, и, в целом, отвечает ювенильному корообразованию (см. рис.). Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в таких цирконах составили от +6.2 до +5.3 ‰ (в одном из образцов достигает +3.5 ‰, коровый ксенолит гранита ZH38, о. Жохова), а  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  достигает +12.5 – +13 (при вариациях  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} =$  от +13 до +8,  $176\text{Hf}/177\text{Hf}_{(t)} = 0.282766–0.282600$ ). Модельный Hf возраст отделения деплетированной мантии для этого события составил по расчетам около 870–720 млн лет, при принятом среднекоровом отношении  $176\text{Lu}/177\text{Hf} = 0.0093$ . В девонских цирконах (событие 2) изотопный состав кислорода варьирует от +6.9 до +6.2, при вариациях  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  от +1.3 до +0.2, демонстрируя близкие к CHUR метки. Наконец, в меловых цирконах из мигматитов, гранитоидов и вулканитов (события 5 и 6) изотопный состав кислорода и гафния указывает на существенную долю зрелого корового материала в источнике магм (в меловых гранитоидах Велиткенайского массива и туронских оловоносных гранитах массива Северный:  $\delta^{18}\text{O} = +9$  до +6.5 ‰, при  $\epsilon\text{Hf}_{(t)} =$  от -2.5 до -10). Полученные результаты позволяют заключить о ювенильном этапе корообразования для ААЧ в эдиакарии и нарастании зрелого корового компонента в источнике магм в палеозое и мезозое.

*Частично поддержано грантами РФФИ 12-05-00874 и CRDF RUG1-7089-XX-13.*

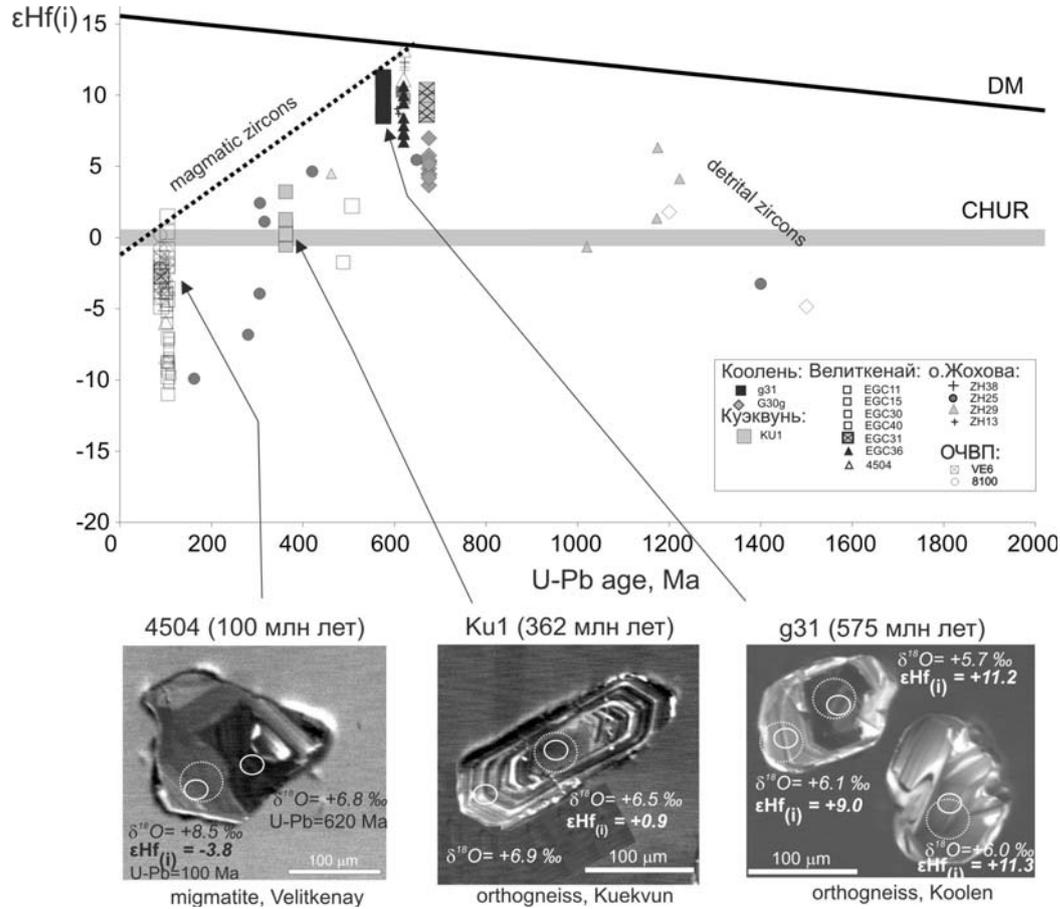


Диаграмма эволюции изотопного состава Hf в цирконах разновозрастных магматических комплексов из террейна Арктическая Аляска-Чукотка, демонстрирующая ювенильное корообразование в верхнем неопротерозое. Примеры исследованных цирконов в позднепротерозойских и девонских ортогнейсах, альбских гранит-мигматитовых комплексах показаны внизу. Кружками показаны области кристаллов, где были измерены U-Pb возраст, а также изотопный состав кислорода и гафния.

ЛИТЕРАТУРА

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM–VI. Geophysical Institute Report UAG-R-335; Compilers: D.B.Stone, J.G.Clough, D.K.Thurston, Fairbanks: University of Alaska. 2012. P. 6–7.

Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., and Till A.B. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions: Geological Society of America Bulletin, 2009. v. 121, p. 1219–1235.

Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., and Toro J., 2014. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages, in Dumoulin J.A., and Till A.B., eds., Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America, Special Paper 506, p. 29–57, doi:10.1130/2014.2506(02).

Churkin M. Jr., Whitney J. W., and Rogers J. F. The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. p. 79–84.

Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geological magazine. 2013. V. 150 (6), P. 1127–1135.

Kuznetsov N.B., Nataпов L.M., Belousova E.A., et al. Gondwana Res. 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.

Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. Baltica in the Cordillera? // Geology. 2011. V. 39 (8), P. 791–794.

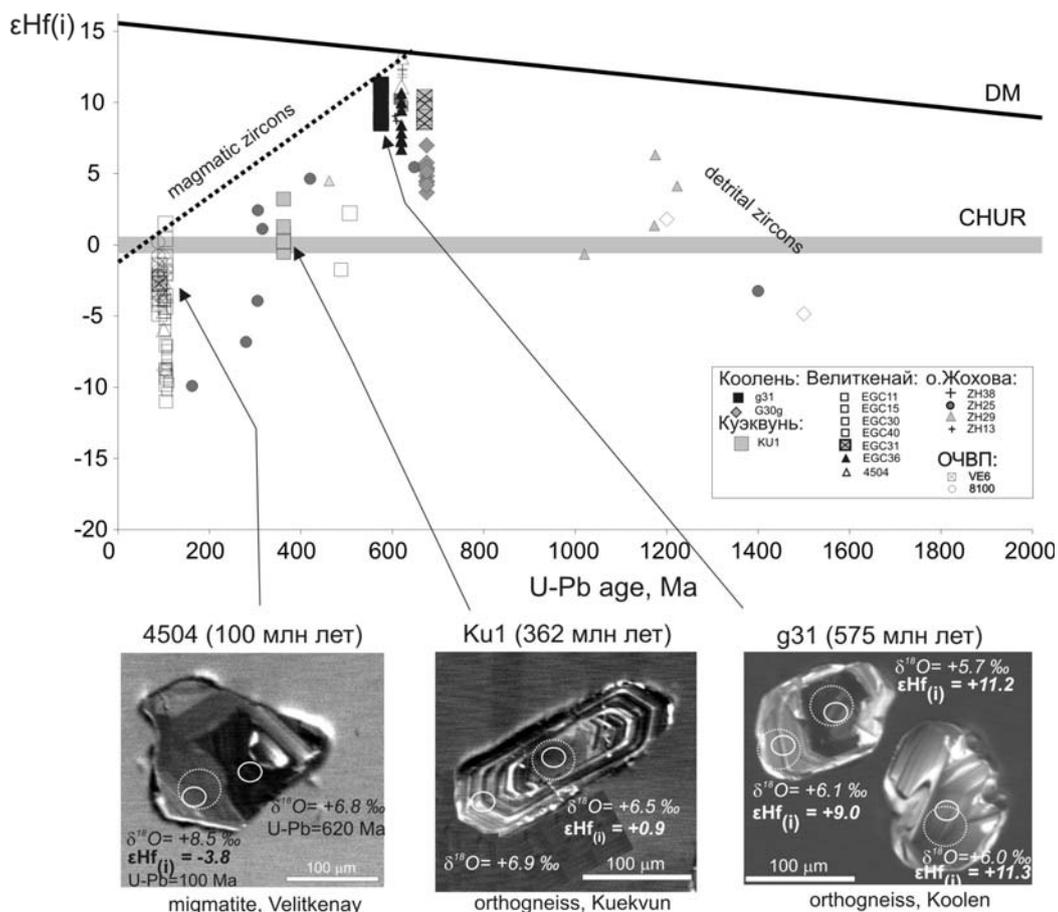
## GRANITE MAGMATISM AND FORMATION OF CRUST IN CONTINENTAL MARGIN OF EASTERN ARCTICA: ZIRCON U-Pb, O AND Hf ISOTOPIC SYSTEMATICS

V.V. Akinin

North Eastern Interdisciplinary Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia  
akinin@neisri.ru

Most of the onshore in Chukotka and Alaska together with adjacent offshore combined into crustal block named Arctida [Zonenshain, Natapov, 1987] or Arctic Alaska-Chukotka terrain (AACH) after [Churkin et al., 1985]. New isotopic geochronology data [Akinin et al., 2012; Amato et al., 2014] point onto Mezo- and Neoproterozoic age of AACH basement protholite which covered by Paleozoic and Mesozoic strata. Detrital zircon study within Triassic and Paleozoic sediments and reconstruction of detritus sources shows that AACH during Paleozoic likely belongs to Baltica neither then to Lavrentia [Amato et al., 2009; Miller et al., 2011].

Here we present new results of zircon study from Albian granites and oldest Precambrian orthometamorphic and magmatic rocks which crop out on arctic coast of Chukotka (Koolen, Kuul granite-metamorphic domes) as well as from upper crustal xenoliths from basanites of Zhokhova Island (De-Longy archipelago). Zircons from those rocks were first dated by U-Pb SHRIMP-RG and then oxygen and hafnium isotopic measurements have been done on the same points using SIMS (Cameca IMS-1270) and LA-MCICP-MS (Neptune) using USA facility at Stanford, UCLA, and WSU (see fig.).



Initial Epsilon Hf vs. time diagram for zircons from magmatic rocks of Arctic-Alaska-Chukotka terrain demonstrating juvenile crust formation during upper Neoproterozoic. Examples of studied zircons from Neoproterozoic, and Devonian orthogneisses, as well as from Albian granite-migmatite complexes shown at the bottom. Circles mark crystals domains where U-Pb age, O, and Hf isotopic measurements have been done.

Results of zircon U-Pb dating (total 30 samples) allow to describe six major magmatic events in crustal history of AACH: 1) 660-570 Ma – the oldest age of Neoproterozoic granite magmatism, this dates have been reproduced in metamorphic rocks of Koolen dome, upper crustal xenoliths of Zhokhova Island, and in inherited zircon cores from Albian granite-migmatite complexes of Arctic Chukotka. This event relay to Protouralian-Timanian orogeny – the oldest known collision event in the Arctic [Kuznetsov et al., 2010]; 2) 390–360 Ma – age of metamorphism and magmatism within fragmentary mapped remnants of Devonian island arc in Alaska and Chukotka; 3) 250–260 Ma – age of rift-related gabbro-diobase magmatism synchronous to Siberian LIP; 4) 126–125 Ma – age of HALIP, plume-related high Arctic large igneous province [Corfu et al., 2013], as well as coeval granitoid magmatism and volcanism along southern edge of AACH; 5) 109–100 Ma – age of extension related granitoid magmatism along arctic coast of Chukotka crop out from Pevek to Laurentia Settlement (dextral strike-split?); 6) 90–80 Ma – age of subduction-related calc-alkaline magmatism of Okhotsk-Chukotka volcanic belt and coeval tin-bearing granites in back-arc setting.

We studied  $d^{18}O$  and Lu-Hf isotopic records in dated zircons and found that event 1 have the most depleted mantle-like isotopic signatures reflecting global juvenile crust formation (fig.). Variation of  $d^{18}O$  in such Neoproterozoic zircons ranges from +6.2 to +5.3 ‰ (achieving in one of the sample +3.5 ‰, crustal granite xenolith ZH38 from Zhokhov Island), whereas  $\epsilon Hf_{(t)}$  achieving +12.5...+13 ( $\epsilon Hf_{(t)}$  ranges from +13 to +8,  $176Hf/177Hf_{(t)} = 0.282766–0.282600$ ). Hf depleted mantle model age for this event calculated as having around 870–720 Ma, assuming average crustal value of  $76Lu/177Hf = 0.0093$ . Devonian zircons (event 2) have oxygen isotopic composition ranges from +6.9 to +6.2, and  $\epsilon Hf_{(t)} = +1.3$  to +0.2, which are near the CHUR value. Finally, Cretaceous zircons from migmatites, granites, and volcanic rocks (events 5 and 6) have evolved oxygen and hafnium isotopic signatures reflecting existence of mature component in magma sources (zircon from Cretaceous granitoides of Velitkenay pluton and Turonian tin-bearing granites of Severny pluton have:  $d^{18}O = +9$  to +6.5 ‰, and  $\epsilon Hf_{(t)} =$  from -2.5 to -10). Obtained results allow to conclude about juvenile crust formation during Ediacaran and involvement of more mature crustal component in magma sources during Paleozoic and Mesozoic.

*This study partly supported by RFBR 12-05-00874a and CRDF RUG1-7089-XX-13.*

## REFERENCES

- Akinin V.V., Amato J., Miller E., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka / ICAM–VI. Geophysical Institute Report UAG-R-335; Compilers: D.B.Stone, J.G.Clough, D.K.Thurston, Fairbanks: University of Alaska. 2012. P. 6–7.
- Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., and Till A.B. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions: Geological Society of America Bulletin, 2009. V. 121. P. 1219–1235.
- Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., and Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages, in Dumoulin, J.A., and Till, A.B., eds., Reconstruction of a Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits: Geological Society of America Special Paper 506. 2014. P. 29–57, doi:10.1130/2014.2506(02).
- Churkin M.Jr., Whitney J.W., and Rogers J.F. The North American–Siberian connection, a mosaic of craton fragments in a matrix of oceanic terranes, in Howell, D. G., ed., Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, Earth Science Series 1: Houston, TX, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1985. P. 79–84.
- Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geological magazine. 2013. V. 150 (6), P. 1127–1135.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., et al. Gondwana Res. 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
- Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. Baltica in the Cordillera? // Geology. 2011. V. 39 (8). P. 791–794.
- Zonenshine L.P., and Natapov L.M. Tectonic history of Arctic // Actual problems of ocean and continent tectonics. M.: Nauka, 1987. P. 31–57 (in Russian).

**U–Pb (SHRIMP) ВОЗРАСТ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ  
ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

**В.Л. Андреев<sup>1</sup>, А.А. Соболева<sup>1</sup>, Е.Г. Довжикова<sup>2</sup>, Ю.Л. Ронкин<sup>3</sup>,  
Э.Л. Миллер<sup>4</sup>, М.А. Кобл<sup>4</sup>, А.Н. Ларионов<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
andreichev@geo.komisc.ru; aa\_soboleva@mail.ru*

<sup>2</sup>*Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Россия  
dovzh57@yandex.ru*

<sup>3</sup>*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия  
y-ronkin@mail.ru*

<sup>4</sup>*Стэнфордский университет, Калифорния, США  
elmiller@stanford.edu*

<sup>5</sup>*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия  
Alexander\_Larionov@vsegei.ru*

Печорская синеклиза располагается между Тиманом и Уралом и входит в состав Печорской плиты. Верхнедокембрийские осадочно-метаморфические и магматические образования фундамента (тиманиды) повсеместно погребены под ордовикско-кайнозойским платформенным чехлом мощностью 1–7 км. В составе фундамента выделяются Тиманский мегаблок, объединяющий Ижемскую зону и Тиман, и Большеземельский мегаблок, состоящий из Печорской и Большеземельской зон. По геофизическим данным и по результатам бурения мегаблоки отчетливо различаются вещественным составом и характером магматизма [Белякова и др., 2008]. Граница между мегаблоками проводится по системе Припечорского и Илыч-Чикшинского глубинных разломов мантийного проникновения, простирающихся в северо-западном направлении от Урала до Печороморской впадины. Разломы фиксируются положительной магнитной аномалией, связь которой с изверженными породами устанавливается по геофизическим данным и по результатам бурения. Магматические породы, развитые в зоне разломов, представлены вулканитами изестково-щелочной серии и интрузивными породами широкого спектра – от кислых до основных и интерпретируются как надсубдукционные (островодужные и коллизионные), связанные с тиманским орогенезом [Белякова, Степаненко, 1991; Белякова и др., 2008; Gee et al., 1998].

Среди магматических образований фундамента значительное место занимают гранитоиды. Они вскрыты скважинами во всех зонах, но преобладают в Ижемской и Печорской, вблизи Припечорско-Илыч-Чикшинской зоны разломов. Возраст гранитоидов, определенный разными методами (K–Ar, Pb–Pb (Pb-evaporation), Rb–Sr), охватывает интервал 800–500 млн лет [Акимова, 1980; Андреев, Литвиненко, 2007; Gee et al., 1998]. Более поздние Pb–Pb возрастные данные по отдельным зернам циркона из гранитов, вскрытых скважинами 11–Малая Пера, 10–Южная Чаркаю, 1–Восточная Чаркаю и 26–Восточная Харьяга в Ижемской, Печорской и Большеземельской зонах, дают более узкий интервал 567–551 млн лет [Gee et al., 1998], отвечающий границе раннего и позднего венда (570–555 млн лет) [Семихатов, 2000].

В настоящем сообщении приводятся данные о геохимии и первые результаты определения возраста U–Pb методом для гранитов, вскрытых скважинами 1–Чаркаю, 1–Южная Чаркаю и 1–Восточная Чаркаю в Припечорской разломной зоне. Породы относятся к чаркаюскому комплексу гранодиоритов и амфибол-биотитовых гранитов. Их объединение в единый комплекс произведено на основании достаточно близкого расположения скважин, а также высокого сходства минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород. Гранитоиды представлены серыми или розовато-серыми среднезернистыми разностями порфирированной структуры, содержащими вкрапленники зонального плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером до 1.5–2.0 см. Более мелкозернистая основная масса сложена лейстовидными зернами плагиоклаза и аллотриоморфными выделениями калиевого полевого шпата и кварца, а также биотитом и роговой обманкой. В качестве аксессуарных минералов наблюдаются апатит, циркон и титанит. Рудный минерал, вероятно вторичный, представлен пиритом. Вторичные изменения связаны с серицитизацией плагиоклаза, а также с замещением роговой обманки титанитом, кальцитом, хлоритом и кварцем.

Породы содержат 65.97–68.94 % SiO<sub>2</sub> и согласно петрохимической классификации определяются как гранодиориты и граниты. Высокое содержание Ba (417–514 г/т), Sr (105–225 г/т) при умеренных концентра-

циях Rb (68–91 г/т), Nb (8–11 г/т), Th (7–13 г/т), U (2–3 г/т), достаточно высокие величины отношений K/Rb (341–448) при невысоких Rb/Sr (0.30–0.84), Rb/Ba (0.14–0.21) позволяют относить эти гранитоиды к I-типу по классификации Б. Чаппела и А. Уайта [Chappel, White, 1974; Whalen et al., 1987]. Породы характеризуются умеренным содержанием редких земель (37–176 г/т) при обогащении LREE относительно HREE ( $La_N/Yb_N = 10.7–19.8$ ) и незначительном или отсутствующем дефиците Eu ( $Eu_N/Eu_N^* = 0.7–1.0$ ). Они обогащены крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th) и обеднены высокозарядными (Zr, Hf, HREE) относительно состава гранита COX [Pearce et al., 1984]. Та и Nb аномалий не наблюдается. Основываясь на этих данных, можно заключить, что гранитоиды сформировались в надсубдукционной обстановке. На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984], фигуративные точки их составов попадают в поля островодужных или синколлизонных гранитов и в область их перекрытия с постколлизонными образованиями. Согласно диаграмме Н. Харриса [Harris et al., 1987] гранитоиды классифицируются как постколлизонные.

Датирование цирконов из гранитов скв. 1–Южная Чаркаю производилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на вторично-ионном микрозонде SHRIMP II, а из гранитов в скважинах 1–Чаркаю и 1–Восточная Чаркаю – в Центре микроанализа Стэнфордского университета и Геологической службы США (SUMAC) на SHRIMP RG.

Скв. 1–Чаркаю вскрыла граниты в интервале 3072–3122 м, отбор цирконов производился из образца 246 (3109–3117 м). Изотопные данные по аналитическим точкам девяти зерен (U – 192–571 ppm, Th – 71–219 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.24–0.46$ ) с дискордантностью, не превышающей 10%, образуют компактный кластер, отвечающий возрасту  $545.2 \pm 5.8$  млн лет. Здесь и далее приводимые погрешности соответствуют  $2\sigma$ .

Скв. 1–Восточная Чаркаю. Граниты вскрыты в интервале 3069–3219 м, анализировались цирконы из образца 26 (3205.9–3210.6 м). Конкордантный возраст по 11 зернам (U – 108–524 ppm, Th – 57–162 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.19–0.66$ ) составляет  $544.6 \pm 6.7$  млн лет. Ранее по трем зернам циркона из этой же скважины (обр. 27, гл. 3213.8–3218.8 м) был определен Pb–Pb (Pb–evaporation) средневзвешенный возраст, равный  $557 \pm 15$  млн лет [Gee et al., 1998]. Результаты можно считать сопоставимыми, поскольку в некоторых цирконах из обр. 26 зафиксированы  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрасты такого же уровня.

Скв. 1–Южная Чаркаю вскрыла граниты в интервале 2931–3178 м, отбор цирконов производился из образца 15/10 (3171–3173 м). По аналитическим данным семи зерен (U – 187–677 ppm, Th – 42–175 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.17–0.31$ ) получен конкордантный возраст  $555.2 \pm 1.6$  млн лет. В двух зернах с повышенным содержанием урана (1388 и 1134 ppm) возраст составляет  $501 \pm 3$  и  $526 \pm 3$  млн лет. Максимальный конкордантный возраст, равный  $1411 \pm 12$  млн лет, установлен в унаследованном ядре. Из имеющегося перечня датировок времени формирования гранитоидов, по-видимому, отвечает возраст  $555.2 \pm 1.6$  млн лет. Он совпадает с Pb–Pb возрастом ( $553 \pm 6$  млн лет), установленным методом Кобера по четырем зернам циркона из обр. 18 (гл. 2952 м) в этой же скважине [Gee et al., 1998].

В Припечорской зоне разломов в 250 км к северо-западу от чаркаюских скважин–расположена скв. 54–Седуяха. Вскрытые ею гранодиориты в интервале 865–910 м также относятся к чаркаюскому комплексу [Белякова и др., 2008]. U–Pb возраст, установленный по 10 зернам циркона, составил  $542.5 \pm 6.9$  млн лет [Андреичев и др., 2013]. Таким образом, результаты локального датирования цирконов из гранитоидов, приуроченных к Припечорской зоне, свидетельствуют о том, что орогенный гранитоидный магматизм, завершающий формирование тиманид, происходил в позднем венде в интервале 555–542 млн лет.

*Исследования выполнены в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 4 по инициативному проекту УрО РАН № 12-У-5-1013, а также при поддержке NSF (грант № 0948673, руководитель Э.Л.Миллер) и Программы Фулбрайта для ученых (грант № 68130147).*

## ЛИТЕРАТУРА

- Акимова Г.Н. Геохронология Тимана // Сов. геология. 1980. № 12. С. 71–85.
- Андреичев В.Л., Литвиненко А.Ф. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 68 с.
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г. Новые данные о возрасте гранитоидного магматизма фундамента Печорской синеклизы по данным U–Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов // Гранитоиды: условия формирования и рудоносность. Киев: Институт геохимии, минералогии и рудообразования, 2013. С. 13–14.
- Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалит фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №12. С. 106–117.
- Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П. и др. Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Ухта: ГУП РК ТП НИЦ, 2008. 288 с.

- Семихатов М.А. Уточнение оценок изотопного возраста нижних границ верхнего рифея, венда, верхнего венда и кембрия // Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. С. 95–107.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. N 8. P. 173–174.
- 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 // *Polarforschung.* 1998. V. 68. P. 161–170.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., and Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Collision tectonics* / M. P. Coward, A. C. Ries (eds). Geological Society, London, Spec. Publ. 1987. N 19. P. 67–81.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., and Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Whalen J.B., Currie K.L., and Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

## U-Pb (SHRIMP) AGE OF COLLISIONAL GRANITOIDS IN THE BASEMENT OF PECHORA BASIN

V. L. Andreichev<sup>1</sup>, A. A. Soboleva<sup>1</sup>, E. G. Dovzhikova<sup>2</sup> Yu. L. Ronkin<sup>3</sup> E. L. Miller<sup>4</sup>,  
M. A. Coble<sup>4</sup>, A. N. Larionov<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia  
andreichev@geo.komisc.ru, aa\_soboleva@mail.ru*

<sup>2</sup>*Ukhta State Technical University, Ukhta, Russia  
dovzh57@yandex.ru*

<sup>3</sup>*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia  
y-ronkin@mail.ru*

<sup>4</sup>*Stanford University, California, USA  
elmiller@stanford.edu*

<sup>5</sup>*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia  
Alexander\_Larionov@vsegei.ru*

The Pechora Basin is located between the Urals and Timan and is a part of the Pechora plate. Upper Precambrian sedimentary-metamorphic and igneous rocks of the basement (Timanides) are commonly buried under 1–7 km of Ordovician-Cenozoic sediments in the basin. The basement is subdivided into the Timan major crustal block that consists of the Izhma and Timan zones, and the Bolshezemel major crustal block consisting of Pechora and Bolshezemel zones. Based on geophysical data and the results of drilling, these blocks consist of different rock types and magmatic histories [Belyakova et al., 2008]. The boundary between blocks is a system of deep faults called the Pripechora and Ilych – Chikshino faults that strike in a northwestern direction, extending from the Urals to the Pechora Sea and are thought to cut through the crust to the mantle. The faults are located by their positive magnetic anomalies that are thought to represent igneous rocks based on geophysical data and drilling results. Igneous rocks in the fault zone are calc-alkaline volcanic and intrusive rocks with a wide spectrum of compositions, from silicic to mafic and are interpreted as suprasubduction (island arc and collision) magmas associated with the Timan orogeny [Belyakova, Stepanenko; 1991, Belyakova et al., 2008; Gee et al., 1998].

Granitoids occupy a prominent position among the igneous rocks of the basement. They were penetrated by boreholes in all zones but are most prevalent in the Izhma and Pechora zones close to Pripechora-Ilych-Chikshino fault zone. The age of these granitoids determined at by different methods (K-Ar, Pb-Pb (Pb-evaporation), Rb-Sr) encompass a range of ages from 800–500 Ma [Akimova, 1980; Andreichev, Litvinenko, 2007; Gee et al., 1998]. More recent Pb-Pb age data for individual zircon grains from granites penetrated by the 11-Malaya Pera, 10-South Charkayu, 1-East Charkayu and 26-East Khariyaga boreholes in the Izhma, Pechora and Bolshezemel zones reveal a narrower range of ages from 567–551 Ma [Gee et al., 1998], corresponding to the boundary of the early and late Vendian (570–555 Ma) [Semikhatov, 2000].

Here we present data on the geochemistry and the first U-Pb ages on zircons from granites penetrated by the 1-Charkayu, 1-South Charkayu and 1-East Charkayu boreholes in the Pripechora fault zone. These rocks referred to the Charkayu Complex consist of granodiorites and amphibole-biotite-bearing granites. They have been combined into a single complex on the basis of the proximity of boreholes that penetrated these rocks as well as on the similarity of their mineral composition, structural and textural features. These granitoids are gray or pinkish-gray medium-grained rocks with porphyric textures and contain phenocrysts of zoned plagioclase and potassium feldspar up to 1.5–2.0 cm in diameter. The finer-grained groundmass contains lath-shaped grains of plagioclase and anhedral potassium feldspar

crystals, quartz, biotite and hornblende. Accessory minerals include apatite, zircon and titanite. Ore mineral, probably secondary, is pyrite. Secondary alterations have resulted in sericitization of plagioclase and replacement of hornblende with titanite, calcite, chlorite and quartz.

Geochemically, the rocks studied contain 65.97–68.94 % SiO<sub>2</sub> and are granodiorites and granites. The high Ba contents (417–514 ppm) and Sr (105–225 ppm) at moderate concentrations of Rb (68–91 ppm), Nb (8–11 ppm), Th (7–13 ppm), U (2–3 ppm), relatively high values of K/Rb ratio (341–448) at low Rb/Sr (0.30–0.84) and Rb/Ba (0.14–0.21) allow us to classify these granitoids as I-type according to the classification scheme of B. Chappell and A. White [Chappell and White, 1974; Whalen et al., 1987]. The rocks are also characterized by moderate amounts of rare earth elements (37–176 ppm) with the enrichment of LREE relative to HREE ( $La_N / Yb_N = 10.7–19.8$ ) and small or absent Eu anomalies ( $Eu_N / Eu_N^* = 0.7–1.0$ ). They are enriched in LILE (K, Rb, Ba, Th) and depleted in HFSE (Zr, Hf, HREE) relative to the composition of ocean ridge granites after Pearce et al. [1984]. Ta and Nb anomalies are absent. Based on these data, it is inferred that these granitoids formed in supra-subduction zone setting. On discrimination diagrams [Pearce et al., 1984] their compositions fall into the field of volcanic arc or syn-collision granites and overlap into the field of post-collisional granites. According to the classification of Harris et al. [1987] these granitoids fall in the “post-collisional” compositional field.

Dating of zircons from granites of 1-South Charkayu borehole were carried out at the Center of Isotope Studies in VSEGEI using secondary ion microprobe SHRIMP II, and from granites of 1-Charkayu and 1-East Charkayu – at the Stanford- U.S. Geological Survey Micro Analysis Center (SUMAC) using the SHRIMP RG.

The 1-Charkayu borehole penetrated granites at 3072–3122 m depth. Zircons were separated from sample 24b recovered from the depth interval 3109–3117 m. Isotopic data from nine zircon grains (U – 192–571 ppm, Th – 71–219 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.24–0.46$ ) with discordance not exceeding 10% form a compact age cluster at  $545.2 \pm 5.8$  Ma (errors cited are  $2\sigma$  values).

The 1-East Charkayu borehole penetrated basement granites at depths of 3069–3219 m. Zircons from sample 26 (3205.9–3210.6 m) were analyzed. Concordant ages of 11 zircon grains (U – 108–524 ppm, Th – 57–162 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.19–0.66$ ) yield a mean age of  $544.6 \pm 6.7$  Ma. Earlier work involved the analysis of three zircon grains from the granites in the same borehole (sample 27, 3213.8–3218.8 m) and yielded an average Pb-Pb (Pb-evaporation) age of  $557 \pm 15$  Ma [Gee et al., 1998]. These two sets of results can be considered comparable because some zircons from sample 26 have  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -ages within error of the Pb-Pb ages.

The 1-South Charkayu well penetrated granites at a depth of 2931–3178 m. Zircons were extracted from sample 15/10 (3171–3173 m). Seven zircon grains (U – 187–677 ppm, Th – 42–175 ppm,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.17–0.31$ ) yield a concordant age of  $555.2 \pm 1.6$  Ma. This age coincides with the Pb-Pb age ( $553 \pm 6$  Ma), established by Kober method for four zircon grains from sample 18 (2952 m) in the same borehole [Gee et al., 1998]. Two zircons had high uranium content (1388 and 1134 ppm) and yielded ages of  $501 \pm 3$  and  $526 \pm 3$  Ma. The oldest concordant age measured in the cores of these zircons is  $1411 \pm 12$  Ma.

The Pripechora fault zone lies 250 km to the north-west from the Charkayu boreholes described above and where the 54-Seduyaha borehole is located. This drill site penetrated granodiorites at a depth of 865–910 m which belong to Charkayu Complex [Belyakov et al, 2008]. The U-Pb age of 10 zircon grains is  $542.5 \pm 6.9$  Ma [Andreichev et al., 2013]. Thus, the results of the local dating of zircons from granitoids located at Pripechora zone indicate that orogenic granitoid magmatism which completed the formation of Timanides occurred in the Late Vendian in the range of 555–542 Ma.

*The studies were carried out in the framework of Program of fundamental research DES RAS № 4 on proactive project UB RAS № 12-V-5-1013, and with the support from NSF (grant № 0948673, principal investigator – E.L. Miller) and with the help of a Fulbright scholarship to A.A. Soboleva (grant № 68130147).*

## REFERENCES

- Akimova G.N. Geochronology of the Timan // Sov. Geology. 1980. № 12. P. 71–85 (in Russian).  
 Andreichev V.L., Litvinenko A.F. Isotopic geochronology of granitoid magmatism of the Pechora plate basement. Syktyvkar: Geoprint Publishing. 2007. 68 p. (in Russian).  
 Andreichev V.L., Soboleva A.A., Dovzhikova E.G. New data on the age of granitoid magmatism in the basement of Pechora Basin according to U-Pb data (SHRIMP-II) of the zircon dating // Granitic rocks, conditions of their forming and ore potential. Kiev: Institute of Chemistry, Mineralogy and Ore formation. 2013. P. 13-14 (in Russian).  
 Belyakova L.T., Stepanenko V.I. Magmatism and geodynamics of baikalides from the basement of Timan-Pechora Basin // Izv. AS USSR. Geological ser. 1991. №12. C. 106-117 (in Russian).  
 Belyakova L.T., Bogatsky V.I., Bogdanov B.P., Dovzhikova E.G., Laskin V.M. The basement of Timan-Pechora oil and gas Basin. Ukhta. 2008. 288 p. (in Russian).

- Semikhatov M.A. Refinement of estimates of the isotopic age of the lower boundaries of the Upper Riphean, Vendian, Upper Vendian and Cambrian // Additions to Stratigraphic Code of Russia. St. Petersburg: VSEGEI Publishing, 2000. P. 95-107.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. N 8. P. 173-174.
- 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 // Polarforschung. 1998. V. 68. P. 161-170.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., and Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / M. P. Coward, A. C. Ries (eds). Geological Society, London, Spec. Publ. 1987. N 19. P. 67-81.

## ЭВОЛЮЦИЯ ОЧАГА МАГМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ГРАНИТОИДНОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.Ю. Анникова<sup>1,2</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2,3</sup>, Е.Н. Соколова<sup>1,2,3</sup>, С.В. Хромых<sup>1,3</sup>,  
А.Г. Владимиров<sup>1,2,3</sup>, А.В. Травин<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия, labspm@ggf.tsu.ru

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Калгутинская рудно-магматическая система (РМС) представляет собой пример взаимосвязи гранитно-магматизма и редкометалльного W-Mo оруденения. Ее магматические комплексы включают в себя одноименный массив редкометалльных порфиroidных гранитов главной фазы, штоки лейкогранитов фазы дополнительных интрузий (с запада на восток – Аргамджинский, Джумалинский и Восточный) и Восточно-Калгутинский дайковый пояс (ВКП), сложенный калиевыми и натриевыми разновидностями онгонитов (рис.) [Анникова и др., 2006; Поцелуев и др., 2008]. По геологическим наблюдениям в горных выработках Калгутинского месторождения были зафиксированы взаимоотношения гидротермальных жил с дайками ВКП, указывающие на внутрирудную природу отдельных даек, то есть эти дайки, как секутся кварцево-рудными жилами, так и сами секут их [Анникова и др., 2006].

Породы главной фазы и фаз дополнительных интрузий Калгутинского редкометалльно-гранитного массива представлены высокоглиноземистыми, умеренно-щелочными биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми и турмалин-слюдистыми гранитами и лейкогранитами. Содержание фтора и фосфора в них близки к кларковым для гранитоидов. Мусковит и турмалин в качестве породообразующих минералов появляются в составе лейкогранитов фаз дополнительных интрузий. Пространственно наиболее приближенным к рудному полю Калгутинского месторождения и дайковому поясу является Восточный шток (см. рисунок), с которым связаны обильные внутригранитные шпировые и жильные пегматиты с турмалином, мусковитом, флюоритом и бериллом. Пегматитовые образования являются местом скопления выделившегося в ходе становления штоков магматического флюида, их количество уменьшается по мере удаления от месторождения.

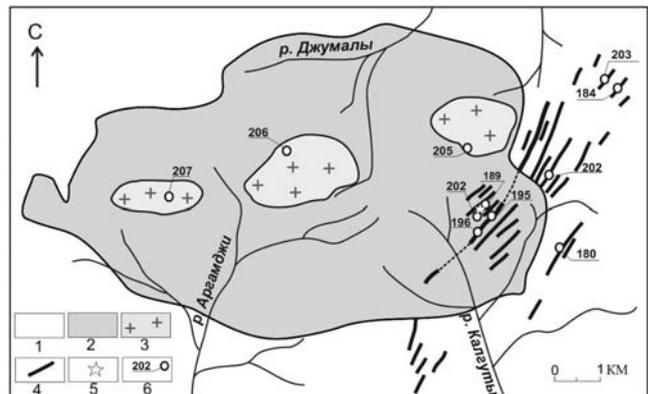
Составы даек ВКП отвечают породам вида онгонита, в которых значение  $Na_2O/K_2O$  варьирует вблизи 1. Среди них выделяются разновидности относительно обогащенные Na или K. В составе пояса преобладают дайки, представленные породами с превышением  $K_2O$  над  $Na_2O$ , которые иногда рассматриваются как эльваны. Главные вкрапленники онгонитов ВКП – калиевый полевой шпат, альбит, кварц, мусковит, в единичных дайках – биотит. В подчиненных, но значительных количествах встречаются апатит и флюорит. Аксессуарными являются танталит-колумбит, монацит, ксенотим, вольфрамит, тантало-титано-ниобаты редкоземельных элементов. Содержание турмалина во всех типах пород незначительно.

Онгониты ВКП имеют специфический химический состав. Для них характерно невысокое содержание F (не более 0.5 мас. %) и высокое –  $P_2O_5$  (до 0.9 мас. %) на фоне суммарного высокого содержания редких щелочных металлов (Li+Rb+Cs до 5000 ppm). Таким образом, они относятся к высокоредкометалльным низкофтористым высокофосфористым кислым породам с высоким содержанием глинозема и нормальным до умеренного суммарного содержания щелочей.

По суммарному содержанию редких щелочей породы пояса подразделяются на редкометалльные, высокоредкометалльные и ультраредкометалльные. По мере роста содержания редких металлов наблюдается небольшое увеличение содержания фтора и значительное увеличение содержания фосфора

Схематическая геологическая карта Калгутинской рудно-магматической системы:

1 – девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 – граниты главной интрузивной фазы; 3 – лейкограниты фаз дополнительных интрузий; 4 – дайки эльванов и онгонитов; 5 – грейзены «Молибденового штока» и пегматиты кварцевого ядра; 6 – места отбора проб и усредненный Ag-Ag возраст, млн лет (точные значения возраста см. в тексте).



[Анникова и др., 2006]. Породы с наиболее высоким содержанием редких металлов и фосфора приурочены к протяженной дайке, расположенной в осевой части пояса. В ее пределах зафиксированы фациальные переходы между существенно натровыми и существенно калиевыми разновидностями онгонита. Калиевые разновидности пород центральной дайки относятся к высокоредкометалльным, в то время как натровые являются ультраредкометалльными. Таким образом, как в рамках дайкового пояса, так и в пределах отдельных тел имеются существенные различия в составах пород.

Детальные исследования флюидных и расплавных включений в кварце онгонитов ВКП показали, что вкрапленники этих даек кристаллизовались в более глубокой, чем дайки, камере(ах) из редкометалльных расплавов при высоком флюидном давлении (4.5–6 кбар) и температурах 565–620 °С [Соколова и др., 2011]. Породы различной редкометалльности образовались из расплавов, в которых содержания редких металлов отличались аналогичным образом. Кристаллизация вкрапленников проходила в водонасыщенных условиях в присутствии высокоплотного водного флюида. Эволюция петрогенных компонентов расплавов, формировавших ВКП, не подчиняется закономерностям, обусловленным только кристаллизационной дифференциацией редкометалльной магмы. Составы стекол включений образуют тренд, направленный в сторону кварцевой вершины  $Qz$ – $Ab$ – $Or$  треугольника с постепенным увеличением отношения  $K_2O/Na_2O$ .

Необычный характер эволюции и контрастные отличия составов даек в пределах пояса поставили вопрос о факторах, которые могли стать определяющими в эволюции наиболее поздних порций магм Калгутинской РМС и ее продолжительности. Для решения этой задачи было проведено датирование вкрапленников слюд из даек, относящихся к различным по содержанию редких элементов типам и локализованных в различных частях пояса. Для сравнения были выполнены определения возраста грейзенов в центральной части месторождения (Молибденовый шток), лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков и пегматитов в пределах Восточного штока.

Слюды, по которым выполнялись геохронологические исследования, представлены мусковитом и мусковит-фенгитом с повышенным содержанием Li, Rb и F. Проведенные исследования показывают, что вкрапленники слюд имеют магматическое происхождение и не подвергались более поздним гидротермальным преобразованиям, что позволило использовать их для датирования магматической кристаллизации очага редкометалльной магмы ВКП.

Датирование магматических пород по 8 монофракциям мусковита, грейзенов – по сливному кварц-мусковитовому агрегату (онкозину) проводилось  $^{40}Ar/^{39}Ar$  методом ступенчатого прогрева. Методика исследований подробно описана в работе [Травин и др., 2009]. Во всех полученных возрастных спектрах наблюдается четкое плато, среднее взвешенное по которому и принято за возраст закрытия K/Ar изотопной системы в соответствующем минерале.

Наиболее молодые оценки возраста даек ВКП –  $179.7 \pm 1.3$  млн лет и  $184.3 \pm 1.4$  млн лет получены для калиевых онгонитов (или эльванов) юго-восточного и восточного флангов ВКП, наиболее древние оценки возраста пород ВКП –  $202.2 \pm 2.1$  млн лет – для эльванов, обнаженных на III разведочном участке месторождения (см. рис.). Две оценки возраста, полученные для протяженной дайки из осевой части пояса, характеризующейся наиболее высокими содержаниями фтора, фосфора и редких металлов, дали близкий результат: “эльвановая часть дайки” –  $195.0 \pm 2.1$  млн лет, “онгонитовая часть дайки” –  $196.1 \pm 2.1$  млн лет.

Для грейзенов Молибденового штока значение возраста плато составило  $188.8 \pm 1.4$  млн лет, для лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков –  $205.9 \pm 2.2$  и  $206.6 \pm 2.2$  млн лет соответственно, а для пегматитов из Восточного штока –  $205.4 \pm 2.2$  млн лет.

Полученные новые геохронологические данные для пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, в целом, согласуются с результатами предыдущих исследований. Так, проведенное ранее  $^{40}Ar/^{39}Ar$  изотопное датирование двух даек из центральной части пояса и его восточного фланга дало результат в  $202.4 \pm 2.0$  млн лет и  $203.4 \pm 1.5$  млн лет соответственно [Анникова и др., 2006], а U-Pb датирование по циркону (метод SHRIMP II) двух даек из рудного поля месторождения –  $204.0 \pm 2.0$  млн лет и  $200.8 \pm 1.1$  млн лет [Гусев, 2011]. Однако проведенное нами масштабное датирование ВКП позволило выявить, что диапазон формирования дайкового пояса составляет  $179.7 \pm 1.3$  –  $204.0 \pm 2.0$  млн лет, т. е. ~24 млн лет. Полученная оценка длительности формирования ВКП не согласуется с оценками продолжительности эволюции очагов типичной редкометалльной магмы в условиях закрытой камеры, которые составляют первые сотни тысяч лет [Костицын и др., 2004].

Необычные особенности эволюции материнских расплавов (тренд в сторону обогащения кварцевым компонентом, увеличение  $K_2O/Na_2O$  и др.), большой диапазон возрастов даек дает основание предполагать, что развитие очага водонасыщенной редкометалльно-гранитной магмы ВКП невозможно рассматривать в рамках закрытой камеры. В данном исследовании предлагается механизм формирования состава расплавов

редкометалльного очага путем взаимодействия между гранитной магмой и кислым водным флюидом, содержащим HCl. Для обеспечения наблюдаемого тренда эволюции необходимо, чтобы отношение масс гранитного расплава и водного флюида составляло 1.5:1. Такое количество воды не может выделиться из гранитной магмы при ее кристаллизации и требует участия трансмагматического флюида из других источников.

Взаимодействие магмы с трансмагматической флюидной фазой, при условии образования корки закристаллизованной породы, приведет к росту флюидного давления, которое фиксируется по включениям во вкрапленниках дайковых пород. При этом будет происходить перераспределение элементов между флюидной фазой и редкометалльной гранитной магмой, что, вероятно, является причиной формирования рудоносного потенциала прореагировавшего с магмой флюида. Превышение флюидного давления над литостатическим должно привести к разгерметизации камеры и внедрению рудоносных гидротерм в граниты главной фазы, образованию грейзенов и рудных жил. Вслед за этим должно произойти внедрение редкометалльной магмы и становление даек пояса. Застывание даек приведет к запечатыванию образованных трещин и герметизации камеры. Процесс, вероятно, периодически повторялся, что привело к пересечению даек жилами и наоборот. Длительный приток водного флюида в магматическую камеру мог удлинить время существования магматического очага за счет постепенного снижения температуры кристаллизации и обеспечить многостадийность образования месторождения.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00712, № 13-05-00471, № 10-05-00913).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 90–108.
- Гусев Н.И. Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 3. С. 280–296.
- Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 9, С. 940–948.
- Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск: СТУ, 2008. 226 с.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1748–1775.
- 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.

#### EVOLUTION OF MAGMA CHAMBER DURING FORMATION OF THE EAST-KALGUTY BELT OF RARE-METAL GRANITE PORPHYRY DYKES (SOUTH ALTAI)

**I.Yu. Annikova<sup>1,2</sup>, S.Z. Smirnov<sup>1,2,3</sup>, E.N. Sokolova<sup>1,2,3</sup>, S.V. Khromykh<sup>1,3</sup>,  
A.G. Vladimirov<sup>1,2,3</sup>, A.V. Travin<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, iyuannikova@mail.ru*

<sup>2</sup>*Tomsk State University, Tomsk, Russia, labspm@ggf.tsu.ru*

<sup>3</sup>*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Kalgutinsky ore magmatic system is an example demonstrating genetic links between granitic magma and rare-element (Mo-W) ore mineralization. Its magmatic formations include Kalguty porphyritic granite massif, which is considered to be a major intrusion phase; leucogranite stocks, which are considered as a phase of additional intrusions (from west to east Argamdji, Dzhumaly and Eastern); and East-Kalguty dyke belt (EKB), composed of Na-rich and K-rich ongonite varieties (Fig.) [Annikova et al., 2006; Potseluyev et al., 2008]. An intersection of ore bodies by EKB dykes and vice versa, which were observed in the field outcrops and mines obviously show that ores and dykes have been formed simultaneously [Annikova, 2006].

The rocks of major and additional intrusion phases of the Kalgutinsky massif are represented by peraluminous, moderately alkaline biotite, two-mica, and tourmaline-mica granites and leucogranites. Their fluorine and phosphorus contents are close to the average abundance in the granitic rocks. Rock-forming muscovite and tourmaline appear in mineral composition of the leucogranites of the additional intrusion phase. Eastern leucogranitic stock is located in a vicinity of the ore deposit and EKB. It contains abundant miarolitic pegmatites with tourmaline, muscovite, fluorite and beryl. Pegmatites point to places of segregation of magmatic fluids, which were released during leucogranite crystallization. The amount of pegmatitic bodies decreases outside the ore deposit area.

Compositions of dykes correspond to ongonite, which  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  varies around 1 and are divided into Na-rich variety and K-rich variety. The latter is sometimes referred to as elvans. The belt is dominated by dykes composed of K-rich ongonites. Major minerals of the ongonite phenocrysts are K-feldspar, albite, quartz, muscovite, and in scarce dykes – biotite. Apatite and fluorite are subordinate. Accessory minerals are represented by tantalite-columbite, monazite, xenotime, wolframite, REE tantalum-titanium niobates. Tourmaline is scarce in all types of ongonites.

EKB ongonites have specific compositions. They are featured by relatively low F (up to 0.5 wt. %) and high  $\text{P}_2\text{O}_5$  (up to 0.9 wt. %), which are associated with unusually high total rare alkali contents (Li+Rb+Cs up to 5000 ppm). Thus, they should be regarded as peraluminous low-F and high-P strongly rare-metal-rich silicic rocks with normal to moderate  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  contents.

EKB rocks are divided into rare-metal (RM), high rare-metal (high-RM) and ultra rare-metal (URM) types according to their total rare alkali contents. Increase of the bulk rock rare-metal contents is accompanied by slight increase of fluorine and significant increase of phosphorus concentrations [Annikova, 2006]. The rocks, which are most enriched in rare metals, fluorine and phosphorus compose a single long dyke in the axial part of the EKB. K- and Na-rich ongonites gradually transform one into another within this body. K-rich ongonites of the central dyke belong to high-RM type while the Na-rich ones – to the URM type. Thus significant differences in compositions of the rocks are recorded both between different dykes and within a single dyke body.

Detailed study of fluid and melt inclusions in the ongonitic quartz demonstrated that phenocryst minerals crystallized within magma chamber, which was located below the level of dyke crystallization. Ongonite minerals crystallized from rare-metal rich granitic melts at 565–620 °C under high (4.5–6.0 kbar) fluid pressure [Sokolova et al., 2011]. The rocks with different rare-metal contents were formed from the melts with similarly different concentrations of rare metals. The melts were water saturated and the phenocrysts crystallized in presence of high-density aqueous fluid. Evolution of the major-element compositions of the melts does not follow simple rare-metal magma crystallization (differentiation) model. Normative melt inclusion compositions form trend directed to Qz corner of the haplogranitic triangle with increasing  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios.

Unusual melt evolution and strong compositional differences between dykes within EKB raised a question about factors that could control evolution of the latest magma portions in the Kalguty ore-magmatic system and the length of the evolutionary history. Radioisotopic ages of mica phenocrysts from different ongonite dykes located in different EKB sites were determined in order to answer this question. The ages of mica from leucogranites of the Argamdji and Dzhumaly stock, pegmatites from the Eastern stock and greisens from “Mo-stockwork” ore body in the central part of the Mo-W deposit were also determined for comparison.

EMP and SIMS analyses showed that the studied ongonitic mica belongs to muscovite and muscovite-phengite series with elevated Li, Rb and F contents. Petrographic observations prove that the selected mica phenocrysts definitely have magmatic origin and their host rocks were not altered by later hydrothermal events. Thus they were considered to be suitable for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of magmatic crystallization of the EKB rare-metal magma chamber.

The ages were determined for 8 hand-picked single-mineral fractions from the crushed magmatic rocks and greisens by step heat method. The methodology is described by [Travin et al., 2009]. All the apparent age plots contain distinct plateau, the weighted average of which was considered as an age of the closure of K/Ar isotopic system.

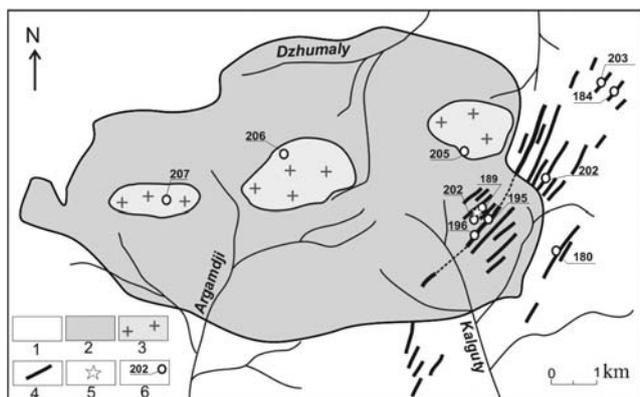


Fig. Geological scheme of the Kalguty ore-magmatic system: 1 – undivided Devonian volcanogenic sedimentary rocks; 2 – granites of the major intrusion phase; 3 – leucogranites of the additional intrusion phase; 4 – Na ongonite and K ongonite (elvanic) dykes; 5 – “Mo-stockwork” greisens and “Quartz core” pegmatites; 6 – sampling places and average  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages.

The youngest ages of the EKB dykes  $179.7 \pm 1.3$  и  $184.3 \pm 1.4$  Ma were determined for the K-rich ongonites of the eastern and northern flanks of the belt. The oldest  $202.2 \pm 2.1$  Ma were obtained for K-rich ongonites in the eastern EKB flank (see Fig.). The dating of two different locations in the complex central dyke, which is the most rare-metal rich body of the EKB, gives two matching dates of  $195.0 \pm 2.1$  Ma for the Na-rich and  $196.1 \pm 2.1$  Ma for K-rich parts.

Muscovite from greisens of the “Mo-stockwork” gives the age of  $188.8 \pm 1.4$  Ma., while muscovites from leucogranites of Dzhumaly and Argamdji stocks showed plateau at  $205.9 \pm 2.2$  и  $206.6 \pm 2.2$  Ma respectively. The age of  $205.4 \pm 2.2$  Ma was determined for pegmatites from the Eastern stock.

The geochronological data, obtained for EKB rocks are in general agreement with the previously obtained data. Two dykes from the central and northern parts of the EKB were formed respectively at  $202.4 \pm 2.0$  and  $203.4 \pm 1.5$  Ma according to  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating by [Annikova et al., 2006]. U-Pb SHRIMP dating of zircon from two dykes located within the ore mineralization area provided ages of  $204.0 \pm 2.0$  and  $200.8 \pm 1.1$  Ma [Gusev et al., 2011]. Compilation of these data show that the latest magmatic intrusions of the EKB have been occurring within much longer period of time between  $179.7 \pm 1.3$  and  $204.0 \pm 2.0$  Ma, i.e. ~24 Ma. This temporal range does not agree with the estimations of life times of typical closed rare-metal rich magma chambers, which are around hundreds of thousands years [Kostitsyn et al., 2004].

Unusual features of chemical evolution of the EKB parental melts, e.g. enrichment in normative Qz, increase of  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  etc, and large time span of their formation imply that the development of its water-saturated magma occurred in an open system. Interaction of silicic magma with transmagmaic aqueous fluid is suggested as one of possible factors governing the magma evolution. Numerical estimations showed that in order to achieve the observed change in major element ratios granitic melt should react with HCl-bearing aqueous fluid at granite/fluid mass ratio 1.5:1. Such amount of water cannot be released from the crystallizing magma with about 10 wt. % of dissolved water. Thus large input of aqueous fluid from another source is necessary.

Interaction of magma with a transmagmaic fluid phase along with formation of the crystallized carapace of the chamber should result in increase of fluid pressure, which was documented by the fluid and melt inclusion study. Possible fractionation of metals between melt and aqueous fluid may control ore potential of the resultant aqueous phase. Fluid overpressure triggers the carapace breakup and injection of ore-bearing fluids into granites of major intrusion phase and formation of greisens and ore veins. Fluid injection should be followed by extrusion of rare-metal rich magma and formation of dykes. Solidified dykes sealed the fractures and isolate the magma chamber. The process repeated periodically in the same locations. This is manifested by mutual intersections of dykes and ore veins. Long-lived fluid flow into magmatic chamber can prolong crystallization of magma due to gradual decrease of the magma solidification temperatures and lead to multistage formation of the ore-magmatic system.

*This study is a compilation of data obtained under support of RFBR grants (14-05-00712, 13-05-00471, 10-05-00913).*

## REFERENCES

- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A., Kruk N.N., Moroz E.N., Rudnev S.N., Zhuravlev D.Z., Lepekhina E.N., Matukov D.I., Sergeev S.A., Palesskii S.V., Ponomarchuk V.A. U-Pb and  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating and Sm-Nd and Pb-Pb isotopic study of the Kalguty molybdenum-tungsten ore-magmatic system, Southern Altai // *Petrology*. 2006. V. 14, N 1. P. 81–97.
- Gusev N.I. Chronology (SHRIMP II) of magmatism in the Kalguty rare-metal-tungsten-molybdenum ore-magmatic system, Gorny Altai, Russia // *Geology of Ore Deposits*. 2011. V. 53, N. P. 248–263.
- Kostitsyn Yu.A., Zaraiskii G.P., Aksyuk A.M., Chevychelov V.Yu. Rb-Sr evidence for the genetic links between biotite and Li-F granites: an example of the Spokoinoe, Orlovka, and Etyka deposits, Eastern Transbaikalia // *Geochemistry International*. 2004. V. 42, N. P. 822–829.
- Potseluev A.A., Rihvanov L.P., Vladimirov A.G., Annikova I. Yu., Babkin D.I., Nikiforov A.Yu., Kotegov V.I. Kalguty rare-metal deposit (South Altai): magmatism and ore formation. Tomsk: STT, 2008. 226 pp.
- Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Astrelina E.I., Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Kotler P.D. Ongonite–elvan magmas of the Kalguty ore-magmatic system (Gorny Altai): composition, fluid regime, and genesis // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. P. 1378–1400.
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area // *Geochemistry International*. 2009. V. 47, N. P. 1107–1124.

## ГРАНИТОИДЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ И ГЕОДИНАМИКА

**В.С. Антипин, Н.В. Горлачева, А.Б. Перепелов**

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

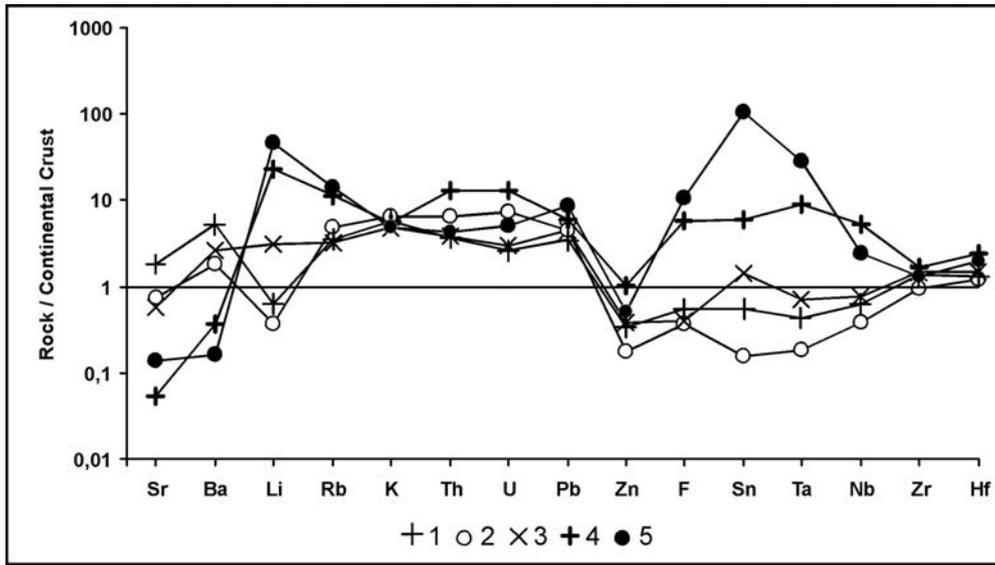
Континентальная земная кора в значительной мере образована породами гранитоидного состава, которые формировались в условиях различных геодинамических обстановок. Установлено, что особенно широко гранитоидный магматизм проявлен в современном Альпийско-Гималайском и более древних коллизионных поясах. Достаточно масштабным является его развитие во внутриплитных геодинамических условиях, в то время как в островодужных обстановках гранитоидный магматизм проявлен менее интенсивно и, главным образом, при наличии зрелой континентальной коры. Несмотря на формирование гранитоидов в условиях различных геодинамических режимов, часто проявляется сходство их вещественных характеристик, что может определяться близостью физико-химических условий образования пород. В наибольшей мере индикаторами геодинамических условий формирования гранитоидов могут быть геохимические данные.

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона разновозрастный гранитоидный магматизм представлен батолитами, отдельными крупными массивами, небольшими малоглубинными интрузиями и интрузивно-дайковыми поясами с разнообразными вещественными характеристиками пород. Установлено, что формирование гранитоидов связано как с коллизионным раннепалеозойским этапом геологического развития региона, так и с внутриплитным магматизмом средне- и позднепалеозойского возраста. В Восточном Прибайкалье в центре обширного позднепалеозойского ареала магматизма сформировался Ангаро-Витимский батолит с преобладанием преимущественно коровых палингенных известково-щелочных гранитоидов [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Антипин и др., 2006; Цыганков и др., 2007].

Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Западного и Южного Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) проявлен в автохтонной и аллохтонной фациях и представлен породами различных геохимических типов. Продолжительность формирования гранитоидов хамардабанского комплекса в интервале 516–490 млн лет, шаранурского комплекса – 505–477 млн лет. Среди них выделены породы нормальной Na-щелочности (мигматиты и плагиограниты), известково-щелочные (K-Na граниты и лейкограниты) и субщелочные (граносиениты и кварцевые сиениты) гранитоиды. Породы известково-щелочного и субщелочного состава могли формироваться при анатектическом плавлении древнего сланцево-гнейсового субстрата, к которому они близки по общему химическому и редкоэлементному составу. Сравнение их геохимических характеристик с гранитоидами современных и древних коллизионных зон (Гималаи и Центральная Испания) подтвердило сходство главных вещественных особенностей гранитоидных пород и зависимость от состава протолита.

На примере позднепалеозойского субщелочного магматизма хр. Хамар-Дабан (Хонзуртайский массив, 331,6 млн лет) установлено, что при формировании монцодиорит-сиенит-лейкогранитной серии значительной была роль процессов гибридизма и ассимиляции при смешении верхнемантийной базальтоидной магмы и образовавшихся под ее воздействием выплавов гранитного состава [Казимировский, 2006]. На участие глубинного источника указывают низкие значения Rb/Sr отношения и первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $0,70592 \pm 0,00021$ ) в породах. Полученные данные свидетельствуют о широком участии мантийных магм при формировании внутриплитных сиенит-лейкогранитных серий в центральной части хребта Хамар-Дабан.

Эволюция позднепалеозойского гранитоидного магматизма в Хамардабанской провинции характеризуется развитием редкометалльных пород, объединяемых в Уругудей–Утуликский интрузивно-дайкавый пояс среди докембрийских метаморфических толщ. Позднекарбонные (311–321 млн лет) многофазные интрузии редкометалльных гранитов (Харагульская, Биту-Джидинская и Уругудеевская) образованы биотитовыми гранитами ранней фазы, которые на позднем этапе сменяются типично редкометалльными топазсодержащими амазонит-альбитовыми гранитами. В субвулканической фации пояса мощные дайки субщелочного состава (монцонит-порфиры, гранит-порфиры, эльваны) сменяются серией маломощных даек онгонитов, топазовых риолитов и реже топазитов. В дайковом поясе шток лейкогранитов сложен редкометалльными разновидностями с Li-слюдами, топазом, флюоритом и криолитом. С интрузивно-дайкавым комплексом ассоциирует рудная минерализация Sn и W. Петрохимическая эволюция внутриплитного позднепалеозойского редкометалльно-гранитного магматизма хребта Хамар-Дабан характеризуется ростом содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и уменьшением содержаний  $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ , CaO и  $\text{K}_2\text{O}$  в поздних образованиях. Геохимические закономерности выражаются в возраст-



Спайдердиаграмма распределения редких элементов в гранитоидах Прибайкалья. Коллизионные гранитоиды: 1 – биотитовые граниты, 2 – лейкограниты (о. Ольхон), 3 – биотитовые граниты (хр. Хамар-Дабан); внутриплитные гранитоиды: 4 – биотитовые граниты (хр. Хамар-Дабан), 5 – лейкограниты (хр. Хамар-Дабан).

тании в этом направлении концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta и Pb с одновременным снижением содержания Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. Аналогичное распределение элементов было установлено в породах субвулканической фации пояса, что подтверждает отнесение гранитов и сопровождающих их даек к единому интрузивно-дайковому Уругудей-Утуликскому комплексу.

Полученные изотопные характеристики гранитов Биту-Джидинского массива (311 млн лет), а именно  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$  (0.705312-0.706187) согласуются с моделью формирования инициальных расплавов на уровне нижних горизонтов континентальной коры. Вещество нижней коры могло иметь состав обогащенных литофильными редкими элементами относительно мантии биотит-содержащих гранулитов. При этом состав и изотопно-геохимические особенности предполагаемого магмообразующего субстрата вполне отвечают характеристикам древней докембрийской континентальной коры Южного Прибайкалья с средним модельным возрастом  $T_{\text{DM2}}=1260$  млн лет. Эти выводы согласуются с результатами предшествующих исследований редкометалльных гранитов в других регионах Центральной Азии [Коваленко и др., 1999].

Для выявления индикаторных геохимических особенностей коллизионных и внутриплитных гранитоидов было проведено сравнение наиболее типичных разновидностей раннепалеозойского и позднепалеозойского магматизма Прибайкалья. При этом сравнивались однотипные породы с близкими петрографическими и петрохимическими характеристиками: наиболее распространенные главные фазы биотитовых гранитов, имеющие значительно меньшее развитие лейкограниты, образующие небольшие тела дополнительных фаз, а также кварцевые сиениты, которые получили развитие как в связи с раннепалеозойским коллизионным, так и среди позднепалеозойского внутриплитного магматизма. Данные такого сравнительного геохимического анализа гранитоидных пород, формирующихся в геодинамических условиях, показаны на диаграмме (см. рисунок). На ней достаточно хорошо видно, что редкоэлементный состав коллизионных биотитовых гранитов и лейкогранитов весьма близок к среднему составу континентальной коры и лишь несколько превышает средний уровень содержания в ней таких элементов как K, Rb, Ba, Pb, Th, U.

Петрохимически близкие к ним внутриплитные биотитовые граниты и лейкограниты, представленные редкометалльным геохимическим типом пород, существенно обогащены Li, Rb, F, Sn, Nb и Ta. При этом в отличие от коллизионных лейкогранитов их внутриплитные аналоги в наибольшей мере обогащены Li, F, Sn и Ta, что отражает их образование из глубоко дифференцированных остаточных магм. Кварцевые сиениты, связанные с коллизионным гранитоидным магматизмом Прибайкалья, также характеризуются значительно более низким уровнем содержания большинства литофильных, халькофильных и редкоземельных элементов по сравнению с внутриплитными сиенитами, которые проявлены в составе позднепалеозойской монцонит-сиенит-лейкогранитной серии хр. Хамар-Дабан.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 17 и Научной школы НШ-5348.2014.5.*

**ЛИТЕРАТУРА**

- Антипин В.С., Макрыгина В.А., Петрова З.И. Сравнительная геохимия гранитоидов и вмещающих метаморфических пород в западной части Ангаро-Витимского батолита (Прибайкалье) // Геохимия. 2006. №3. с. 293–308.
- Казмировский М.Э. Смещение расплавов и кристаллизационная дифференциация в раннекаменноугольных сиенитоидных магмах (Большой Хамар-Дабан). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). т. 1. Иркутск, 2006. С. 134–138.
- Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолук В.В. и др. (1999). Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитов // Петрология. Т. 7, № 4. С. 401–429.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 156–180.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.

**ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ  
(РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)**

**Р. Ахунджанов, С.С. Сайдиганиев, С.О. Зенкова, Ф.Б. Каримова**

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан  
rkh.akhundjanov@mail.ru, salanj-1812@mail.ru*

Территория Узбекистана является одной из крупных петрографических провинций Азии с преобладающим развитием гранитоидных батолитов, тесно сопряженных с малыми интрузиями и дайками. К настоящему времени, на основе формационного анализа разработаны межрегиональные схемы корреляции палеозойских магматических образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Как главный тренд формирования батолитов Узбекистана выделен диорит (кварцевый диорит)–гранодиорит–гранитный ряд формаций. Получены новые данные об абсолютном возрасте, составе гранитоидов, пороодообразующих и рудных минералов, а также ксенолитах и флюидных обособлениях. Результаты исследований позволяют подойти к вопросу о характере формирования гранитоидных магм в блоках литосферы с сиалическо-фемическим и сиалическим типами земной коры.

Гранитоидные плутоны Узбекистана образованы в течение карбона и перми (310–270 млн лет). Образуют межформационные одно- и двухъярусные лакколитообразные, аллохтонные тела с вертикальным размахом 5–10 км и более, размещены между докембрийским субстратом и палеозойским складчатым основанием. Имеют многочисленные выступы и штокообразные апофизы среди осадочно-метаморфических, карбонатных и вулканогенных толщ. Гомодромность формирования отражена в возрастной последовательности, повышении кислотности, общей щелочности, глиноземистости, понижении основности и фемичности пород [Эволюция..., 1986; Далимов, 2010]. В гранитоидах фемическая часть представлена роговой обманкой и биотитом. Состав плагиоклаза соответствует, главным образом, андезину-лабрадору ( $An_{35-60}$ , диориты, кварцевые диориты), андезину ( $An_{35-45}$ , гранодиориты) и олигоклазу ( $An_{17-25}$ , граниты). Калиево-натриевый полевой шпат представлен в основном ортоклазом, в гранитах отмечается и микроклин-пертит. На классификационных диаграммах  $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ ,  $A - Q - P$  и  $Ab - An - Or$  эти породы размещаются в соответствующих полях и образуют единый известково-щелочной тренд. Они соответствуют нормальному ряду, калиево-натриевой серии, высоко- (диориты, кварцевые диориты) и весьма высокоглиноземистые (гранодиориты, граниты). Наблюдается увеличение коэффициента алкаитности, глиноземистости, железистости и уменьшение фемичности, а также отношения натрия к калию. В Восточном Узбекистане обособлены интрузивы, сложенные Li-F лейкогранитами, признанные как редкометаллоносные (Li, Be, W, Mo, Sn, U, PЗЭ и др.). Абсолютный возраст этих пород в пределах  $P-T$  (285–242 млн лет). Li-F лейкограниты субщелочного ряда, калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистые, с коэффициентом глиноземистости 0,8–0,9. Породы корунднормативные ( $c = 0,82-1,29$ ), обладают низкой фемичностью, высокой железистостью и широко варьирующими значениями степени окисленности железа. Тела Li-F лейкогранитов пространственно тесно совмещены с дайками онгориолитов и онгонитов. Полученные нами результаты характеризуют вышеуказанный ряд формаций как гетерогенный, образованный из различных генетических типов магм.

В Срединном Тянь-Шане проявлен мантийно-коровый тип с сиалическо-фемическим профилем рудно-магматической системы. Развита семья скарново-магнетитовых, полиметаллических, медно-молибденовых, золото-полисульфидных, серебро-полиметаллических, редкометалльных и других формаций с интрузиями среднего и кислого составов. У этих пород  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.706-0.707$ , характерное для смешанных типов магм. Начальные изотопные отношения стронция у гранитоидов Южного Тянь-Шаня коровые  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.708-0.715$ , их величина значительно увеличивается к конечным фазам формирования плутонов, указывая на повышение роли материала субстрата. Расплавы этих гранитоидов относятся к палингенно-анатектическому типу. Для него характерен сиалический профиль рудно-магматических систем. Развита семья флюоритовых, бериллиевых, редкометалльно-вольфрамовых, молибденовых, оловянных, графитовых, золотых, золото-серебряных, золото-полисульфидных и других формаций в ассоциации с позднепалеозойскими гранитоидными интрузиями.

Корреляция пород субстрата и гранитоидов батолитов Южного Тянь-Шаня показала близость химического и нормативного составов сиалической части метаморфических пород докембрия и диорит (кварцевый диорит)–гранодиорит–гранитного ряда формаций: амфиболитам близко соответствуют кварцевые диориты, гнейсам и кристаллическим сланцам – гранодиориты и граниты, анатектитам и мигматитам – лейкограниты.

Представляется, что перемещение исходных магматических очагов из нижних частей докембрийского субстрата в верхние явилось причиной формирования гранитоидного ряда формаций кварцевый диорит-гранодиорит-гранит. В пределах Срединного Тянь-Шаня гранитоидному плутонизму предшествовал раннекарбонный габброидный (базальтоидный) магматизм. Вертикальная миграция очагов магмы из базальтового слоя в диоритовый (амфиболитовый) и гранитовый (гнейсовый) обусловила образование смешанного типа магм, сформировавших диорит-гранодиорит-гранитный ряд формаций. Таким образом, выявляется разнородность генезиса магм (палингенез сиалических метаосадочных толщ и переплавление материнского субстрата под воздействием мафических расплавов – магматическое замещение, ассимиляция). Этот вывод обосновывается также исследованиями характера распределения редкоземельных элементов. Показателем коровой предыстории гранитоидов Южного Тянь-Шаня является близкое соответствие наклонов векторов, полученных для кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов и наличие во всех этих породах глубокого европиевого минимума. Эта закономерность нарушена в диорит-гранодиорит-гранитном ряду формаций Срединного Тянь-Шаня, что объясняется влиянием основной магмы на сиалический субстрат при образовании смешанного типа магм (мантия + кора). Определениями абсолютного возраста гранитоидов (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb методы) установлен некоторый временной разрыв в их формировании. Гранитообразование в Срединном Тянь-Шане было начато около 10 млн лет раньше, чем в Южном Тянь-Шане. Это явление объяснимо с позиции представлений о мантийных диапирах и горячих точках.

Изучение ассоциации интрузивных и рудных формаций показало, что с гранитоидными интрузивами связано оруденение черных, цветных, редких и благородных металлов [Ахунджанов и др., 2009]. Потенциально рудоносными являются массивы – апофизы, сложенные диоритами и кварцевыми диоритами – I фаза, гранодиоритами – II фаза, гранитами – III фаза и лейкократовыми гранитами (аляскитами) – IV фаза. В скарнах, пегматитах, апогранитах, грейзенах сосредоточены руды Fe, Cu, Pb, Zn, редких металлов (W, Mo, Sn, Li, Be, Nb, Ta, РЗЭ и др.). В надинтрузивных зонах, редко – внутри массивов размещены уникальные и крупные месторождения золота и серебра: Мурунтау, Кокпатас, Косманачи, Окжетпес, Амантайтау, Чармитан, Гужумсай, Сармич, Марджанбулак и др. Представляется, что это является следствием магматизма, связанного с разнородными источниками, действовавшими в течение  $C_2$ -P<sub>1</sub>. Для гранитоидов супергигантского месторождения золота Мурунтау, размещенного в Центрально-Кызылкумском регионе, установлена различная природа расплавов интрузивов, образованных в ранней перми. Бiotитовые граниты Сардаринского штока при значениях абсолютного возраста  $286,2 \pm 1,8$  млн лет имеют начальные изотопные отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70789 \pm 12$ , указывающие на мантийно-коровый источник. Мурунские аляскитовые граниты, вскрытые скважиной СГ-10 в интервале глубин 4005–4250 м имеют близкие значения возраста ( $287,2 \pm 17$  млн лет) и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.716 \pm 15$ , свидетельствующие о коровой природе их магмы. Рубидий-стронциевыми исследованиями Мурунтауского скрытого гранитоидного интрузива в ИГиГ АН РУз (С.С. Сайдиганиев) получен возраст  $283 \pm 8$  млн лет и  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7054$ . Главная стадия образования золотого оруденения имеет возраст  $287,5 \pm 1,7$  млн лет, то есть близкий к времени образования гранитов Мурунтауского скрытого интрузива [Рудные..., 2001]. Микронзондовыми анализами в гранитах установлены акцессорные циркон, монацит, торит, уранинит, рассеянные кристаллы арсенопирита, пирита, халькопирита и мелкие зернышки самородного золота. И.Х. Хамрабаевым [Эволюция..., 1986] сделан вывод о том, что скрытый гранитный интрузив является одним из важных факторов формирования месторождений Мурунтауского рудного поля.

Палингенно-анатектический тип магм был результатом выплавления значительных объемов расплавов при многократной (от фазы к фазе) переработке нижней и верхней коры кремнещелочными флюидами, обогащенными рудными и летучими компонентами. Этим была обусловлена золото-редкометалльная металлогенетическая специализация Кызылкумо-Нуратинского региона. Смешанный тип (мантийный расплав + сиалическая кора) являлся результатом взаимодействия ультрабазит-базитовых магм с коровым веществом. Это отразилось на проявлении железорудно-медно-полиметаллического, золото-серебряного и редкометалльного оруденения в Чаткало-Кураминском регионе. Метамагматический тип был завершающим (мантийные флюиды + остаточные расплавы) и обусловлен возрождением магматических очагов в результате активизации мантии и поступления из ее более глубинных уровней флюидов, обогащенных Cl, B, F, C, S, Au, Ag, Pt, Mo, W, Sn, U, РЗЭ и др. [Ахунджанов и др., 2009]. Вышеизложенное указывает на различные механизмы генерации расплавов и вертикальную миграцию их снизу вверх.

Причиной возникновения магматических очагов представляются: 1) воздействие на гетерогенную земную кору кремнещелочных флюидов, как реагентов гранитизации и переплавления (Южный Тянь-Шань) и 2) последовательное переплавление субстрата под влиянием вещества, тепла и энергии мантийного диапира (Срединный Тянь-Шань). Показателем вышеуказанного является присутствие в плутонах многочисленных ко-

ровых ксенолитов материнского субстрата, а также гранитизированных реликтов осадочно-метаморфических образований рамы. Для территории Западного Тянь-Шаня выявлена индикаторная роль гранитоидного магматизма в определении состава и эволюции земной коры. Преобладающие в регионах ряды гранитоидных формаций, особенно S-типа, отражают составы субстратов зарождения очагов расплавов.

*Работа выполнена по гранту ФА-Ф8-Т004.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О. Потенциальная рудоносность ультрабазит-базитовых и ассоциирующих с ними гранитоидных формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2009. №5. – С. 26–35.
- Далимов Т.Н., Диваев Ф.К. Главные типы верхнепалеозойского гранитообразования в Западном Тянь-Шане // Геология и минеральные ресурсы. 2010. №1. С. 3–18.
- Рудные месторождения Узбекистана / Ред. И.М. Голованов. Ташкент: ИМП. 2001. 660 с.
- Эволюция магматизма Средней Азии / Ред. И.Х. Хамрабаев, А.К. Симон. М.: Наука. 1986. 277 с.

### PETROGENESIS AND ORE CONTENT GRANITOIDS MIDDLE AND SOUTHERN TIEN-SHAN (UZBEKISTAN)

**R. Akhundjanov, S.S. Saydiganiev, S.O. Zenkova, F.B. Karimova**

*Kh.M. Abdullaev Institute of Geology and Geophysics AS RUz, Tashkent, Uzbekistan  
rkh.akhundjanov@mail.ru, salanj-1812@mail.ru*

The territory of Uzbekistan is one of the major petrographic provinces of Asia with a predominantly development of granitic batholiths is closely associated with small intrusions and dikes. To date, based on the formation analysis, interregional scheme of Paleozoic igneous rocks of the Middle and Southern Tien-Shan are developed. As the main trend of the formation of Uzbekistan batholiths diorite (quartz diorite)-granodiorite-granite series of formations are allocated. New data about the absolute age, composition of granitoids, rock-forming and ore minerals and also xenoliths and fluid isolation are received. The results of researches allow to approach the question about the nature of the formation of granitoid magmas in the blocks of the lithosphere with sialic-femic and sialic types of earth crust.

Granitoid plutons of Uzbekistan formed during the Carboniferous and Permian (310–270 Ma). Are form interformational single and two tiered laccolithic, allochthonous body with a vertical scale of 5–10 km or more, they are placed between Precambrian and Paleozoic folded substrate base. Have numerous projections and stock-similar apophyses of sedimentary-metamorphic, volcanic and carbonate rock mass. Gomodrom character of formation is reflected in the age sequence, acidity increasing, total alkalinity, aluminum content, basicity reduction and femic character of rocks [Evolution..., 1986; Dalimov, 2010]. In femic part of granitoids is represented by hornblende and biotite. Plagioclase composition corresponds mainly andesine-labradore ( $An_{35-60}$ , diorite, quartz diorite), andesine ( $An_{35-45}$ , granodiorite) and oligoclase ( $An_{17-25}$ , granites). Potassium-sodium feldspar represented mainly orthoclase, in granites observed and microcline-perthite. On the classification diagrams  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ , AQP and Ab-An-Or these rocks are placed in the appropriate fields and form a single calc-alkaline trend. They correspond to the normal range, a series of potassium-sodium, high- (diorite, quartz diorite) and very high alumina (granodiorites, granites). An increase in the coefficient aluminous, ferruginous and reduction of femic character, as well as the relationship of sodium to potassium. In Eastern Uzbekistan separated intrusions stacked Li-F leucogranites recognized as rare metals bearing (Li, Be, W, Mo, Sn, U, REE, etc.). Absolute age of these rocks within the  $P-T$  (285–242 Ma). Li-F leucogranites subalkaline, potassium-sodium series, very high-alumina, with a coefficient of alumina content 0.8–0.9. Rocks corundum-normative ( $c = 0,82-1,29$ ), have low femic character, high iron content of widely varying values of the degree of oxidation of iron. Li-F leucogranites body spatially closely aligned with dikes of ongoriolites and ongonites. Our results characterize the formations indicated above as a heterogeneous, formed from different genetic types of magmas.

In the Middle Tien-Shan expressed mantle-crust type with sialic-femic profile of ore-magmatic system. The family of skarn-magnetite, copper-molybdenum, gold-polysulfide, silver-polymetallic, rare metal and other formations with intrusions of average and acid composition are developed. These rocks have a relations  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.706-0.707$  which is characteristic of mixed types of magmas. Initial strontium isotope ratio in granitoids of the Southern Tien-

Shan crustal ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> = 0.708–0.715, their value increases significantly to the final phases of the plutons forming, indicating the increasing role of the substrate material. Melts of these granitoids apply to palingenic-anatectic type. Sialic profile of ore-magmatic systems is characterized for it. The family of rare metal-tungsten, fluorite, beryllium, molybdenum, tin, graphite, gold, gold-silver, gold-polysulfide and other formations in association with Late Paleozoic granitoid intrusions are developed.

Correlation of rock substrate and granitoid batholiths of Southern Tien-Shan revealed the proximity of chemical and normative compositions of the salic part metamorphic rocks of Precambrian and diorite (quartz diorite)-granodiorite-granite series formations: amphibolites closely match the quartz diorite, gneiss and schist - granodiorites and granites, anatektites and migmatites - leucogranites. It seems that the initial movement of magma chambers from the lower parts of Precambrian substrate to the upper caused the formation of a series of granitoid formations quartz diorite-granodiorite-granite. Within the Middle Tien-Shan granitoid plutonism preceded early carboniferous gabbroid (basaltoid) magmatism. Vertical migration of source of magma from basalt layer in diorite (amphibolite) and granite (gneiss) led to the formation of a mixed type of magma that formed the diorite-granodiorite-granite series of formations. Thus, a diversity of magma genesis (palingenesis sialic metasedimentary rock mass and remelting of the maternal substrate under the influence of mafic melts - magmatic replacement, assimilation). This conclusion is justified by research the character of distribution of rare earth elements. Indicator crust history of granitoids of the Southern Tien-Shan is a close match slopes vectors obtained for quartz diorite, granodiorite, granite and availability in all these rocks deep europium minimum. This pattern is broken in the diorite-granodiorite-granite series of formations of the Middle Tien-Shan, due to the influence of mafic magma by sialic substrate during the formation of a mixed-type magmas (mantle + crust). Determine the absolute age of granitoids (K-Ar, Rb-Sr, U-Pb methods) installed some time lag in their formation. Granite formation in the Middle Tien-Shan was started about 10 million years earlier than in the Southern Tien-Shan. This phenomenon is explained from the point of views of the mantle diapirs and hot spots.

The study of the association of intrusive and ore formations showed that the mineralization of the ferrous, polymetallic, rare and noble metals is connected with the granitoid intrusions [Akhundjanov et al, 2009]. Potentially mineralized are massifs – apophyses folded diorite and quartz diorite - I phase, granodiorite – II phase, granites - III phase and leucocratic granites (alaskites) – IV phase. In skarns, pegmatites apogranite, greisens concentrated ore Fe, Cu, Pb, Zn, rare metals (W, Mo, Sn, Li, Be, Nb, Ta, REE etc.). In over intrusive areas rarely – inside the intrusive placed a unique and large deposits of gold and silver: Muruntau, Kokpatas, Kosmanachi, Okzhetpes, Amantaitau, Charmitan, Guzhumsay, Sarmich, Mardjanbulak, etc. It seems that this is a consequence of magmatism associated with heterogeneous sources acting for C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>. Muruntau supergiant gold deposits granitoids for placed in Central Kyzylkum region, set the different nature of melt intrusions, formed in the Early Permian. Biotite granites of Sardarya stock values at the absolute age of 286.2±1.8 Ma have initial isotopic ratios ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>=0.70789±12 indicating mantle-crustal source. Murun alaskite granites revealed by bore hole SG-10 in the depth interval 4005-4250 m have the close values of the age (287.2±17 Ma) and ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>=0.716±15, testifying about crustal nature of their magma. Rubidium-strontium studies Muruntau criptic granitoid intrusion in IGG Uzbek Academy of Sciences (S.S. Saydiganiev) obtained age 283±8 Ma and ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>=0.7054. Main stage of formation of gold mineralization has an age of 287.5±1.7 Ma, that is close to the time of granites formation of Muruntau hidden intrusive [Ore..., 2001]. By microprobe analyses in granites installed accessory zircon, monazite, thorite, uraninite, scattered crystals of arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite and small grains of native gold. By I.Kh. Hamrabaev [Evolution ..., 1986] concluded that the hidden granite intrusive is one of the important factors in the formation of deposits Muruntau ore field.

Palingenic-anatectic type of magmas was the result of the melting of the significant volumes of fusions at multiple (from phase to phase) processing of the lower and upper crust by the silica-alkaline fluids, enriched by ore and flying components. By this, the gold-rare-metal metallogenic specialization of the Kyzylkum- Nurata region was caused. The mixed type (mantle melt + sialic crust) was the result of interaction of ultramafic-mafic magmas with the crustal substance. This was reflected in the manifestation of iron-ore-copper-polymetallic, gold-silver and rare-metal mineralization in the Chatkal-Kurama region. Metamagmatic type was completing (mantle fluids + residual fusions) and caused by the revival of the magma chambers as a result of activation of mantle and its entering of deeper levels of fluids, enriched by Cl, B, F, C, S, Au, Ag, Pt, Mo, W, Sn, U, REE and other [Akhundjanov and other, 2009]. The foregoing indicates different mechanisms of the generation of melts and vertical migration of them from bottom to top.

The cause of the magma chambers are presented: 1) action on the heterogeneous earth's crust of silica-alkaline fluids as the reagents of granitization and remelting (Southern Tien-Shan) and 2) the sequential remelting of substratum under the effect of the substance, the heat and the energy of mantle diapir (middle Tien Shan). Indicator of the indicated above presence in plutons of numerous crustal xenoliths of maternal substratum, and also granitized relicts of the sedimentary-metamorphic formations of the frame. The territory of the West Tien-Shan for is revealed indica-

tor role of granitoid magmatism in determining the composition and evolution of the Earth's crust. Prevailing in the regions series of granitoid formations, especially S-type, represent the composition of the substrates of generation chambers of melt.

*Work executed according to Grant FA-F8-T004 at the Academy of Sciences the Republic of Uzbekistan.*

#### REFERENCES

- Akhundjanov R., Mamarozikov U.D., Saydiganiev S.S., Zenkova S.O. Potential ore content of ultrabasite-basite and of the associating with them granitoid formations of the Middle and Southern Tien-Shan // *Geology and Mineral Resources*. 2009. № 5. – P. 26–35.
- Dalimov T.N., Divaev F.K. Main types of Upper Paleozoic granite formation in Western Tien-Shan // *Geology and Mineral Resources*. 2010. №1. – P. 3–18.
- Ore deposits of Uzbekistan / Ed. I.M. Golovanov. Tashkent : IMR. 2001. 660 p.
- Evolution of magmatism of Central Asia / Ed. I.Kh. Khamrabaev, A.K. Simon. Moscow: Nauka. 1986. 277 p.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДАМ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Г.А. Бабин<sup>1</sup>, Г.С. Федосеев<sup>2,3</sup>, А.С. Борисенко<sup>2</sup>, С.В. Жигалов<sup>1</sup>, Е.В. Ветров<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
Новосибирск, Россия, babin@sniiggims.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, fedoseev@igm.nsc.ru

В Новосибирском Приобье граниты приурочены к Колывань-Томской складчатой системе герцинид (Обь-Зайсанская складчатая область). Цепочка интрузий прослеживается от г. Новосибирска в северо-восточном направлении более чем на 100 км. Граниты прорывают терригенные отложения Новосибирского прогиба с возрастом от верхнего девона до нижнего карбона (визе), обнажаются по обоим берегам р. Оби, вскрыты в многочисленных карьерах, выемках шоссе и железных дорог. С севера-запада они перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской плиты и вблизи ее границы изучены редкой сетью буровых скважин.

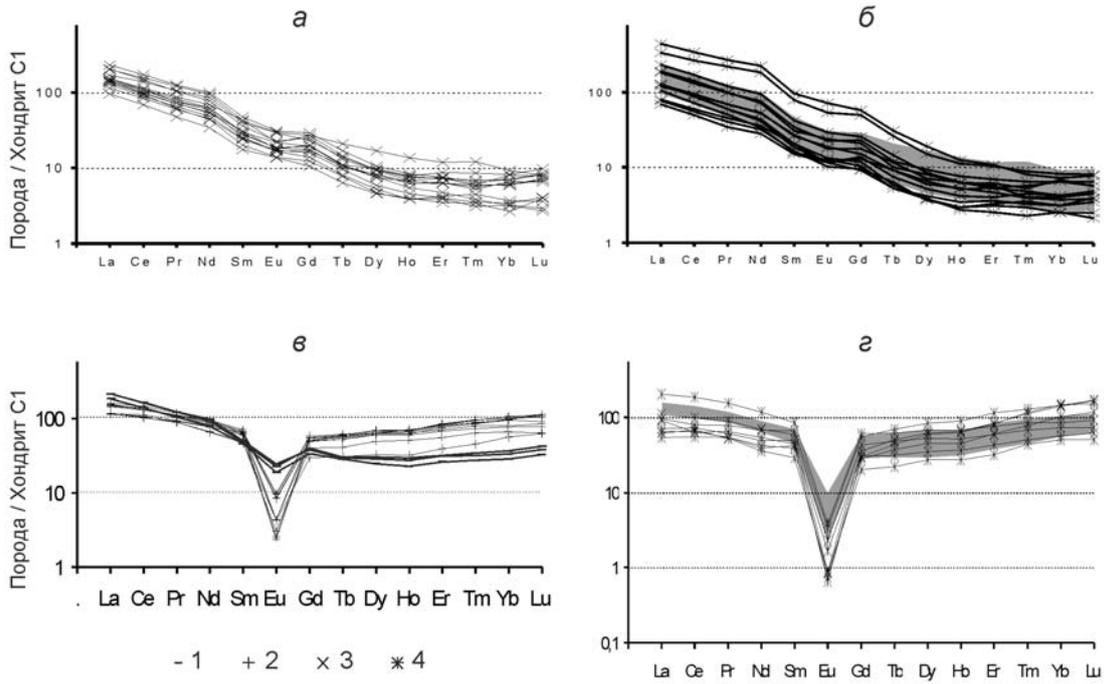
По поводу формирования гранитоидов существует две точки зрения. Согласно одной из них все интрузивные породы района (в т. ч. и так называемые базитовые дайки второго этапа) относятся к единому (обскому) комплексу, а особенности строения и состава интрузивов объясняются уровнем их эрозионного среза [Козлов, 1971]. В то же время, многими исследователями подчеркивалась специфика лейкогранитов Барлакского и Колыванского массивов. Их формационная самостоятельность обоснована В.И. Сотниковым с соавторами в 1999 г. [Сотников и др., 1999]. При этом гранитоиды Новосибирского Приобья были расчленены на приобский гранит-граносиенит-гранодиоритовый и барлакский лейкогранитовый комплексы с изотопными возрастными (Ar-Ar, Rb-Sr) 249–245 млн лет и 246–232 млн лет соответственно. Несколько позже В.Л. Хомичевым с соавторами опубликована работа, в которой вновь сделана попытка объединить все гранитные и базитовые интрузии Новосибирского и Томского районов в рамках «борок-бибеевского габбро-гранитоидного комплекса» пермо-триасового возраста [Хомичев и др., 2003].

В последние годы в ходе подготовки комплекта Гостгеолкарты-1000/3 листа N-44 (Новосибирск) авторами сообщения проведено дополнительное геохимическое изучение и изотопное датирование гранитоидов Новосибирского района. Результаты исследования подтверждают обоснованность их расчленения на приобский граносиенит-монцогранитовый и барлакский монцолейкогранитовый комплексы. Об этом, помимо геолого-петрографических признаков, свидетельствуют различия изотопно-геохимических характеристик пород, в первую очередь спектров распределения РЗЭ (рис. 1). Приобские гранитоиды, в сравнении с барлакскими, характеризуются монотонными спектрами, пониженными содержаниями тяжелых лантаноидов и более низкими суммами РЗЭ. Породам барлакского комплекса присущи субгоризонтальные линии спектров с хорошо выраженным европиевым минимумом. Его меньшая величина в лейкогранитах Мочищенского штока заслуживает специального обсуждения.

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса точки составов пород барлакского и приобского комплексов образуют обособленные кластеры, свидетельствующие о их формировании в различных тектонических условиях (рис. 2). Для первых уверенно устанавливается внутриплитная обстановка; природа же приобских гранитоидов требует уточнения.

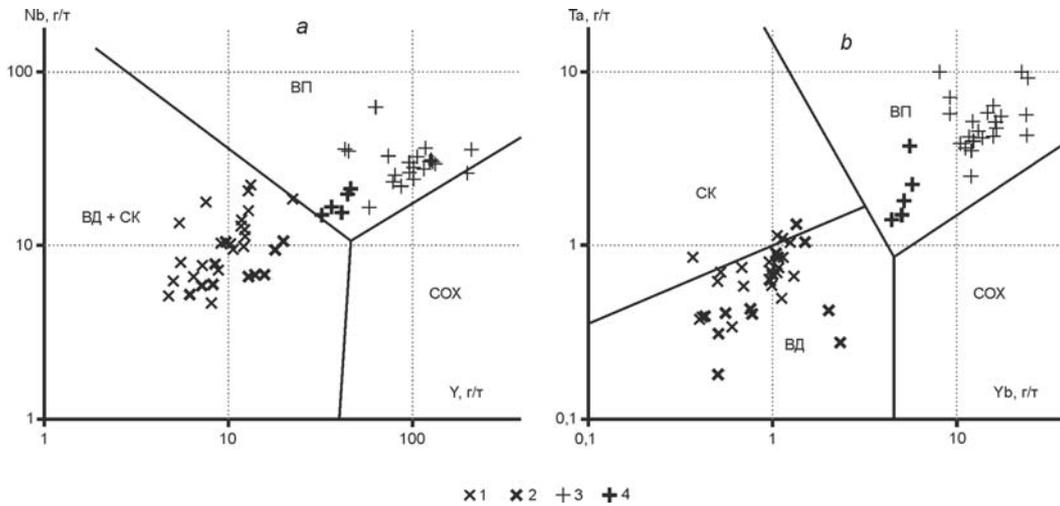
Кроме того, в пользу петрогенетической самостоятельности выделенных ассоциаций свидетельствует целый ряд изотопно-геохимических признаков, отмеченных для гранитоидов еще В.И. Сотниковым с соавторами: разные соотношения мантийной и коровой составляющих исходных магм, распределение F и Cl в биотитах, непересекающиеся области развития и разнознаковые коэффициенты корреляции трендов на диаграмме U-Th, существенные различия мультиэлементных диаграмм, принадлежность к разным сериям по щелочности на диаграмме А.Т. Хитрунова, различные флюидонасыщенность и потенциальная металлогения (молибден-вольфрамовая и оловоносная для приобского и барлакского комплекса соответственно) [Сотников и др., 1999].

Изотопный возраст (U-Pb-метод, SHRIMP-II, циркон) для гранитов приобского комплекса установлен для пяти образцов в интервале  $260.7 \pm 3.2 \div 249 \pm 1$  млн лет ( $P_3-T_1$ ) (рис. 3). При этом в трех пробах главной фазы он составил  $260.7 \pm 3.2 \div 255.8 \pm 2.7$  млн лет. Изотопный возраст барлакских лейкогранитов для пяти образцов укладывается в интервал  $249.7 \pm 1.4 \div 242 \pm 2$  млн лет ( $T_{1,2}$ ).



**Рис. 1.** Спектры РЗЭ гранитоидов приобского и барлакского комплексов:

*a* – породы главной фазы приобского комплекса: Новосибирский и Обской массивы (3); *б* – дайковые породы (4) и поле пород главной фазы приобского комплекса (серое); *в* – породы главной фазы барлакского комплекса: Мочищенский штوك (1), Барлакский и Кольванский массивы (2); *г* – дайковые породы и поле пород главной фазы барлакского комплекса (серое). Нормировочные коэффициенты по [McDonough, Sun, 1995].



**Рис. 2.** Положение гранитоидов приобского и барлакского комплексов на дискриминационных диаграммах  $Y - Nb$  (a) и  $Yb - Ta$  (b) [Pearse et al., 1984]:

1–2 – приобский комплекс: Новосибирский (1) и Обской (2) массивы; 3–4 – барлакский комплекс: Барлакский и Кольванский массивы (3), штук Мочищенский (4). Поля составов гранитоидов: ВП – внутриплитные, СК – синколлизийных, ВД – островодужных, СОХ – срединно-океанических хребтов.

Исследования проведены в рамках Государственного контракта от 27.03.2012 г. № АМ-02-34/30 и при поддержке проекта РФФИ № 13-05-12056-офи-м.

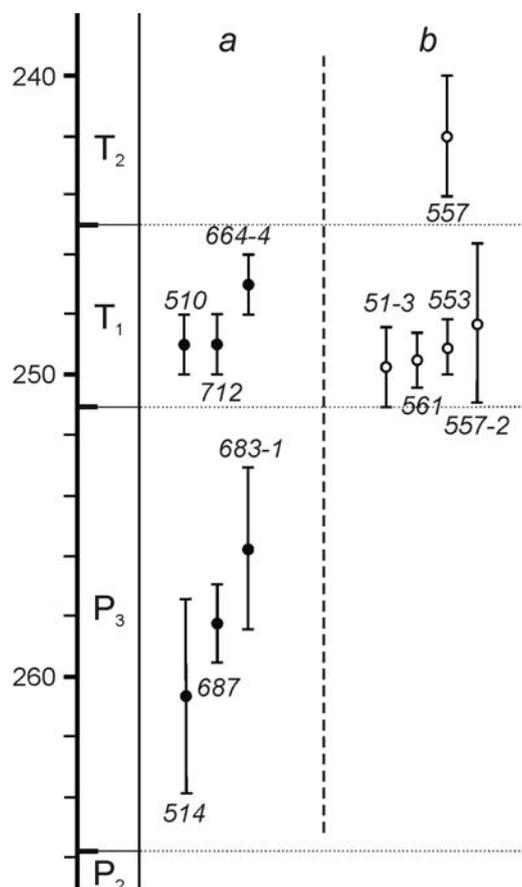


Рис. 3. Результаты изотопного датирования гранитоидов приобского (а) и барлакского (б) комплексов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Козлов А.М. Петрогеохимические особенности позднегерцинских гранитоидов Новосибирского Приобья и некоторых массивов калбинского комплекса Горного Алтая: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, ТГУ, 1971. 19 с.
- Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В., Борисенко А.С., Оболенский А.А., Васильев И.П., Гимон В.О. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны (Ред.: О. П. Иванов). Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.
- Хомичев В.Л., Никонов Ю.Н., Антонович Р.М. Эталон борок-бибеевского габбро-гранитоидного комплекса (Колывань-Томская зона). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. 243 с.
- McDonough W.F., Sun S. The Composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223–253.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. 1984. V. 25. N 4. P. 956–983.

## ИСТОЧНИКИ Cu-Мо-ПОРФИРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (СИБИРЬ, МОНГОЛИЯ)

**А.П. Берзина<sup>1</sup>, А.Н. Берзина<sup>1</sup>, В.О. Гимон<sup>1</sup>, Т.Б. Баянова<sup>2</sup>, Р.Ш. Крымский<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
berap@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты Мурманской обл., Россия

<sup>3</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия

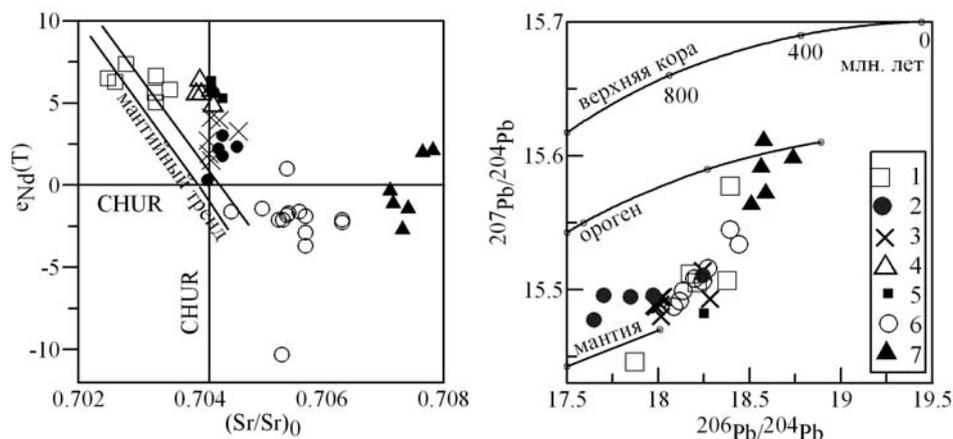
В Сибири и Монголии Cu-Мо-порфировые месторождения формировались в среднем – позднем палеозое и позднем мезозое. Концентрированное рудообразование завершает развитие долгоживущих магматических систем, характеризующихся двухэтапным проявлением активности и многоимпульсным внедрением расплавов на каждом этапе. С первым этапом связано становление гранитоидных массивов с бедной рудной минерализацией. На втором этапе происходило внедрение в гранитоиды массивов порфиров, представленных штоко- и дайкообразными телами, сопровождающимися крупномасштабным оруденением.

Из средне-позднепалеозойских порфировых месторождений изучались Аксуг (Cu) и Сора (Mo) в Сибири, Эрдэнэтуин-Обо (Cu-Мо), Цаган-Субурга (Mo) и Хармагтай (Cu) в Монголии. Месторождения приурочены к вулканоплутоническим поясам континентальных окраин и во многом аналогичны месторождениям андийского типа Тихоокеанского кольца. Интрузивные тела Cu-порфировых месторождений сложены породами габбродиорит-гранодиоритовой ассоциации, в которой доминируют разности, отвечающие гранодиоритам известково-щелочной серии с низкими содержаниями REE и HFSE. На Мо-порфировых месторождениях магматическая ассоциация включает монцогаббро, монцониты, кварцевые монцониты, монцограниты высоко-К известково-щелочной серии с повышенными содержаниями REE и HFSE. Количественно преобладают монцониты и монцограниты.

Для пород рассматриваемой группы месторождений характерны положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  и близкие к мантийным отношения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ . На диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  точки изотопных составов тяготеют к мантийному тренду (рис.). Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  магматических пород Аксуга +7...+5.8 и 0.7025–0.7035, Хармагтая +6.4...+5.3 и 0.7042–0.7044, Цаган-Субурги +6.6...+5.3 и 0.7040–0.7044. Неодимовые модельные возрасты  $T_{Nd}(DM-1st)$  пород Аксуга 0.60–0.85, Хармагтая 0.62–0.84, Цаган-Субурги 0.60–0.68 млрд лет. Породы месторождений Сора и Эрдэнэтуин-Обо характеризуются пониженными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и повышенными отношениями  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ : Сора +3.4...+0.3 и 0.7040–0.7046, Эрдэнэтуин-Обо +4.1...+1.9 и 0.7040–0.7046 соответственно.  $T_{Nd}(DM-1st)$  пород Соры 0.79–1.11, Эрдэнэтуин-Обо 0.70–0.98 млрд лет.

Мафические породы месторождений согласно низким значениям  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ , положительным значениям  $\epsilon_{Nd}(T)$  относятся к производным мантийной магмы. Отношение  $(Tb/Yb)_n$  в габброидах Аксуга составляет 1.5, Соры и Эрдэнэтуин-Обо >1.8, что позволяет предполагать в соответствии с [Wang et al., 2002] выплавление базитовой магмы в области стабильности шпинели для Аксуга и граната для Соры и Эрдэнэтуин-Обо. Мультиэлементные спектры (низкие содержания HREE и HFSE относительно LILE и LREE) пород свидетельствуют о том, что источником базитовой магмы была мантия, метасоматически преобразованная субдукционной компонентой. Низкие содержания редких элементов в породах Аксуга и Хармагтая и повышенные в породах Соры и Эрдэнэтуин-Обо указывают на обедненный мантийный источник Cu-порфировых месторождений относительно Cu-Мо- и Мо-порфировых месторождений.

В формировании гранитоидной магмы, согласно изотопным составам Sr, Nd и Pb (см. рисунок), существенная роль отводится мантийной составляющей. По составу гранитоиды подразделяются на две группы. Одна включает породы, варьирующие по составу от монцодиорита до монцогранита, с обычными геохимическими характеристиками (высоко-К) известково-щелочной серии. Вторая группа представлена гранитоидами с геохимическими характеристиками адакитов:  $SiO_2 > 56\%$  и  $Na_2O \geq 3.5\%$ ,  $K_2O/Na_2O \sim 0.4$ ,  $Sr > 400$ ,  $Y \leq 18$  и  $Yb \leq 1.8$  ppm,  $Sr/Y > 40$ ,  $(La/Yb)_n > 10$ ,  $Mg\# \sim 0.5$ . Такие характеристики свидетельствуют о формировании адакитовой магмы вследствие плавления базальтов на глубине около 40 км. Согласно геологическим взаимоотношениям интрузивных пород, их геохимическим и изотопным характеристикам формирование гранитоидов с обычными геохимическими характеристиками произошло в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы при подъеме до уровня становления магматических тел, а гранитоидов с адакитовыми характеристиками – при частичном плавлении базальтов в основании коры.



Диаграммы  $\epsilon_{Nd}(T) - (Sr/Sr)_0$  и  $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$  для магматических пород Cu-Мо-порфировых месторождений. Месторождения: 1 – Аксуг, 2 – Сора, 3 – Эрдэнэт, 4 – Цаган-Субурга, 5 – Хармагтай, 6 – Жирекен, 7 – Шахтама.

Из позднемезозойских изучались Мо-порфировые месторождения Жирекен и Шахтама в Восточном Забайкалье, формировавшиеся во внутриконтинентальной обстановке, установившейся в связи с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Эти месторождения во многом аналогичны Cu-Мо-порфировым, локализованным в зонах коллизии Тибет – Гималаи и Северо-Китайский кратон – блок Янцзы.

На месторождениях Жирекен и Шахтама доминируют кварцевые монцониты и монцограниты. Мафические породы отмечаются весьма редко, преимущественно в виде останцов среди гранитоидов. Выплавление базальтоидной магмы согласно высоким отношениям  $(Tb/Yb)_n$  в габброидах, происходило в области стабильности граната. Положительные аномалии Pb, Sr и отрицательные аномалии Nb, Ta, P на спектрах микроэлементов габбро указывают на существенную роль субдукционного компонента, а низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T) -1.4$  и  $-1.8$  – на участие в формировании мафических пород древнекорового материала. Взаимодействие базальтоидной магмы с веществом коры могло иметь место на мантийном уровне в связи с деляминацией литосферы при коллизии, а также при внедрении магмы в коровый субстрат.

Геохимические характеристики гранитоидов Жирекена и Шахтамы: положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , относительно близкие к мантийным изотопные составы Sr и Pb, постоянно отмечаемые Ni и Sr, повышенные содержания MgO свидетельствуют о присутствии в гранитоидах мантийной составляющей. Однако весьма ограниченное распространение пород повышенной основности не позволяет рассматривать гранитоиды как производные базальтоидной магмы. В таком случае предполагается [Hou et al., 2011] участие мантийного компонента в гранитообразовании опосредованно через мафическую ювенильную кору, формировавшуюся в связи с прекращением подъема базальтоидной магмы и ее кристаллизацией на границе кора-мантия.

В гранитоидах массива и малых интрузий Жирекена значения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  варьируют в интервале 0.7045–0.7063. Диапазон  $\epsilon_{Nd}(T)$  малых интрузий составляет +1.0...–3.7. В гранитоидах массива  $\epsilon_{Nd}(T)$  снижается до –10.3. В гранитоидах Шахтамы  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  соответственно составляют +2.1... –2.7 и 0.7071–0.7078. Значения  $T_{Nd}(DM-1st)$  гранитоидов (Жирекена 0.76–1.53, Шахтамы 0.67–0.97 млрд лет) позволяют предполагать участие вещества древней коры в их формировании. Все это, а также вариации изотопного состава Pb свидетельствует о смешении продуктов плавления ювенильной и древней коры при образовании гранитоидного расплава.

Учитывая широкое распространение гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов и отношениями  $K_2O/Na_2O \approx 1$ , допускается поступление расплавы с глубоких горизонтов (не менее 55 км). Согласно высоким содержаниям MgO, Ni, Sr в гранитоидах Шахтамы, формирование расплавы происходило на мантийном уровне, по-видимому, в связи с погружением низов коры в мантию при деляминации литосферы. Относительно пониженные содержания когерентных элементов-примесей и MgO в гранитоидах Жирекена свидетельствуют о поступлении расплавы из низов коры, утолщенной в процессе коллизии.

Рассматриваемые месторождения формировались на завершающем этапе развития мантийно-коровых магматических систем. Согласно современным представлениям [Richards, 2011], первичным источником металлов Cu-Мо-порфирового оруденения является метасоматизированная мантия. На рассматриваемых месторождениях рудоотложению предшествовал длительный период концентрирования металлов в

процессе эволюции долгоживущих магматических систем. Мобилизация и концентрирование металлов и летучих во многом определялись перераспределением элементов между фазами при кристаллизации магмы, отделении флюида от расплава, частичном плавлении ранее закристаллизовавшихся пород. Условия развития плутоногенного магматизма (рудоподготовительный этап) благоприятствовали формированию зон аккумуляции металлосодержащих темноцветных минералов (биотита, амфибола) и рассеянной рудной минерализации, трассирующей пути просачивания флюидов. Вовлечение таких зон в эндогенный процесс на порфириновом (рудноносном) этапе способствовало обогащению расплава флюидами и металлами, росту его рудного потенциала и как следствие развитию крупномасштабного оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Hou Z.Q., Zheng Y.C., Yang Z.M. et al. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet // *Mineralium Deposita*. 2013. V. 48, N. 2. P. 173–192.
- Richards J.P. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geology Reviews*. 2011. V. 40, N 1. P. 1–26.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107, N B1. ECV 5. P. 1–20.

### SOURCES OF THE PORPHYRY Cu-Mo ORE-MAGMATIC SYSTEMS (SIBERIA, MONGOLIA)

**A.P. Berzina<sup>1</sup>, A.N. Berzina<sup>1</sup>, V.O. Gimon<sup>1</sup>, T.B. Bayanova<sup>2</sup>, R.Sh. Krymsky<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
berap@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Geological Institute KSC RAS, Apatity, Murmansk Region, Russia*

<sup>3</sup>*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

Porphyry Cu-Mo deposits in Siberia and Mongolia have been formed during Middle-Late Paleozoic and Late Mesozoic. Major mineralization is closely associated with the late phases of long-lived magmatic systems, characterized by two-stage magmatic activity with multiple intrusions within the each stage. The first stage involves the formation of granitoid plutons with minor sub-economic ore mineralization. The second-stage porphyry stocks and dikes emplaced into preceding granitic plutons are associated with major Cu-Mo mineralization.

The investigated Middle-Late Paleozoic porphyry deposits involve the Aksug (Cu) and Sora (Mo) deposits in Siberia and Erdenetiin Ovoo (Cu-Mo), Tsagaan Suvarga (Cu-Mo), and Kharmagtai (Cu) deposits in Mongolia. These deposits are confined to continental-margin volcanic-plutonic belts and are similar in many respects to the Andean-type porphyry systems of the Pacific rim. Porphyry Cu deposits are composed of gabbro-diorite-granodiorite assemblages dominated by granodiorites of calc-alkaline series with low REE and HFSE contents. Porphyry Mo deposits comprise high-K calc-alkaline series dominated by monzonites and monzogranites with subordinate monzogabbro and quartz monzonites. The rocks show elevated REE and HFSE contents.

Rocks of Paleozoic deposits show positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  values and  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  ratios close to the mantle values. On the  $\epsilon_{Nd}(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  diagram the isotope compositions lie close to the mantle array (Fig.). The  $\epsilon_{Nd}(T)$  and  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  values for igneous rocks of Aksug, Kharmagtai, and Tsagaan Suvarga are as follows: +7 ... +5.8 and 0.7025–0.7035, +6.4 ... +5.3 and 0.7042–0.7044, +6.6 ... +5.3 and 0.7040–0.7044, respectively. The estimated Nd model ages  $T_{Nd}(DM-1st)$  for Aksug, Kharmagtai, and Tsagaan Suvarga rocks are 0.60–0.85, 0.62–0.84, and 0.60–0.68 Ga, respectively. The rocks from the Sora and Erdenetiin Ovoo deposits show lower  $\epsilon_{Nd}(T)$  values and relatively elevated  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  ratios: +3.4 ... +0.3, 0.7040–0.7046 and +4.1 ... +1.9, 0.7040–0.7046, respectively. The estimated  $T_{Nd}(DM-1st)$  ages for rocks of the Sora and Erdenetiin Ovoo deposits are 0.79–1.11 and 0.70–0.98 Ga, respectively.

Low  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  and positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  values in mafic rocks indicate that their parental magmas were likely derived from mantle source. Relatively low  $(Tb/Yb)_n$  ratios (1.5) in the most primitive samples from the Aksug are likely attributed to residual spinel in the source [Wang et al., 2002]. The higher  $(Tb/Yb)_n$  ratios (> 1.8) observed in mafic rocks from Sora and Erdenetiin Ovoo suggest that their magmas formed in the presence of residual garnet. The enrichment in LILE and LREE and depletion in HREE and HFSE indicate that mafic magmas were derived from a

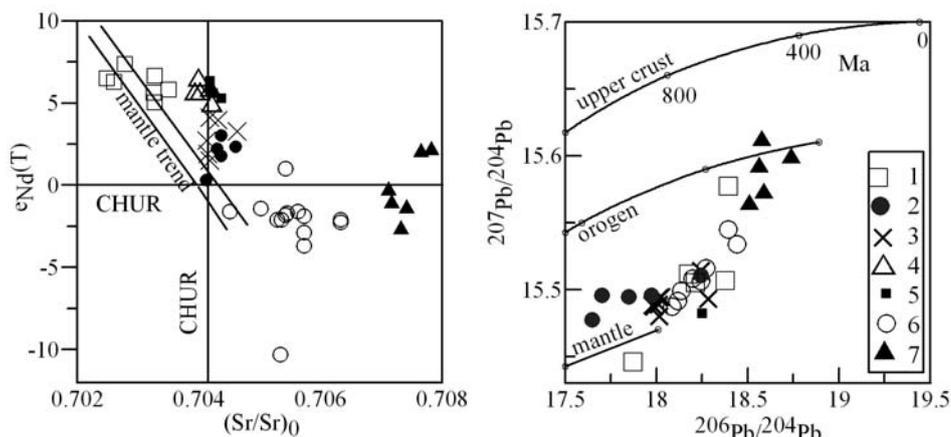


Fig. The  $\epsilon_{Nd}(T) - (Sr/Sr)_0$  and  $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$  diagrams for magmatic rocks of the porphyry Cu-Mo deposits. Deposits: 1 – Aksug, 2 – Sora, 3 – Erdenetiin-Ovoo, 4 – Tsagan-Suvarga, 5 – Kharmagtai, 6 – Zhireken, 7 – Shakhtama.

mantle previously metasomatized by subduction. Low trace element contents in the Aksug and Kharmagtai rocks and their elevated contents in the Sora and Erdenetiin Ovoo rocks point to more depleted mantle source for porphyry Cu deposits relative to porphyry Cu-Mo and Mo deposits.

Sr, Nd and Pb isotopic characteristics (Fig.) suggest significant contribution of mantle material in the formation of felsic magmas. Granitoid rocks can be divided into two groups. The first group includes rocks varying from monzodiorites to monzogranites with typical geochemical features of (high-K) calc-alkaline series. The second group includes granitoids with geochemical characteristics typical for adakites:  $SiO_2 > 56\%$  and  $Na_2O \geq 3.5\%$ ,  $K_2O/Na_2O \sim 0.4$ ,  $Sr > 400$ ,  $Y \leq 18$  and  $Yb \leq 1.8$  ppm,  $Sr/Y > 40$ ,  $(La/Yb)_n > 10$ ,  $Mg\# \sim 0.5$ . Such characteristics suggest adakitic magma formation at depths about 40 km from partial melting of basaltic rocks. Petrological, geochemical and isotopic data suggest that granitoids with typical arc-type characteristics were probably formed as a result of crystal differentiation of basaltic magma during its ascent to the upper levels of the crust. Granitoids with adakitic features were likely derived from partial melting of basic rocks at the bottom of the lower crust.

The Late Mesozoic Zhireken and Shakhtama porphyry Mo deposits were formed in the intraplate setting resulted from the closure of the Mongolo-Okhotsk ocean and collision between the Siberian and Mongolo-Chinese continents. In general, these deposits are similar to porphyry Cu-Mo deposits from the Tibet – Himalayas and North-Chinese craton – Yangtze collision zones.

Quartz monzonites and monzogranites predominate at the Zhireken and Shakhtama deposits. Mafic rocks are rare and occur mainly as remnants among granitoid rocks. High  $(Tb/Yb)_n$  ratios in mafic rocks suggest that their magma formed at the presence of residual garnet. The primitive mantle-normalized trace element patterns for gabbro samples show positive Pb, Sr and negative Nb, Ta, P anomalies, suggesting the inheritance of a subduction component in the process of magma generation. Relatively low  $\epsilon_{Nd}(T)$  values ( $-1.4$  and  $-1.8$ ) imply the involvement of old continental crust in the source. Interaction between basaltoid magma and crustal material probably took place at the mantle level as a result of magma injection into the crust or lithosphere delamination during collision.

Positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  values, Sr and Pb isotopic compositions close to mantle values, the presence of Ni and Cr in most of the samples and elevated MgO contents suggest the involvement of mantle component in felsic magmas of the Zhireken and Shakhtama deposits. However, very scarce occurrence of basic rocks does not allow to consider felsic rocks as derivatives of basaltic magmas. Therefore, it is reasonable to suggest [Hou et al., 2011] the involvement of juvenile crust, formed by underplating of mantle-derived basaltic magmas below the base of the lower crust.

$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  values ranging from 0.7045 to 0.7063. The  $\epsilon_{Nd}(T)$  values in porphyry intrusions range from  $+1.0$  to  $-3.7$ , while hosting them preceding granitic plutons show significantly lower values (as low as  $-10.3$ ). The range of  $\epsilon_{Nd}(T)$  and  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  values in granitoids of the Shakhtama deposit is from  $+2.1$  to  $-2.7$  and from 0.7071 to 0.7078, respectively. The  $T_{Nd}(DM-1st)$  values (0.76–1.53 and 0.67–0.97 Ga for Zhireken and Shakhtama granitoids, respectively) suggest the involvement of old crustal material in their formation. These data, as well as variations in Pb isotopic composition point to mixing between juvenile crust and old crust partial melts during granitoid magma generation.

Taking into account widespread occurrence of adakitic rocks and their  $K_2O/Na_2O \approx 1$ , it can be assumed that melts were probably generated at depth of at least 55 km. Based on relatively high MgO, Ni and Cr contents in Shakhtama granitoids, it is suggested that Shakhtama melts were most probably generated as a result of the submergence of the deeper parts of the lower crust into the mantle during lithospheric delamination. Relatively low contents of compatible elements and MgO in Zhireken granitoids probably indicate that melts were generated at the bottom of the lower crust thickened by collision.

All considered deposits have formed at the final stages of mantle-crust magmatic systems evolution. According to modern concepts [Richards, 2011], metasomatized mantle is considered to be the primary metal source for porphyry Cu-Mo mineralization. At the deposits studied, the occurrence of main mineralization was preceded by prolonged metal concentration during evolution of the long-lived magmatic systems. Mobilization and concentration of metals and volatiles were largely determined by redistribution of elements between different phases during magma crystallization, fluid exsolution and partial melting. The evolution of first-stage plutogenic magmatism favored the formation of cumulate zones containing metal-bearing minerals (biotite and amphibole) and disseminated mineralization. During second-stage (ore-bearing porphyry) magmatism these cumulate zones, residual from the first-stage magmatism may be remelted, releasing their fluids and metals to the ore-forming magmas. The involvement of these zones into the second stage might have influenced the fertility of the magmas and favored the occurrence of large-scale mineralization.

#### REFERENCES

- Hou Z.Q., Zheng Y.C., Yang Z.M. et al. Contribution of mantle components within juvenile lower-crust to collisional zone porphyry Cu systems in Tibet // *Mineralium Deposita*. 2013. V. 48, N. 2. P. 173–192.
- Richards J.P. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // *Ore Geology Reviews*. 2011. V. 40, N 1. P. 1–26.
- Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.L. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107, N B1. ECV 5. P. 1–20.

## РЕЗУРГЕНТНЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ВЕРХНЕЧЕГЕМСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

**С.Н. Бубнов, А.Я. Докучаев, Ю.В. Гольцман, Э.Д. Баирова**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия  
bubnov@igem.ru*

Плиоценовые интрузивы Большого Кавказа, традиционно называемые «неоинтрузиями», на протяжении уже более 160 лет постоянно привлекают к себе внимание вследствие того, что они являются уникальными ультрамолодыми природными объектами, пригодными для проведения детальных петрологических и металлогенических реконструкций. Одной из наименее изученных «неоинтрузий» Большого Кавказа является массив гипабиссальных гранитоидов Джунгусу, выходы которого обнажены в северо-восточной части плиоценовой Верхнечегемской кальдерной структуры. Отметим, что интрузивные образования в составе кальдерных комплексов и по сей день вызывают неослабевающий интерес: они присутствуют в большинстве кальдерных структур мира; они нередко рассматриваются как апофизы скрытых на глубине магматических камер; именно с ними часто бывает связана промышленная рудная минерализация.

Образование Верхнечегемской кальдеры и внедрение гранитоидов Джунгусу связано с активностью Чегемского вулканического центра. Чегемский вулканический центр расположен в восточной и юго-восточной частях Эльбрусской неовулканической области Большого Кавказа на водоразделах рек Кестанты, Чегем, Малка и Баксан. Первая фаза активности центра (конец раннего плиоцена) связана с активностью андезибазальтовых вулканов Сурх и Крандух (3.8–3.7 млн лет. назад) [Gazis et al., 1995; Лебедев и др., 2006]. В начале второй (эксплозивной) фазы активности Чегемского центра (конец среднего плиоцена) в верховьях р. Чегем проявлял активность крупный вулкан, на месте которого около 2.8 млн лет назад [Борсук, 1979; Gazis et al., 1995] возникла Верхнечегемская кальдера. Такой же возраст имеют пирокластические образования Нижнечегемского нагорья – 2.8 млн лет [Gazis et al., 1995; и др.]. На этой же фазе сформировался интрузивный массив Джунгусу, который завершает кальдерообразующую фазу активности Чегемского вулканического центра. Заключительная фаза активности центра (2.8–2.7 млн лет) [Gazis et al., 1995; и др.] связана с извержениями андезитовых стратовулканов Кумтюбе и Кюйгенкая.

Внутрикальдерная интрузия Джунгусу имеет площадь выхода до 20 км<sup>2</sup> и вскрыта эрозией на глубину 1200 м [Цветков и др., 1991; Лятифова, 1993; и др.]. Породы массива представлены гранит- и гранодиорит-порфирами при ощутимом доминировании последних. Контакты гранитоидов с вмещающими риолитовыми туфами и игнимбритами резкие, интрузивные. Во многих местах наблюдаются дайки-апофизы (мощностью до 3 м), отходящие от основного тела массива во вмещающие внутрикальдерные пирокластические образования. Вблизи контактов риолитовые туфы частично перекристаллизованы с появлением нередко в их базисе фельзитовой структуры [Цветков и др., 1991; и др.].

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры массива Джунгусу – это типичные известково-щелочные породы [Цветков и др., 1991; Лятифова, 1993]. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом (An<sub>26-48</sub>), санидин-анортоклазом, кварцем, флогопитом и гиперстеном; к ним изредка добавляется авгит, крайне редко амфибол. Породы массива Джунгусу содержат 63.9–72.1% SiO<sub>2</sub>, 5.7–8.2 % K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O при 1.9–3.8 % K<sub>2</sub>O [Цветков и др., 1991; оригинальные данные].

В свое время рядом исследователей было высказано мнение, что массив Джунгусу является частью резургентного купола Верхнечегемской кальдерной структуры [Лятифова, 1993; и др.], что предусматривает генетическое родство гранитоидов массива и кислых – умеренно-кислых внутрикальдерных туфов и игнимбритов. Опубликованные [Роров et al., 2000] и полученные нами Sr-Nd изотопные данные подтверждают эту точку зрения. Вариации начальных изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в пирокластических образованиях Верхнечегемской кальдеры составляют 0.70553–0.70756 и начальных изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.51259–0.51261, или –0.9...–0.6 в единицах ε<sub>Nd</sub>. Вариации начальных изотопных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в подавляющем большинстве пород массива Джунгусу составляют 0.70477–0.70571, а начальных изотопных отношений <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.51261–0.51275, или –0.6...+2.1 в единицах ε<sub>Nd</sub>. Как видно из приведенных данных, породы Верхнечегемской кальдеры имеют в целом более радиогенный состав Sr и комплементарно менее радиогенный состав Nd по сравнению с гранитоидами массива Джунгусу. Это можно объяснить либо увеличением со временем доли мантийной компоненты в материнских расплавах, давших магматические образования кальдерообразующей фазы активности Чегемского вулканического центра (что выявлено для плиоценовых

гранитоидов Джимарского массива [Лебедев и др., 2009; и др.] и наблюдается для четвертичных лав вулкана Эльбрус [Лебедев и др., 2010]), либо загрязнением туфов и игнимбритов Верхнечегемской кальдеры материалом из мезо-палеозойских образований фундамента. На генетическое родство продуктов молодой эксплозивной вулканической активности и резургентных интрузивных образований этого района указывают и петрогеохимические данные. Так, на вариационных и петрогенетических диаграммах точки составов пород Верхнечегемской кальдерной структуры и массива Джунгусу образуют обычно либо компактные единые поля, либо выдержанные эволюционные тренды.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00728) и в рамках Программы № 4 фундаментальных исследований Президиума РАН.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В. Основной магматизм в геологической истории Эльбрусской неовулканической области (Большой Кавказ): К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 78–82.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Вашакидзе Г.Т., Баирова Э.Д. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): Результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Ляtifова Я.Н. Петрология плиоценового вулканизма Чегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1993. 25 с.
- Цветков А.А., Гурбанов А.Г., Липман П., Коваленко В.И., Ляtifова Е.Н., Богина М.М., Беус В.А. Новые данные о гипабиссальных гранодиоритах Верхне-Чегемского кальдерного комплекса на Северном Кавказе // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 700–704.
- Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.
- Popov V.S., Kostitsyn Yu.A., Lyapunov S.M., Zhuravlev D.Z. Volcanic and plutonic facies in Late Pliocene-Quaternary magmatic system of the Northern Caucasus, Russia and related mineralization // Ore-bearing granites of Russia and Adjacent Countries. Moscow: IMGRE. 2000. P. 213–235.

### RESURGENT HYPABYSSAL GRANITOIDS OF THE UPPER CHEGEM CALDERA, THE GREATER CAUCASUS

**S.N. Bubnov, A.Ya. Dokuchaev, Yu.V. Goltzman, E.D. Bairova**

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS  
Moscow, Russia, bubnov@igem.ru*

Pliocene intrusions of the Greater Caucasus, traditionally termed as the «neointrusions», have attracted attention for over 160 years as unique very young natural objects suitable for detailed petrological and metallogenic reconstructions. The Dzhungusu hypabyssal granitoid massif is one of the least studied «neointrusions» of the Greater Caucasus. It is exposed in the northeastern part of the Pliocene Upper Chegem caldera structure. Note that the intrusive rocks in the caldera complexes are of unflagging interest: they are present in most of caldera structures around the world; they are often regarded as the apophyses of hidden deep-seated magmatic chambers; and their rocks frequently host economic ore mineralization.

The formation of the Upper Chegem caldera and the emplacement of the Dzhungusu granitoids are related to the activity of the Chegem volcanic center. The Chegem volcanic center is situated in the eastern and southeastern parts of the Elbrus neovolcanic area of the Greater Caucasus, on the Kestanta, Chegem, Malka, and Baksan watersheds. The first phase of center activity (end of the Early Pliocene) is related to the activity of the Surkh and Krandukh basaltic andesite volcanoes (3.8–3.7 Ma ago) [Gazis et al., 1995; Lebedev et al., 2006]. The beginning of the second (explosive) phase of the Chegem Center (end of the Middle Pliocene) was marked by the activity of a large volcano in the

upper reaches of the Chegem River, where the Upper Chegem Caldera emerged 2.8 Ma ago [Borsuk, 1979; Gazis et al., 1995]. The same age (2.8 Ma) was obtained for the pyroclastic rocks of the Lower Chegem Highland [Gazis et al., 1995; etc.]. This phase also was responsible for the formation of the Dzhungusu intrusive massif, which terminates the caldera-forming activity of the Chegem volcanic center. The final stage of the activity (2.8–2.7 Ma) [Gazis et al., 1995; etc.] was related to the eruptions of the Kumtyube and Kyuigenkaya andesitic stratovolcanoes.

The intracaldera Dzhungusu intrusion is up to 20 km<sup>2</sup> in area and eroded to a depth of 1200 m [Tsvetkov et al., 1991; Lyatifova, 1993; etc.]. The massif rocks are represented by granite- and granodiorite porphyries, with the sharp predominance of the latter. These granitoids are in contacts with host rhyolitic tuffs and ignimbrites. Numerous dikes-apophyses (up to 3 m thick) of the main body penetrate host intracaldera pyroclastic rocks. Near contacts, the rhyolitic tuffs are partially recrystallized with manifestation of felsitic texture [Tsvetkov et al., 1991; etc.].

The granodiorite porphyries and granite porphyries of the Dzhungusu Massif are typical calc-alkaline rocks [Tsvetkov et al., 1991; Lyatifova, 1993]. Phenocrysts in them are represented by plagioclase (An<sub>26-48</sub>), sanidine-anorthoclase, quartz, phlogopite, and hypersthene; with less common augite, and extremely rare amphibole. The rocks of the Dzhungusu massif contain 63.9–72.1 % SiO<sub>2</sub>, 5.7–8.2 % K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O at 1.9–3.8 % K<sub>2</sub>O [Tsvetkov et al., 1991; original data].

Some researchers suggest that the Dzhungusu Massif is the part of the resurgent dome of the Upper Chegem caldera structure [Lyatifova, 1993; etc.], which implies genetic relation between the massif and acid to moderately acid intracaldera tuffs and ignimbrites. Available [Popov et al., 2000] and obtained Sr-Nd isotope data confirm this viewpoint. Variations in the initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotope ratios in the pyroclastic rocks of the Upper Chegem Caldera are 0.70553–0.70756 and those in the initial <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.51259–0.51261, or –0.9...–0.6 in ε<sub>Nd</sub> units. Variations in the initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in the majority of the rocks of the Dzhungusu Massif are 0.70477–0.70571, while initial <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – 0.51261–0.51275, or –0.6... +2.1 in ε<sub>Nd</sub> units. It is seen from presented data that the rocks of the Upper Chegem Caldera have more radiogenic Sr isotope composition and complementary less radiogenic Nd composition as compared to the Dzhungusu granitoids. This may be explained by either increase with time of mantle component in the parent melts, which gave rise to the magmatic rocks of the caldera-forming phase of the Chegem volcanic center (which was revealed for the Pliocene granitoids of the Dzhimara Massif [Lebedev et al., 2009; etc.] and was observed for the Quaternary lavas of Elbrus volcano [Lebedev et al., 2010]), or by contamination of tuffs and ignimbrites of the Upper Chegem Caldera by Meso-Paleozoic basement. A genetic affinity of the products of young explosive activity and resurgent intrusive rocks also follows from petrogeochemical data. In particular, the data points of the Upper Chegem Caldera and the Dzhungusu Massif in the variation and petrogenetic diagrams define common compact fields or persistent evolution trends.

*This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (Project № 14-05-00728) and Program № 4 of Basic Research of the Presidium RAS.*

## REFERENCES

- Borsuk A.M. Mesozoic and Cenozoic Magmatic Formations of the Greater Caucasus, Moscow: Nauka, 1979. 229 p. [in Russian].
- Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P. et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O studies of the Chegem ash-flow caldera and the Eldjurt Granite: Cooling of two Pliocene igneous bodies in the Greater Caucasus Mountains, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 377–391.
- Lebedev V.A., Bubnov S.N., Chernyshev I.V., Gol'tsman, Yu.V. Basic magmatism in the geological history of the Elbrus Neovolcanic area, Greater Caucasus: Evidence from K-Ar and Sr-Nd isotope data // *Dokl. Akad. Nauk.* 2006. Vol. 406. N 1. P. 78–82.
- Lebedev V.A., Bubnov S.N., Chernyshev I.V., et al. The geochronology and petrogenesis of young (Pliocene) granitoids in the Greater Caucasus: The Dzhimara polyphase massif, Kazbek neovolcanic area // *Geokhimiya.* 2009. N 6. P. 582–602.
- Lebedev V.A., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., et al. Geochronology of eruptions and parental magma sources of Elbrus volcano, the Greater Caucasus: K-Ar and Sr-Nd-Pb isotope data // *Geochem. Int.* 2010. N 1. P. 41–67.
- Lyatifova Ya.N. Petrology of the Pliocene volcanism in the Chegem caldera-like complex (Northern Caucasus). Extended Abstract of Cand. Sci. (Geol.–Min.) Dissertation. Moscow: IGEM RAS, 1993. 25 p. [in Russian].
- Popov V.S., Kostitsyn Yu.A., Lyapunov S.M., Zhuravlev D.Z. Volcanic and plutonic facies in Late Pliocene-Quaternary magmatic system of the Northern Caucasus, Russia and related mineralization // *Ore-bearing granites of Russia and Adjacent Countries.* Moscow: IMGRE, 2000. P. 213–235.
- Tsvetkov A.A., Gurbanov A.G., Lipman P.W., et al. New data on hypabyssal granodiorites of the Upper Chegem caldera complex, North Caucasus // *Dokl. Akad. Nauk SSSR.* 1991. V. 318. N 3. P. 700–704 [in Russian].

**ПЕТРОГЕНЕЗИС СИЕНИТОВ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ****Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков***Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, gerka\_85@mail.ru*

В Западном Забайкалье позднепалеозойские сиениты распространены широко. Они входят в состав почти всех комплексов за исключением самого раннего Баргузинского (330–310 Ма) [Цыганков и др., 2010]. Рассматриваемые сиениты в разных гранитоидных комплексах имеют различный состав, но в целом во времени эволюционируют в сторону увеличения щелочности, вплоть до щелочно-полевошпатовых сиенитов (ранне-куналейский комплекс, 280–273 Ма), в которых содержатся щелочные пироксены и амфиболы. Такие широкие вариации состава средних пород в гранитоидных комплексах Западного Забайкалья, скорее всего можно объяснить их разным происхождением.

На основании аналитических данных мы намерены показать, что среди позднепалеозойских сиенитов выделяются три генетических типа: 1 – сиениты как продукт дифференциации субщелочной базитовой магмы; 2 – сиениты как результат смешения контрастных по составу магм с той или иной степенью дифференциации; 3 – сиениты, как продукт плавления высококальциевых базитовых протолитов с последующей дифференциацией расплавов.

К первому генетическому типу относятся сиениты ниже-селенгинского (285–278 Ма) комплекса, для которых типичны сопутствующие базиты, представленные синплутоническими габброидными интрузиями [Литвиновский и др., 1995; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011]. Сиениты – это массивные редко порфиroidные (Kfs) среднезернистые породы, сложенные щелочным полевым шпатом (25–30 объём. %), плагиоклазом (44–57 объём. %), кварцем (7–20 объём. %), биотитом и амфиболом на долю которых, в совокупности, приходится 4–8 объём. %. Обычно биотит преобладает над амфиболом. Микроструктура гипидиоморфно-зернистая. Вариации состава пород в целом незначительны. Породы ниже-селенгинского комплекса, включая монцониты, на диаграммах соотношения петрогенных оксидов с кремнеземом образуют дискретные поля фигуративных точек, различающиеся как по содержанию кремнезема, так и по концентрациям всех остальных породообразующих оксидов. В целом, содержание всех петрогенных компонентов, за исключением калия, уменьшается от монцонитов к сиенитам с ростом кремнекислотности. Так, например, коэффициенты корреляции ( $r$ )  $TiO_2$ ,  $FeO^*$ ,  $MgO$  и  $CaO$  с кремнеземом варьируют около  $-0.95$ . В то же время, в каждой группе пород (сиениты, монцониты) корреляция между этими параметрами практически отсутствует. Такие соотношения, по-видимому, объясняются тем, что имела место дифференциация исходного расплава в промежуточной камере, тогда как на месте своего залегания эти процессы были проявлены весьма слабо. Содержание Rb и Nb так же как и калия возрастает от монцонитов к сиенитам, Sr уменьшается, тогда как содержание циркония примерно одинаковое во всех породах. При этом внутри каждого из рассматриваемых типов пород соотношение элементов-примесей с кремнеземом может кардинально различаться.

Распределение REE характеризуется резкой дифференцированностью спектра с обогащением пород LREE. В монцонитах  $La/Yb_{(n)}$  отношение составляет 21 при  $\sum REE$  равной 219 г/т, тогда как в сиенитах,  $La/Yb_{(n)}$  отношение ниже – 19, что коррелирует с более низким общим содержанием REE в этих породах ( $SREE = 209$  г/т). Те и другие характеризуются наличием отрицательной Eu аномалией ( $Eu^* = Eu/Eu^*$ ) равной 0.36 в сиенитах и 0.6 в монцонитах.

Масс-балансовые расчеты показывают, что сиениты ниже-селенгинского комплекса могут быть получены путем фракционной кристаллизации высококальциевого базальта [Цыганков, 2014]. Наилучшая сходимость расчетных и наблюдаемых данных соответствует двухстадийному варианту кристаллизации. Первая стадия – фракционная кристаллизация высококальциевого базальта, в качестве которого принят средний состав синплутонических габбро ниже-селенгинского комплекса. В результате образуется монцонитовый остаток (35% от исходного объема, сумма квадратов отклонения ( $R$ ) равна 0.282). Второй этап: фракционная кристаллизация монцонитового расплава, в результате которой образуется 67% сиенитового остаточного расплава, однако сходимость расчетного и наблюдаемого состава сиенитов заметно хуже ( $R = 1.65$ ). Как базиты, так и сиениты ниже-селенгинского комплекса характеризуются умеренно отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}$  ( $-5 \dots -2.5$ ), что не противоречит предлагаемой модели.

Кварцевые сиениты, типоморфные для чивыркуйского комплекса (305–285 Ма), по нашему мнению, образовались в результате смешения магм. Они часто сопровождаются базитами, представленными синплутоническими габброидными интрузиями, комбинированными дайками [Литвиновский и др., 1995] и мафическими ми-

крогранулярными включениями (mafic microgranular enclaves - ММЕ) [Бурмакина, Цыганков, 2013]. Минглинг дайки и от части ММЕ являются прямым геологическим свидетельством синхронности мантийного и корового магматизма. Сиениты представлены среднезернистыми породами с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Они сложены  $Kfs$  – 45–55 объём. %,  $Pl$  – 15–30 объём. %,  $Qtz \approx 8$  объём. %; темноцветные минералы представлены биотитом (15–20 объём. %), изредка встречается амфибол с реликтами пироксена. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон. Присутствие не характерного для сиенитов моноклинного пироксена, скорее всего можно объяснить смешением контрастных по составу магм в промежуточной камере. Вместе с тем, не все сиениты чивыркуйского комплекса содержат подобные свидетельства (ММЕ, минглинг дайки, реликты пироксенов), поэтому участие мантийных магм в их формировании может быть зафиксировано лишь по изотопным данным. Однако сложность заключается в том, что как сиениты, так и базиты чивыркуйского комплекса, так же как и в предыдущем случае, имеют отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  (–6...–3.3) [Litvinovsky et al., 2011]. Такие «смешенные» изотопные характеристики сиенитов допускают разные варианты интерпретации, однако присутствие в гранитоидах ММЕ и комбинированных даек является надежным свидетельством смешения магм. Для выяснения характера взаимодействия и объемных соотношений мантийных и коровых магм при формировании сиенитов, нами проведены масс-балансовые расчеты. Эти расчеты показывают, что сиениты рассматриваемого типа могут быть получены путем смешения базитового и салического компонентов. В качестве базитового компонента принят средний состав габбро первой фазы Бургасского плутона (чивыркуйский комплекс) [Бурмакина, Цыганков, 2013], в качестве салического – средний состав баргузинских гранитов. Основанием для такого выбора служат геохронологические данные [Цыганков, 2014], которые указывают на то, что формирование чивыркуйского комплекса началось на заключительной стадии становления баргузинских гранитоидов. Расчеты показывают, что средний состав чивыркуйских кварцевых сиенитов может быть получен путем смешения указанных, выше, исходных компонентов в пропорции 1:3 ( $R = 1.19$ ).

Образование щелочно-полевошпатовых сиенитов ранне-куналейского комплекса (280–273 Ma) остается под вопросом. Темноцветные минералы рассматриваемых пород представлены щелочным амфиболом и пироксеном, биотит высоко железистый, щелочной полевой шпат доминирует над плагиоклазом. Рассматриваемые щелочно-полевошпатовые сиениты являются типичными представителями металюминиевой ( $A/CNK < 1$ ) субщелочной и щелочной серий. На классификационных диаграммах они находятся в поле гранитов А-типа: для них характерны низкие содержания Sr (среднее 16 г/т), Ba (58 г/т) и максимально высокие Rb (135 г/т), Zr (570 г/т), Nb (29 г/т). Спектр распределения REE характеризуется резкой дифференцированностью с обогащением пород LREE,  $La/Yb_{(n)} \approx 20$ . Характерна максимально глубокая отрицательная европиевая аномалия величина, которой достигает 0.14–0.23. На спайдер-диаграмме наблюдаются резкие отрицательные аномалии Sr, P, Eu, Ti и максимумы La, Ce, Zr, Hf. В ранне-куналейских сиенитах значение  $\epsilon_{Nd}$  равно –3.3...–2.9 [Litvinovsky et al., 2011], что можно интерпретировать как присутствие мантийного компонента.

Учитывая невозможность прямого выплавления сиенитовых магм из коровых протолитов [Litvinovsky et al., 2000] можно предположить, что образование щелочно-полевошпатовых сиенитов связано с двумя процессами: 1 – парциальное плавление субщелочных базитовых протолитов; 2 – фракционная кристаллизация образующихся расплавов. При этом мы не можем оценить состав исходных выплавов. В тоже время максимальная глубокая дифференциация приводит к образованию щелочных гранитов, которые широко развиты в составе типоморфных для ранне-куналейского комплекса Брянском и Хоринском плутонах.

*Проведенные исследования поддержаны Партнерским интеграционным проектом СО РАН №17.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. т. 3. №2. с. 133–157.
- 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. Позднепалеозойские гранитоиды Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. т. 55. № 2. С. 197–227.
- Litvinovsky B.A., Steele I.M, Wickham S.M. Silicic Magma Formation in Overthickened Crust: Melting of Charnockite and Leucogranite at 15, 20 and 25 kbar // Journal of petrology. 2000. V. 41. N 5. P. 717–737.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

**U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ  
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ LA-ICP-SF-MS МЕТОДОМ:  
ПРОЦЕДУРА ИЗМЕРЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С SHRIMP**

**М.Д. Буянтүев, В.Б. Хубанов**

*Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
molon2@rambler.ru*

LA-ICP-MS метод локального U-Pb изотопного датирования, благодаря низкой бюджетности, простоте пробоподготовки, высокой пропускной способности, а также пространственному разрешению, представляется одним из перспективных инструментов для геохронологических исследований. LA-ICP-MS системы базируются на коротко-волновых лазерах и, преимущественно, квадрупольных масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-Q-ICP-MS). Такая приборная конфигурация, как правило, применяется для датирования докембрийских цирконов с относительно повышенными содержаниями радиогенного свинца. В этом случае точность измерения U-Pb изотопных отношений ненамного уступает точности результатов, полученных SIMS методом.

Альтернативой LA-Q-ICP-MS являются системы, основанные на аналогичных лазерах и на магнитно-секторных масс-спектрометрах с индуктивно-связанной плазмой (LA-SF-ICP-MS) [Хубанов и др., 2013; Slama et al., 2008]. Магнитно-секторные масс-спектрометры, благодаря двойной фокусировке ионного пучка, обладают на порядок лучшей аналитической чувствительностью и точностью. Поэтому представляется, что использование LA-SF-ICP-MS более предпочтительно для U-Pb изотопного датирования цирконов фанерозойского возраста, которые накопили значительно меньше радиогенного свинца, чем протерозойские.

В настоящем сообщении приведены данные об условиях оптимизации LA-SF-ICP-MS для U-Pb изотопного датирования магматических цирконов. Апробация метода проведена на примере определения возраста двух стандартных образцов цирконов (GJ-1 [Jackson et al., 2004] и Plešovice [Slama et al., 2008]) и цирконов из шести позднепалеозойских гранитоидных массивов [Цыганков и др., 2007; Цыганков и др., 2010], а также Халютинского карбонатитового месторождения Забайкалья [Ripp et al., 2009], ранее датированных SHRIMP методом.

Исследования проведены на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific, Германия) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research, США). Цирконы облучались импульсным лазерным лучом с частотой 10 Гц, с диаметром 40 мкм, в течении 30 с. Испаренные частицы из лазерной установки в масс-спектрометр транспортировались потоком чистого инертного газа гелия. Коррекция дрейфа сигнала измеряемых изотопов, учет фоновых сигналов, расчет изотопных отношений и их погрешностей проведены в программе Glitter [Griffin et al., 2008], в качестве стандартного образца использовался циркон Plešovice. Расчет значений возраста методом построения диаграммы с конкордией проведен с помощью программы Isoplot 3 [Ludwig et al., 2003].

**Таблица. Результаты геохронологических исследований стандартных и природных цирконов LA-ICP-MS методом в сопоставлении с данными SHRIMP.**

Образец (массив)	LA-ICP-MS Возраст, Ma	SHRIMP Возраст, Ma
GJ-1 – аттест 608,5±0,4	606.5±5.3	–
Plešovice – аттест. 337,13±0,37	338±2	–
Хс-59а (Хасуртинский)	281±7	283.7±5.3
Хн-62а (Хангинтуй)	303.9±6.2	302.3±3.7
GI-10-03 (Гольцовый)	310.3±8.5	313.3±3
пр. 023а-04 (Унэгэтэйский)	289±5	289±2.3
Ву-113-04 (Бургасский)	293.3±5.3	287.3±4.1
Те-01-06 (Тэмэнский)	317±12	318±4
КНАЛ1 1 (Халютинский)	134.3±3.6	130±1

Измерялось четыре изотопных отношения:  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ , при этом процедура поправки на общий свинец не проводилась. Расчет возраста проводился методом рассмотрения U-Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) системы на конкордии. В таблице приведены результаты LA-ICP-MS U-Pb изотопных датировок исследованных проб цирконов, а также результаты их датировок на приборе SHRIMP по данным из [Цыганков и др., 2007; Цыганков и др., 2010; Ripp et al., 2009], в том числе данные по стандартным из [Хубанов и др., 2013]. Как видно, LA-ICP-MS и SHRIMP результаты достаточно хорошо согласуются и находятся в пределах погрешностей значений возрастов. Следует отметить, что относительная погрешность измерения изотопного отношения в одной точке ( $1\sigma$ ) для  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составляет ~1,5 %, а  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  – 4-5 % для стандартных цирконов, что, в первом приближении, сопоставимо с показателями погрешности измерения этих изотопных отношений, получаемых SHRIMP методом.

Очевидно, что представленные данные об измерении U-Pb изотопных отношений в стандартных образцах свидетельствуют о возможности использования метода в решении задач по датированию палеозойско-мезозойских магматических комплексов.

*Исследования проводились при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (Интеграционный партнерский проект СО РАН № 17) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ № 14-05-00498).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. С. 9–96.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Звонцов И.В. U-Pb изотопное датирование цирконов LA-ICP-MS методом: процедура измерения и расчета изотопных отношений. // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: мат. IV Всеросс. науч.-практ. конф. посв. 40-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ: ИД «Эжос», 2013. 448 с.
- 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 Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 156–180.
- 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 // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008, GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS, in Sylvester, P. (ed.), Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 40. P. 307–311.
- Jackson S., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation – inductively coupled plasma – mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. 211. P. 47–69.
- Ludwig K.R., 2003. Isoplot/Ex Version 3.00: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA.
- Slama J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geology. 2008. 249. P. 1–35.

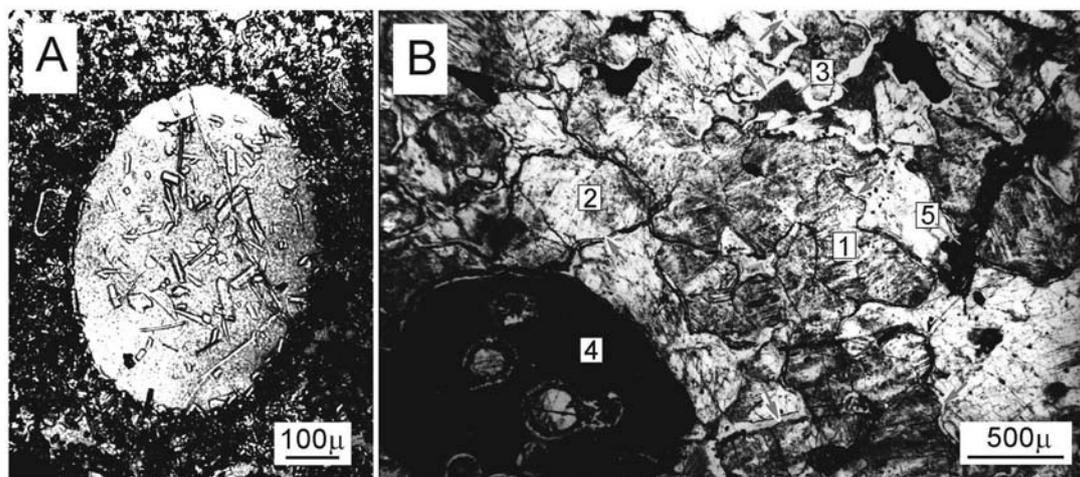
**ИМПАКТНЫЙ АНАТЕКСИС ГНЕЙСОВ С ВЫДЕЛЕНИЕМ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА:  
НЕКОТОРЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ****С.А. Вишнеvский<sup>1</sup>, Н.В. Попов<sup>2</sup>**<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
svish@igm.nsc.ru*<sup>2</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия  
popovnv@ipgg.sbras.ru*

Уникальная во многих отношениях Попигайская астроблема [Vishnevsky, Montanari, 1999; Вишнеvский, 2013], расположенная вблизи п-ова Таймыр, продолжает привлекать внимание в самых различных научных аспектах. Этому способствуют большой масштаб импактного события (диаметр астроблемы – 100 км), молодой возраст (~35 млн лет), хорошая сохранность и обнажённость астроблемы, а также специфика пород мишеней, на которых она была заложена. При её образовании возникло порядка 2000 км<sup>3</sup> импактного расплава, преимущественно за счёт ударного плавления архейских кристаллических пород Анабарского щита, сложенных хапчанской и верхне-анабарской сериями гнейсов.

Будучи в целом весьма «сухими», эти гнейсы в ряде зон были диафорированы, что соответственно отразилось и на водосодержании апогнейсовых импактных расплавов-тагамитов, среди которых выделяются как «сухие», так и «влажные» импактиты с содержанием, соответственно,  $0.74 \pm 0.18$  и  $2.23 \pm 0.48$  мас. % H<sub>2</sub>O [Vishnevsky, Montanari, 1999]. Оба типа тагамитов хорошо отличаются между собой по петрографии и макроскопии. Среди «влажных» тагамитов были выявлены так называемые бирасплавные разности, в которых в том или ином количестве (иногда до 10 объём. %) рассеяны несмесимые с матрицей тагамита мелкие глобулы «кислых» (72–77 мас. % SiO<sub>2</sub>) стёкол (см. рисунок, А), обогащённых калием (3–6 мас. % K<sub>2</sub>O) и водой (4–7 мас. % H<sub>2</sub>O); прочие петрогенные элементы находятся в подчинённом количестве. Показано [Вишнеvский, 2013; и ссылки здесь], что подобные глобулы являются продуктом «раннего» импактного анатексиса гнейсов, который протекал в ударно-нагруженном состоянии при умеренном ударном метаморфизме (давления от ~29 до 50 ГПа). Выделившееся стекло образует межзерновые выделения в обломках гнейсов (см. рисунок, В), оторочки вокруг этих обломков и струйные внедрения во вмещающий тагамит. Будучи высоко мобильными продуктами, эти внедрения, ветвясь и распадаясь, давали начало капелькам-глобулам «кислого» стекла, несмесимым с расплавной матрицей тагамита. Описанные стёкла, тонко-диспергированные во вмещающие тагамиты ещё на стадии ударного нагружения и высокоградиентного течения среды, принципиально отличны от «бухитов», то есть, тех продуктов пирометаморфизма гнейсов, который протекал в высокотемпературном импактном расплаве уже на стадии его постударной эволюции.

Химический состав описываемых стёкол отвечает кислому гранитоидному расплаву калиевой специализации (данные 66 микрозондовых анализов, в мас. %, среднее ± стандартное отклонение): SiO<sub>2</sub> 71.92 ± 2.00; TiO<sub>2</sub> 0.24 ± 0.09; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12.29 ± 1.29; FeO 1.41 ± 0.42; MgO 0.15 ± 0.08; MnO 0.02 ± 0.01; CaO 0.57 ± 0.65; Na<sub>2</sub>O 1.69 ± 0.50; K<sub>2</sub>O 5.51 ± 1.73; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.12 ± 0.06; сумма 92.56 ± 2.07. Этот высококремнезёмный состав не выводится из валовой петрохимии родительского гнейса или его конкретных минералов и является свидетельством высокомобильной селективной сепарации ряда петрогенных элементов при импактном анатексисе. Подобные процессы подтверждены в экспериментах по ударному сжатию различных минералов [Kozlov, et al., 2002; Фельдман и др., 2006; Белятинская и др., 2010]. Для объяснения сверхскоростной селективной мобилизации компонентов в «ранних» импактных анатектитах Попигайской астроблемы уместны представления теории сильно возбуждённых кристаллических структур [Панин, 1987]. В таких структурах, под действием высоких давлений и быстрых деформаций сдвига скорости диффузии химических элементов могут возрастать против обычных на 15 порядков величины, то есть, исходно твёрдая среда в этом случае фактически превращается в газо-динамическую систему с соответствующей подвижностью компонентов. Ещё одной особенностью описываемых анатектитов является их повышенное водосодержание, до 4–7 мас. %, на что указывает ряд определений воды, сделанных методами ионного анализа и СНН-метрии, а также постоянный дефицит суммы анализов [Вишнеvский, 2013; и ссылки здесь].

Феномен «ранней» импактной сепарации компонентов в Попигайской астроблеме как пример специфики ударного метаморфизма в больших астроблемах, может иметь особое значение. Уже не остаётся сомнений в том, что на начальных стадиях планетарной эволюции всё вещество Земли подверглось многократной импактной переработке. Поэтому дальнейшее изучение процессов импактного анатексиса и роли воды в его про-



Ранний импактный анатексис гнейсов в Попигайской астроблеме:

(А) – глобуля «кислого» слабо раскристаллизованного анатектического стекла в базисе бирасплавного тагамита; этот базис сложен пироксеном, полевым шпатом и другими минералами с участием остаточного межзернового стекла. Образец № 1080. (В) – импактированный гнейс из бирасплавного тагамита. Цифрами указаны: 1 – диаплектический кварц; 2 – диаплектический плагиоклаз; 3 – агрегаты тонкозернистых кристаллитов по К-Na апо-полевошпатовому стеклу плавления; 4 – тонкозернистые агрегаты оливина+кордиерита по родительскому гранату; 5 – продукты тонкозернистой раскристаллизации биотита. Стрелками показаны многочисленные межзерновые плёнки «кислого» анатектического стекла. Образец № 2102. Микрофотографии шлифов, поляризованный свет, без анализатора.

текании может быть полезно для понимания процессов ранней дифференциации и эволюции вещества нашей планеты. Среди проблем такого рода находится и вопрос о генезисе древнейших высоко-калиевых кислых пород земной коры, таких, например, как кислые вулканиты Дхарвар на Индийском щите, высоко-калиевые гранулиты Алданского щита и другие объекты. Не исключено [Вишневский, Попов, 1987; Vishnevsky et al., 1987], что стартовой основой для образования таких пород мог послужить импактный анатексис древнейших кристаллических пород земной коры основного или среднего состава. Добавим, что продукты «раннего» импактного анатексиса гнейсов из попигайских бирасплавных тагамитов весьма сходны с глобулями «кислых» стёкол, которые найдены в лунных базальтах, и для которых ряд авторов [Crowford, 1975; Powell et al., 1975; Яковлев, 1977] допускает импактно-стимулированное происхождение (наши данные эту модель подтверждают), хотя имеются и другие мнения на этот счёт (кристаллизационная [Ryder et al., 1975] или ликвационная [Rutherford et al., 1976] дифференциация).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белятинская И.В., Фельдман В.И., Милявский В.В., Бородин Т.И. Ударно-метаморфические преобразования породообразующих минералов полосчатых амфиболитов Южного Урала // Вестник МГУ. Серия 4 Геология. 2010. № 5. С. 27–37.
- Вишневский С.А., Попов Н.В. Возможная модель образования древнейших высоко-калиевых кислых пород // В кн. Модели эволюции процессов метаморфизма на щитах и складчатых областях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1987. С. 58–62.
- Вишневский С.А. Попигайская астроблема – уникальный объект изучения и использования (специфика больших импактных событий, обще-познавательное значение, экономический потенциал) // Уральский Геологический Журнал. 2013. № 3 (93). С. 23–45.
- Панин В.Е. Новая область физики твёрдого тела // Известия ВУЗов. Физика. 1987. № 1. С. 3–8.
- Фельдман В.И., Сазонова Л.В., Козлов Е.А. Ударный метаморфизм некоторых породо-образующих минералов (экспериментальные и природные данные) // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 576–603.
- Яковлев О.И. Ультраосновные и кислые породы Луны // Геохимия. 1977. № 12. С. 1794–1805.
- Crowford M.L. Magma genesis in situ melting within the Lunar crust // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston, Texas. N. Y.: Pergamon Press. 1975. Vol. 1. P. 249–265.
- Kozlov E.A., Zhugin Yu.A., Sazonova L.V., Feldman V.I. Migration of chemical components of minerals under shock-wave loading of Janis-Jarvi astrobleme target rocks // In 33<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference, March 11–15, 2002, Houston. Abstract #1050. LPI Contribution No.1109. 2002. В Интернете: <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2002/pdf/1050.pdf>.

- Powell B.N., Dungan M.A., Weiblen P.W. "Apollo-16" feldspathic melt rocks: clues to the magmatic history of the Lunar crust // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1975. V. 1. P. 415–433.
- Rutherford M.J., Hess P.C., Ryerson P.J., Campbell W.J., Dick P.A. The chemistry, origin and petrogenetic implications of lunar granite and monzonite // In Proceedings of the 7<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 15–29, 1976, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1976. V. 2. P. 1723–1740.
- Ryder G., Stoesser D.B., Marvin U.B., Bower J.F. Lunar granites with unique ternary feldspars // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1975. V. 1. P. 435–449.
- Vishnevsky S.A., Popov N.V., Pospelova L.V. Bi-melt structures in impactites: origin and role // In Abstracts of Papers presented at the 2<sup>nd</sup> International Conference on Natural Glasses, September 21–23, 1987, Prague. Prague: Charles University Press. 1987. P. 68.
- Vishnevsky S., Montanari A. Popigai impact structure (Arctic Siberia, Russia): Geology, petrology, geochemistry, and geochronology of glass-bearing impactites // In B. O. Dressler, and V. L. Sharpton (eds.). Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II. Boulder, Colorado (USA): Geological Society of America Special Paper 339. 1999. P. 19–59.

### POPIGAI IMPACT ANATEXIS OF GNEISSES: SEPARATION OF GRANITIC MELTS AND SOME APPLICATIONS TO EARLY EVOLUTION OF EARTH

S.A. Vishnevsky<sup>1</sup>, N.V. Popov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
svish@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia  
popovnv@ipgg.sbras.ru*

The Popigai astrobleme, which is unique in many aspects [Vishnevsky, Montanari, 1999; Vishnevsky, 2013; and references therein], and localized near the Taymyr Peninsula, still continues to attract attention in a broad range of the scientific aspects. Large scale of the impact event (the diameter of the astrobleme – 100 km), young age (~35 Ma), well preservation and exposure, as well as the specificity of the target rocks are favor for this. Up to 2,000 km<sup>3</sup> of the impact melt derived mainly from the shock melting of the Archean crystalline basement rocks made up of Khapchan and Verkhne-Anabar gneiss series was formed during the origin of the astrobleme.

These gneisses, being very "dry" in a whole, were locally affected to pre-impact diaphthoresis. This fact was reflected correspondingly on the water amount of the gneiss-derived impact melts-tagamites: there are both "dry" and "wet" species among them, with the water amounts, respectively, 0.74±0.18 и 2.23±0.48 wt. % H<sub>2</sub>O [Vishnevsky, Montanari, 1999]. Both types of the tagamites are clearly divided between each other on their petrography and macroscopic features. So-called "bi-melt" species are present among the "wet" tagamites: these rocks contain various amounts (sometimes, up to 10 vol. %) of immiscible small globules of "acid" (72–77 wt. % SiO<sub>2</sub>) glasses (see fig., A), enriched with potassium (3–6 wt. % K<sub>2</sub>O) and water (4–7 wt. % H<sub>2</sub>O); other petrogenic elements are present there in subordinated amounts. It was shown [Vishnevsky, 2013; and references therein], that these globules are the products of "early" impact anatexis of gneisses which took place in the shock-loaded state under the moderate shock metamorphism (shock pressures of ~29 to 50 GPa). The glass originated forms the inter-grain segregations in the gneiss fragments (see fig., B), the rims around the gneiss fragments and jet-like intrusions into the enclosing tagamite. Being as the highly-mobile products, these intrusions, branching and disintegrating, gave rise to the origin of globule-like drops of the "acid" glass immiscible with the melt matrix of the tagamites. The glasses described which were affected to the fine dispersion into the host tagamite still at the state of the shock-loading and the high-gradient moving of the enclosing melt, are principally different from the so-called "buchites", i.e., those products of gneiss pyrometamorphism which took place in the high-temperature impact melt at the stage of its post-impact evolution.

The bulk geochemistry of the glasses described is equal to the acid granitic melt of the potassium specificity (see the data on 66 microprobe analyses, in wt. %, presented as the average composition ± standard deviation): SiO<sub>2</sub> 71,92±2,00; TiO<sub>2</sub> 0,24±0,09; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 12,29±1,29; FeO 1,41±0,42; MgO 0,15±0,08; MnO 0,02±0,01; CaO 0,57±0,65; Na<sub>2</sub>O 1,69±0,50; K<sub>2</sub>O 5,51±1,73; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,12±0,06; total 92,56±2,07. This high-silica glass composition does not equal neither to the bulk geochemistry of the parental gneiss nor the composition of its rock-forming minerals and is the evidence of highly-mobile selective separation of some petrogenic components during the impact anatexis. The processes of so kind are confirmed in the experiments on the shock compression of various rock-forming minerals [Kozlov, et al., 2002; Feldman, et al., 2006; Belyatinskaya, et al., 2010]. Concepts of the theory of highly-excited crystalline

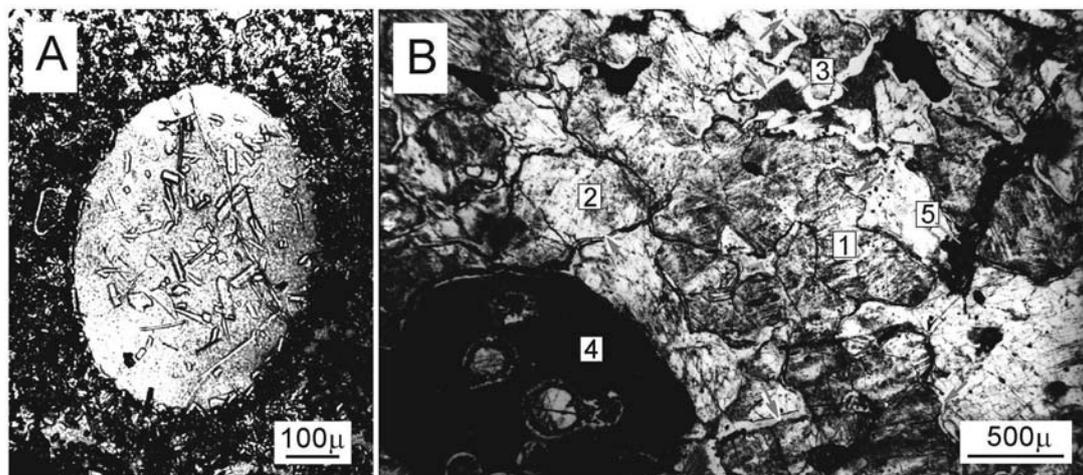


Fig. 1. Early impact anatexis in gneisses from the Popigai impactites: (A) – globula of “asid” poorly-recrystallized anatectic glass in the matrix of bi-melt tagamite; this matrix is made up of pyroxene, feldspar and other minerals in residual interstitial glass. Sample № 1080. (B) – shocked biotite-garnet gneiss from the bi-melt tagamite. Indicated in numbers are: 1 – diaplectic quartz; 2 – diaplectic plagioclase; 3 – aggregates of fine crystallites along the K–Na feldspar melt glass; 4 – fine-grained aggregates of olivine + cordierite along the parental garnet; 5 – products of fine-grained recrystallization of biotite. Indicated by arrows are the numerous interstitial films of “asid” anatectic glass. Sample № 2102. Microphotos, thin sections, plane polarized light, without analyzer.

structures by [Panin, 1987] can be applied for the explaining the high-speed selective separation of components in the “early” impact anatectites of the Popigai astrobleme. Under the action of high pressures and fast shear deformations, the diffusion velocities of the chemical elements in these excited structures can grow up to 15 order of magnitude in comparison to the usual state of the matter. So, in this case, the initially-hard matter transforms to the state of a gas-dynamic system, with the corresponding mobility of the components. Another feature of the anatectites described is characterized by their heightened amounts of water, up to 4–7 wt. %, which is evident from the determinations of water made by ion probe and C-H-N analyses, and from the constantly low totals of the analyses [Vishnevsky, 2013; and refs. therein].

The phenomenon of “early” impact separation of petrogenic components in the Popigai astrobleme as an example of shock metamorphism specificity in large astroblemes may be of a special significance. It’s still no doubts that all the Earth matter was affected to multiple impact processing at the initial stages of the planetary evolution. So, the subsequent study of the impact anatexis processes and the role of water in its proceeding as well may be of a definite use for the understanding of the early differentiation and evolution processes of the Earth matter. The question on the origin of the most ancient high-potassium acid rocks of the Earth crust (such as Dharvar acid volcanites on the Indian Shield, high-potassium granulites of the Aldan Shield and some other occurrences of so kind) is among the problems of so kind. It’s not excluded [Vishnevsky, Popov, 1987; Vishnevsky et al., 1987], that the impact anatexis of the oldest Earth’s crust crystalline rocks of basic and average composition could serve as the launching base for the origin of these rocks. It can be added also that the gneiss-derived products of “early” impact anatexis from the Popigai bi-melt tagamites are very similar to “asid” glass globules from the Moon basalts. Some authors [Crowford, 1975; Powell et al., 1975; Yakovlev, 1977] assume the impact-stimulated origin of these Moon globules (our Popgai data is in a good agreement with this model), although there are other opinions on this score (the origin of these globules is supposed to be the result of differentiation by the crystallization [Ryder et al., 1975], or by the liquation [Rutherford et al., 1976] processes.

#### REFERENCES

- Belyatinskaya I.V., Feldman V.I., Milyavsky V.V., Borodina T.I. Shock-metamorphic transformations of rock-forming minerals from the South Ural striped amphibolites // Vestnik MGU. Seria Geologia. 2010. N 5. P. 27–37 (in Russian).  
 Crowford M.L. Magma genesis in situ melting within the Lunar crust // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston, Texas. N. Y.: Pergamon Press. 1975. V. 1. P. 249–265.

- Feldman V.I., Sazonova L.V., Kozlov E.A. Shock metamorphism of some rock-forming minerals (in nature and experiments) // *Petrologiya*. 2006. V. 14. N 6. P. 576–603 (in Russian).
- Kozlov E.A., Zhugin Yu.A., Sazonova L.V., Feldman V.I. Migration of chemical components of minerals under shock-wave loading of Janis-Jarvi astrobleme target rocks // In 33<sup>rd</sup> Lunar and Planetary Science Conference, March 11–15, 2002, Houston. Abstract #1050. LPI Contribution No.1109. 2002. В Интернетe: <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2002/pdf/1050.pdf>.
- Panin V.E. New field of Solid State Physics // *Izvestiya VUZov. Fizika*. 1987. N 1. P. 3–8 (in Russian).
- Powell B.N., Dungan M.A., Weiblen P.W. “Apollo-16” feldspatic melt rocks: clues to the magmatic history of the Lunar crust // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1975. Vol. 1. P. 415–433.
- Rutherford M.J., Hess P.C., Ryerson P.J., Campbell W.J., Dick P.A. The chemistry, origin and petrogenetic implications of lunar granite and monzonite // In Proceedings of the 7<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 15–29, 1976, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1976. V. 2. P. 1723–1740.
- Ryder G., Stoesser D.B., Marvin U.B., Bower J.F. Lunar granites with unique ternary feldspars // In Proceedings of the 6<sup>th</sup> Lunar Science Conference, March 17–21, 1975, Houston. N. Y.: Pergamon Press. 1975. V. 1. P. 435–449.
- Vishnevsky S.A., Popov N.V. A possible origin model of the most ancient high-potassium acid rocks // N. V. Sobolev, V. V. Reverdatto and N. V. Popov (eds.), *Evolution models for the metamorphic processes on the shields and folding belts*. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics, SB of the USSR Academy of Sciences Press. 1987. P. 58–62 (in Russian).
- Vishnevsky S.A., Popov N.V., Pospelova L.V. Bi-melt structures in impactites: origin and role // In Abstracts of Papers presented at the 2<sup>nd</sup> International Conference on Natural Glasses, September 21–23, 1987, Prague. Prague: Charles University Press. 1987. P. 68.
- Vishnevsky S., Montanari A. Popigai impact structure (Arctic Siberia, Russia): Geology, petrology, geochemistry, and geochronology of glass-bearing impactites // In B. O. Dressler, and V. L. Sharpton (eds.). *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution II*. Boulder, Colorado (USA): Geological Society of America Special Paper 339. 1999. P. 19–59.
- Vishnevsky S.A. The Popigai astrobleme: a unique site for study and utilization (specificity of large-scale impact events, general cognitive interest, economic potential) // *Uralsky Geologicheskyy Zhurnal*. 2013. N 3 (93) P. 23–45 (in Russian).
- Yakovlev O.I. Ultra-basic and acid Lunar rocks // *Geokhimiya*. 1977. N 12. P. 1794–1805 (in Russian).

## РОЛЬ МАНТИИ И СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ

**А.Г. Владимиров<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*vladimir@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Граниты имеют двойственную физико-химическую природу. С одной стороны, выплавление кремнекислых расплавов происходит при повышении температуры, с другой стороны – выплавление кремнекислых расплавов является ответом на снижение давления в обводненных (флюидно-насыщенных) системах с алюмосиликатной матрицей. При переходе от прямых экспериментальных наблюдений к полевым исследованиям на первое место выходит проблема масштабного гранитообразования в земной коре, а именно – проблема гранитоидных батолитов. Анализ механизмов зарождения, внедрения и становления гранитоидных батолитов представляет собой фундаментальную проблему структурной и физико-химической петрологии (проблема пространства). Намечено два подхода к ее решению: 1) гнейсогранитный диапиризм, т. е. «активное» воздействие гранитного расплава на геологически расслоенный разрез земной коры в виде диапиров, куполов и интрузивных тел; 2) зарождение гранитных расплавов в локальных областях декомпрессии при сдвигово-раздвиговых тектонических движениях и, как следствие, их структурный контроль в ходе подъема и кристаллизации. Модель диапиризма и формирования гнейсогранитных куполов, по П. Эскола, была разработана на примере докембрийских щитов и сейчас рассматривается как один из важнейших структурно-петрологических индикаторов коллизионного тектогенеза [Розен, Федоровский, 2001; Полянский и др., 2010]. Альтернативная модель «пассивного» внедрения первоначально обоснована для базитовых магм, приуроченных к рифтам и областям «рассеянного» рифтогенеза. Вместе с тем, накапливается все больше геологических, структурных и петрологических данных, свидетельствующих о том, что масштабное гранитообразование отвечает синорогеническому коллапсу коллизионных орогенов, т.е. рубежу контрастной смены режима тангенциального сжатия литопластин на режим сдвигового растяжения и развала орогенов [Владимиров и др., 2005; Владимиров и др., 2008, 2011].

*Цель доклада* – провести сравнительный анализ коллизионных геологических структур Памиро-Гималаев (кайнозой), алтаид и уралид (средне-поздний палеозой) в целях оценки роли мантии и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов. В основу положены опубликованные обзорные материалы [Зайков и др., 1985; Салихов, Бердников, 1985; Большой Алтай, 2000; Шокальский и др., 2000; Косарев и др., 2006; Владимиров и др., 2003, 2008; Салихов и др., 2012; Spadea, 2012; Хромых и др., 2013].

При решении проблемы масштабного гранитообразования в Центральной Азии сейчас выдвинуты две альтернативные гипотезы. Первая гипотеза предполагает, что крупные объемы гранитоидных магм возникают в результате резкого подъема температурного градиента в земной коре и, вероятнее всего, связаны с плюм-тектоникой (крупные изверженные провинции – LIPs) [Яромолук, Коваленко, 2003; Борисенко и др., 2006; Добрецов, 2008; Добрецов, Буслов, 2011; Владимиров и др., 2011, 2013; Хромых и др., 2013; Кузьмин, Яромолук, 2014]. Вторая гипотеза отвечает классическим представлениям о неразрывной связи процессов масштабного гранитообразования с динамикой формирования орогенных горно-складчатых сооружений и их коллапсом в результате сдвигово-раздвиговых движений литосферных плит [Хаин и др., 1996; Лобковский и др., 2004; Xiao W.J. et al, 2004, 2009; Yuan C. et al., 2007; Windley B.F. et al., 2007]. В последнем варианте главным петрогенетическим фактором при формировании гранитоидных батолитов является механизм локальной декомпрессии, который реализуется в земной коре и литосферной мантии при сдвиговых трансляциях литосферных плит и микроплит. Обоснованию этого тезиса посвящен настоящий доклад.

На основе сравнительного анализа Памиро-Гималаев (Kz), Южного Урала и Алтая (Pz<sub>2,3</sub>) показано, что эти регионы развивались по различным геодинамическим сценариям. В первом случае реализован предельный вариант «жесткой» коллизии с непосредственным взаимодействием кратонов, во втором – «мягкой» коллизии, которая завершилась в позднепалеозойское-раннемезозойское время, так и не достигнув стадии столкновения палеоконтинентов. Дан анализ динамики верхней мантии на различных стадиях коллизионного тектогенеза. Сделан вывод, что в момент инверсии (начало раннеколлизионной стадии) происходит разрыв субдцированной океанической литосферной плиты (слэба) и появление астеносферного окна («slab-windows») в

окрестностях будущего коллизионного сооружения непосредственно под границей Мохо. В результате в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит масштабное плавление и формируются бимодальные вулканические серии, с одной стороны, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические «метки», а с другой - отражающие состав нижней коры, подвергшейся продвинутому плавлению. Затем коллизионный тектогенез протекает по классическому сценарию утолщения коры и ее литосферного корня, охватывающему конец раннеорогенной и позднеорогенную стадии. Время формирования и масштабы орогенного сооружения зависят от мощности коллидирующих плит, а состав гранитоидных батолитов прямо коррелируется с составом вмещающей геосреды.

Связь с мантией либо отсутствует, либо проявляется в специфических формах, например, в виде рифтов в форланде орогенов при «лобовом» столкновении или в виде оперяющих сдвигово-раздвиговых разломах при «косой» коллизий. Динамика развития коллизионных орогенов кардинально меняется на постколлизионной (тафрогенной) стадии. При утолщенной мощности литосферного корня (Памиро-Гималаи) из-за плотностной неустойчивости происходит деламинация литосферы, и астеносферные потоки перемещаются под границу Мохо, вызывая резкий подъем рельефа, а затем коллапс орогенного сооружения. При утоненной мощности литосферы (коллизия типа дуга-дуга, дуга-симаунт, дуга-микроконтинент и т.п.) деламинации не происходит, и развал орогена связан лишь с гравитационными оползнями и срывами в коре. В средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных (калифонийского типа) и коллизионных обстановок. С субдукционными и трансформными обстановками связан главный объем вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, в Рудном Алтае и Зайсанской сутурной зоне, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и эндогенному оруденению. Особое место занимают трансформные обстановки, которые отвечают сдвигово-раздвиговым трансляциям с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину и (или) коллизионный шов в результате разрыва субдуцированной океанической литосферы. Астеносферные окна («slab-windows»), вероятнее всего, обеспечивали становление разноформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, РЭ и РЗЭ). Намечены принципиальные отличия астеносферных окон («slab-windows») и крупных изверженных провинций (LIPs), что является основанием для ревизии металлогенического районирования Урало-Монголо-Тяньшанского внутриконтинентального складчатого пояса.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3), партнерских проектов СО РАН – УрО РАН, ДВО РАН, ИП № 77, № 79, проекта РФФИ № 14-05-00747, а также в рамках программ повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения / Под ред. академика Щербы Г.Н. Алматы: РИО ВАК РК, 2000.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотрисовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимирова В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбыда М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
- Владимиров А.Г., Владимирова В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. № 1 (38). С. 105–119.
- Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология, 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

- Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1911–1926.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационного и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. 2002. 313 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–185.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. Москва, 2004. 610 с.
- Полянский О.П., Бабичев А. В., Коробейников С. Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. Т. 18, № 4. С. 450–466.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН; Вып. 545. М.: Научный мир. 2001. 188 с.
- Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Уфа, 1985. 94 с.
- Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, № 6, 2012. С. 66–72.
- Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г., Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 10. С. 1648–1667.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Гл. ред.: А.Ф.Морозов]. Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», Новосибирск, 2000, 120 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003. Т.44, № 12. С. 5–27.
- 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. 132. 2002. P. 101–134.
- Xiao W.J., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J.L., Qin K.Z., Wang Z.H. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altai: implication for the lateral growth of Central Asia // Journal of the Geological Society, London. 2004. V. 161. P. 339–342.
- Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altai // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 221–270.
- Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Li X.H., Chen H.L., Lin S.F., Xia X.P., Long X.P. Accretionary orogenesis of Chinese Altai: Insights from the Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.
- Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic model for accretion of the Central Asia orogenic belt // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.

## ROLE OF MANTLE AND SHEAR DEFORMATIONS IN GRANITOID BATHOLITHES FORMING

**A.G. Vladimirov**<sup>1, 2, 3</sup>

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

*vladimir@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

<sup>3</sup>*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

Granites have dual physical and chemical nature. From the one side smelting of felsic melts occurs under temperature increasing, and from the other side smelting of felsic melts is a result of pressure decreasing in water-saturated (fluid-saturated) aluminosilicate systems. Passing from direct experimental data to field studies the problem of scale granite forming (problem of granitoid batholithes) comes out on top. Analysis of mechanisms of generation, intrusion and consolidation of granitoid batholithes is a fundamental problem of structural and physical-chemical

petrology (problem of expanse). There are two approaches for its solving: 1) gneiss-granite diapirism ie “active” influence of granite melt on layered earth crust as diapirs, domes, and intrusive bodies; 2) generation of granite melts in local decompression areas under shear tectonic movements and their structural control during rising and crystallization. Model of diapirism and forming of granite-gneiss domes, after P. Eskola, was developed for Precambrian shields and now it is one of a primary structural and petrological indicators of collision tectogenesis. Alternative model of “passive” intrusion was first developed for mafic magmas in rift and areas of “disperse” rifting. At the same time the more geological, structural and petrological data prove that scale granite formation responsible to syn-orogenic collapse of collision orogens, ie frontier of contrast regime change from tangential compression to shear distension and orogenic collapse [Vladimirov et. al., 2005; Vladimirov et. al., 2008, 2011].

Aim of report - comparative analysis of collision geologic structures of Pamir-Himalayas (Cenozoic), Altai and Ural (Middle-Late Paleozoic) for assessment of the role of the mantle and shear-distension lithospheric deformations during granitoid batholithes forming based on a survey materials [Zaikov et. al., 1985; Salikhov, Berdnikov, 1985; Large Altai, 2000; Shokalskii et. al., 2000; Kosarev et. al., 2006; Vladimirov et. al., 2003, 2008; Salikhov et. al., 2012; Khromykh et. al., 2013].

For solving a problem of scale granite formation in Central Asia now a two alternative hypothesis are proposed. The first involve that large volumes of granitoid magmas forming as a result of sharp rise in the temperature gradient in earth’s crust and most probably associated with plume tectonics (Large Igneous Provinces – LIPs) [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Borisenko et. al., 2006; Dobretsov, 2008; Dobretsov, Buslov, 2011; Vladimirov et. al., 2011, 2013; Khromykh et. al., 2013; Kuzmin, Yarmolyuk, 2014]. The second hypothesis corresponds to classic ideas about relation of processes of scale granite forming with dynamics of mountain-fold orogens and their collapse as a result of shear-distension movements of lithospheric plates [Khain et. al., 1996; Lobkovskii et. al., 2004; Xiao W.J et. al., 2004, 2009; Yuan C. et. al., 2007; Windley B.F. et. al., 2007]. In the last case the mechanism of local decompression that realize in earth’s crust and lithospheric mantle under shear translations of lithospheric plates and microplates is a main petrogenetic factor for granitoid batholithes forming. This report focuses of justification of this thesis.

Based on comparative analysis of Pamir-Himalayas (Kz), South Urals and Altai (Pz<sub>2,3</sub>) it showed that these regions were evolved in different geodynamic scenarios. In the first case the extreme version of “rigid” collision with direct interaction of cratons was realize. In the second case the version of “soft” collision that finished in Late Paleozoic – Early Mesozoic not reached the paleocontinents interaction was realize. The analysis of upper mantle dynamics at different stages of collision tectogenesis allows conclude that at moment of inversion (early-collision stage) the break of subducted oceanic lithospheric plate (slab) occurs and slab-window appears near further collision orogeny under Moho boundary. As a result short anomalous temperature gradients form in lower crust. the scale melting occurs and bimodal volcanic series with supersubduction geochemical features and reflecting a composition of melted lower crust form. Then collision tectogenesis takes the classic scenario with thickening of crust and its lithospheric root during end of early-orogenic an late-orogenic stages. Time of forming and scales of orogens depend on thickness of collide plates and composition of granite batholithes direct response to composition of host environment.

Relations with mantle is absent or occur in specific forms like rifts in forlands of orogens under “head-on” collision or like concomitant shear-distension faults under “oblique” collision. Dynamics of evolution of collision orogens cardinal change at poscollisional (taphrogenic) stage. Under large-thickness lithosphere (Pamir-Himalayas) the delamination of lithosphere occur owing to a density instability in thick lithospheric root and asthenospheric fluxes move under Moho boundary causing rapid relief uplift and collapse of orogen. Under small-thickness lithosphere (collision like “arc-arc”, “arc-seamount”, “arc-microcontinent” etc) the delamination is not occur and collapse of orogen is a result of only gravitational rockslides in crust. In Middle-Late Paleozoic geodynamic evolution of Altaides and Uralides there were sequential alternation of subductional, transform (California type) and collisional environments. The main volume of volcanic and volcanic-plutonic associations of Magnitogorsk megazone in Southern Urals and of Rudny Altai and Zaisan zones that have good correlation in age, composition and endogenous mineralization associated with subductional and transform environments. The transform environments have especial place and response to shear-distension movements with asthenospheric diapirs intrusion under continental crust and (or) collision suture as a result of break-off of subducted oceanic lithosphere. Slab-windows are likely provide appearance of different formation of magmatic complexes and conjugate in space and time endogenous mineralization (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, RE and REE). The fundamental difference between slab-windows and Large igneous provinces are designate that is a reason for revision of metallogenic zoning of Urals-Mongolia-Tyan-Shan intracontinental folded belt.

*Work was carried out with the financial support of RAS (ONZ-10.3), partnership grants of SB RAS – UB RAS – FEB RAS # 77, 79 and RFBR grant # 14-05-00747 and also by programs of development of Tomsk and Novosibirsk state universities.*

## REFERENCES

- The Big Altai (geology and metallogeny). In 3 books. Book 2. Metallogeny. Almaty. 2000.
- Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E. et. al, Permo-Triassic mineralization of Asia and its relation with plume magmatism // Russ. Geol. & Geoph. 2006. V. 47. N 1. P. 166–182.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., Geodynamics and granitoid marmatism of collision orogens // Russ. Geol. & Geoph. 2003. V. 44, N 12. P 1321–1338.
- Vladimirov V.G., Vladimirov A.G., Gibsher A.S. et al. Model of tectono-metamorphic evolution of Sangilen (SE Tuva) as reflection of early-caledonians accretional-collisional tectogenesis. // Doklady Earth Sc. 2005. v. 405, no 1. p. 82–88.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V. et. al., Permian magmatism and deformation of lithosphere of Altai as a result of thermal processes in earth's crust and mantle // Russ. Geol. & Geoph. 2008. N. 7. P. 621–636.
- Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I. et. al. Role of plume-tectonics and shear deformations of lithosphere in evolution of Early Caledonides of Central Asia // Geology, ore deposits. Irkutsk, 2011. N1 (38). P. 105–119.
- Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V. et. al. Gabbro-granite intrusive series and its indicate importance for geodynamic reconstructions // Petrology Int. 2013. V. 21. N 2. P. 177–201.
- Dopretsov N.L. Geological implications of thermochemical plume model // Russ. Geol. & Geoph. 2008. v. 49. no 7. p. 587–604.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M. Problem of geodynamics, tectonics and metallogeny of folded belts // Russ. Geol. & Geoph. 2011. V. 52. N 12. P. 1911–1926.
- Zaikov V.V., Maslennikov V.V., Zaikova E.V., Herrington R. Ore-formation analysis of Urals paleocean. 2002. 313 p.
- Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. Petrological and geochemical features of Middle-Devonian - Early Carboniferous island-arc and collision volcanites of Magnitogorsk zone. // Lithosphere. 2006. N 1. P. 3–21.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Mantle plumes of North-Eastern Asia and their role in formation of endogenous deposits. // Russ. Geol. & Geoph. 2014. V. 55, N 2. P. 153–185.
- Lobkovskii L.I., Nikishin A.M., Khain V.E. Modern problems of geotectonics and geodynamics. 2004. 610 p.
- Polyanskii O.P., Babichev A.V., Korobeinikov S.N., Reverdatto V.V. Computer modelling of granite-gneiss diapirism in earth's crust // Petrology Int. 2010. V. 18, N 4. p. 450–466.
- Rosen O.M., Fedorovskii V.S. Collisional granitoids and layering of earth's crust. 2001. 188 p.
- Salikhov D.N., Berdnikov P.G. Magmatism and mineralization of Late Paleozoic in Magnitogorsk megasynclinorium 1985. 94 p.
- Salikhov D.N., Belikova G.I., Puchkov V.N. et. Al., Ni-bearing intrusive complex in Southern Urals. // Lithosphere. 2012. N. 6. P. 66–72.
- Khain V.E., Tychkov S.A., Vladimirov A.G. Collision orogenesis: model of break-off of subducted slab of oceanic lithosphere during continental collision. // Russ. Geol. & Geoph. 1996. V. 37, N 1. P. 5–16.
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E. et. al., Petrology and geochemistry of gabbro and picrites of Altai collision system: evidence for Tarim mantle plume activity. // Russ. Geol. & Geoph. 2013. V. 54, N 10. P. 1648–1667.
- Shokalskii S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. Correlation of magmatic and metamorphic complexes of Western part of Altai-Sayan folded system. 2000, 120 p.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.V. Batholites and geodynamic of its formation in Central Asian folded belt // Russ. Geol. & Geoph. 2003. V. 44, N 12. P. 5–27.
- 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. 132. 2002. P. 101–134.
- Xiao W.J., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J.L., Qin K.Z., Wang Z.H. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implication for the lateral growth of Central Asia // Journal of the Geological Society, London. 2004. V. 161. P. 339–342.
- Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // American Journal of Science. 2009. V. 309. P. 221–270.
- Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Li X.H., Chen H.L., Lin S.F., Xia X.P., Long X.P. Accretionary orogenesis of Chinese Altai: Insights from the Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.
- Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic model for accretion of the Central Asia orogenic belt // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.

**ГЕОХИМИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ШАРАНУРСКОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ СВЯЗЬ С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ****Н.В. Горлачева, В.С. Антипин***Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия  
gorlacheva@jgc.irk.ru*

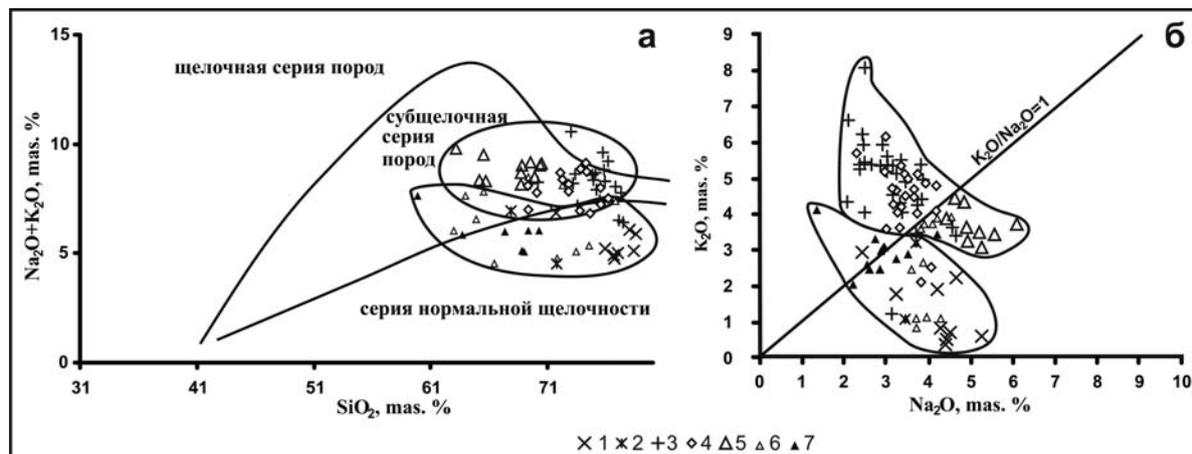
Фанерозойский коллизионный и внутриплитный гранитоидный магматизм, представленный интрузивными комплексами с различными вещественными характеристиками, активно проявился в южном складчатом обрамлении Сибирского кратона. Наиболее типичными представителями коллизионного магматизма в Прибайкалье являются раннепалеозойские гранитоиды хребта Хамар-Дабан (Солзанский массив) и острова Ольхон (шаранурский комплекс).

Солзанский массив залегает в пределах узкой синклинали структуры в бассейне р. Утулик, сложенной высокоглиноземистыми метапелитами корниловской и основными сланцами шубутуйской свит хамардабанской серии [Шафеев, 1970]. Гранитоиды Солзанского массива являются модельным примером геохимического типа анатектических известково-щелочных гранитоидов в центральной части хребта Хамар-Дабан. Эти породы относятся к синколлизонным образованиям, сформированным путем плавления вмещающей их сланцево-гнейсовой толщи хамардабанской серии. Восточная часть массива имеет геологические и петрографические признаки автохтонного залегания, а западное его окончание имеет все признаки интрузивного происхождения с зоной ороговикования кристаллических сланцев в экзоконтакте. Последние U-Pb датировки (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) показали, что средний возраст центральных частей магматических цирконов в солзанских лейкогранитах равен 513–516 млн лет, а краевых – 490 млн лет [Макрыгина и др., 2013].

Наиболее крупномасштабные проявления гранитоидного магматизма на о. Ольхон связаны с шаранурским комплексом, который представлен как автохтонными, так и аллохтонными фациями. Впервые шаранурский комплекс гранитоидов был выделен Е.В. Павловским и А.С. Ескиным [Павловский, Ескин, 1964]. Наши исследования на острове Ольхон проводились на примере трех крупных массивов: Шаранурский, Ташкинейский, Юго-Западный, а также ряд небольших выходов гранитоидов. По данным U-Pb датирования (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) средний возраст центральных частей магматических цирконов в K-Na известково-щелочных гранитоидах шаранурского комплекса равен 505 млн лет, а краевых – 477 млн лет [Макрыгина и др., 2014]. Другими исследователями получен возраст по граносиенитам и кварцевым сиенитам о. Ольхон в  $495 \pm 6$  млн лет [Гладкочуб и др., 2010], который близок по времени формирования к K-Na шаранурским гранитоидам и наряду с их пространственной близостью подтверждает генетическое родство этих известково-щелочных и субщелочных гранитоидов.

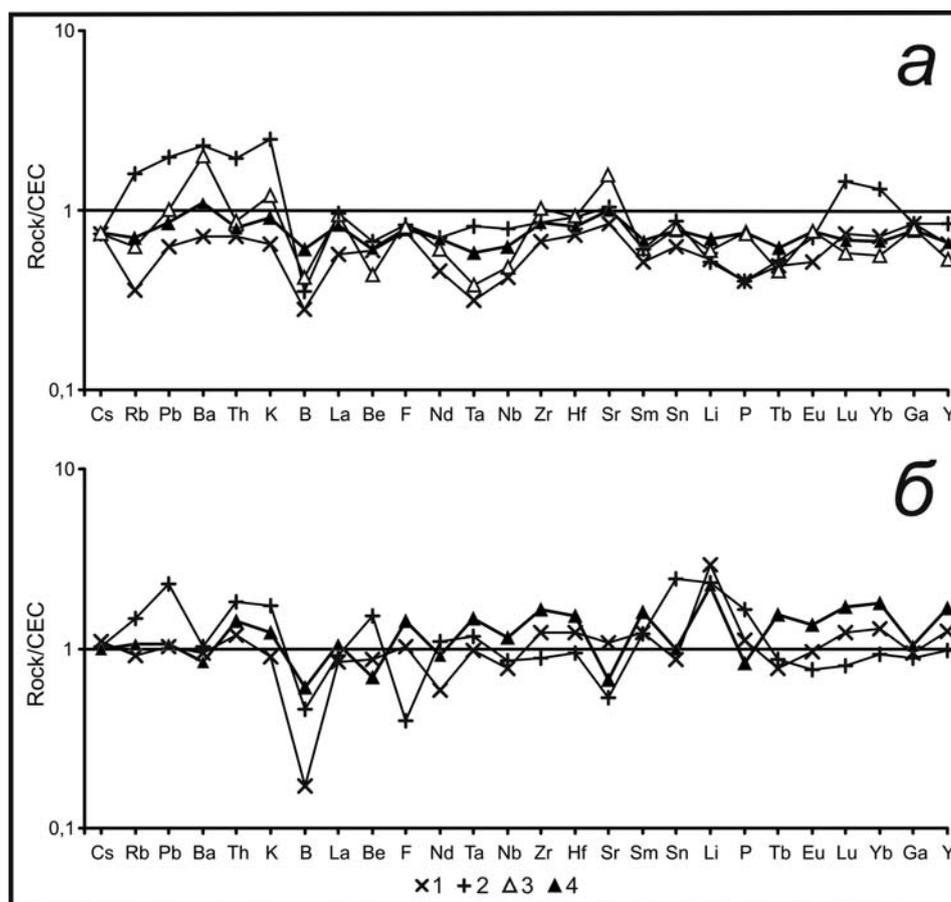
При анализе петрохимических характеристик установлены следующие закономерности состава исследуемых магматических и метаморфических пород Прибайкалья: мигматиты и плагиограниты обоих регионов относятся к серии нормальной щелочности, являются существенно натриевыми породами, а по сумме ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) и соотношению  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  они образуют общее поле с вмещающими их гнейсами и сланцами (рис. 1). В наиболее распространенных в Западном и Южном Прибайкалье автохтонных и аллохтонных гранитах (K-Na гранитоиды) Солзанского массива и шаранурского комплекса содержание  $\text{K}_2\text{O}$  выше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$ , либо эти породы имеют отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  близкое к 1 (см. рис. 1). Субщелочные граносиениты и кварцевые сиениты, как правило, существенно Na породы, но на приведенных диаграммах занимают обособленное положение от полей плагиогранитов-мигматитов. В то же время, граносиениты и кварцевые сиениты продолжают эволюционный тренд составов шаранурских гранитоидов известково-щелочного и субщелочного рядов.

Спайдердиаграммы показывают (рис. 2, а), что K-Na граниты шаранурского комплекса о. Ольхон по многим элементам приближаются к среднему составу континентальной коры, но отмечается заметное обогащение – Rb, Pb, Ba, Th и K. Близки к ним также граниты Солзанского массива (хр. Хамар-Дабан) с некоторым обогащением Rb, Pb, Th, K, Sn, тяжелыми REE и пониженными концентрациями B, F (рис. 2, б). Весьма показательно, что K-Na граниты изучаемых регионов близки по составу к плагиогранитам обоих комплексов, а также к вмещающим их гнейсам, что, вероятно, говорит о близком анатектическом происхождении гранитоидов обоих типов, но из разных по составу и геохимическим особенностям коровых субстратов (см. рис. 2). Граносиениты и кварцевые сиениты, в которых отмечается Sr-максимум, наиболее близки по редкоэлементному составу к K-Na гранитам, но все же имеют более основной состав, что, вероятно, связано с составом вмещающих их толщ (основные сланцы, амфиболиты) (см. рис. 2, а). Гранитоиды обоих исследованных комплексов



**Рис. 1.** Классификационная диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  и соотношение  $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$  для магматических и метаморфических пород Прибайкалья.

Плагииграниты, плагииомгматиты (о. Ольхон – 1; хр. Хамар-Дабан – 2), К-Na гранитоиды (о. Ольхон – 3, хр. Хамар-Дабан – 4); граносиениты и кварцевые сиениты (о. Ольхон) (5). Вмещающие породы: гнейсы и сланцы (о. Ольхон – 6, хр. Хамар-Дабан – 7).



**Рис. 2.** Спайдердиаграммы распределения редких элементов в магматических и метаморфических породах Прибайкалья:

(а) – о. Ольхон: плагииграниты, мигматиты (1), граниты (2), граносиениты и кварцевые сиениты (3), гнейсы (4); (б) – хр. Хамар-Дабан: плагииграниты, плагииомгматиты (1), граниты (2), гнейсы (4). CEC (Central East China) – континентальная кора Восточного Китая [Gao et al., 1998].

сов объединяет также характер распределения редкоземельных элементов, выраженный обогащением пород легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов редкоземельного спектра.

На основании проведенных сравнительных геохимических исследований показано, что источником расплавов раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хамардабанского комплексов Прибайкалья, вероятнее всего, мог служить коровый субстрат, что также является критерием их образования в коллизионной геодинамической обстановке.

*Исследования проводятся при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 17 и Научной школы НШ-5348.2014.5.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (*хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон*) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 228–243.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В. Генетические особенности и первые данные о U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива, Хамар-Дабан (Прибайкалье) // Докл. РАН. 2013. Т. 449, № 2. С. 210–214.
- Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации гранитоидов шаранурского и хайдайского комплексов Ольхонского региона по цирконам (SHRIMP-II), Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 41–55.
- Павловский Е.В., Ескин А.С. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М.: Наука, 1964. 128 с.
- Шафеев А.А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 72 с.
- Gao S., Luo T.C., Zhang B.R., Zhang H.F., Han Y.W., Hu Y.K., Zhao Z.D. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 1959–1975.

## ОБРАЗОВАНИЕ ГИГАНТСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ – РЕЗУЛЬТАТ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

**Е.Ю. Гошко, А.С. Сальников, А.С. Ефимов**

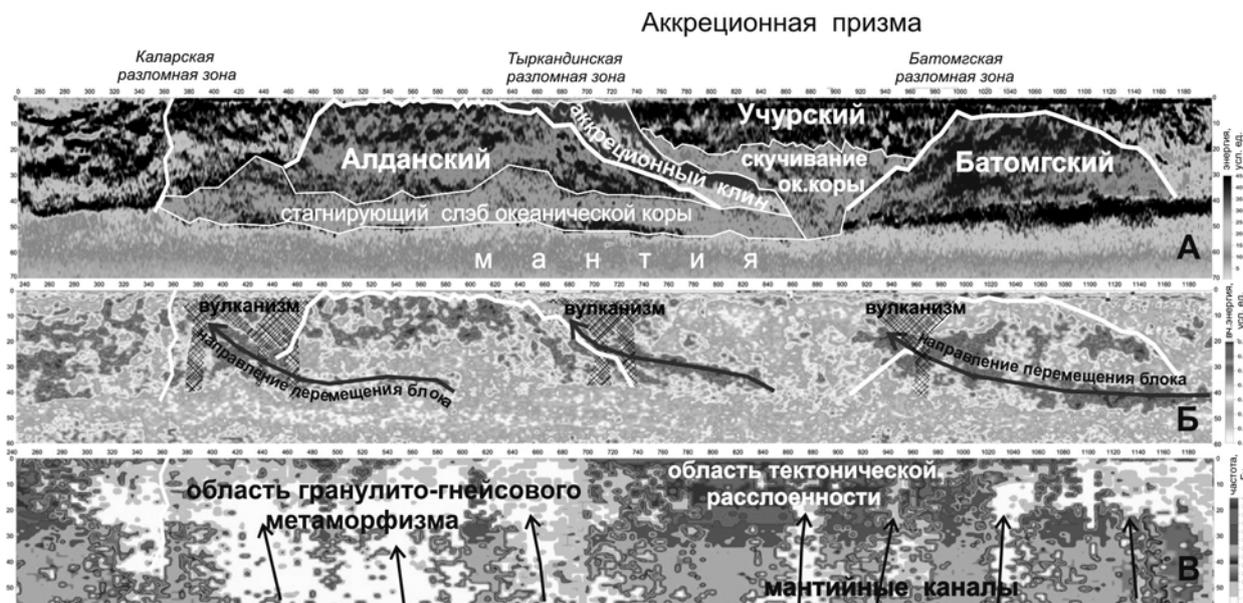
*Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия  
goshco@mail.ru, geology@sniiggims.ru*

В специализированном программном комплексе «StreamSDS» [Гошко и др., 2008] проведен расчет динамических характеристик глубинного сейсмического разреза земной коры вдоль южной части комплексного геофизического профиля 3-ДВ (Невер – Томмот – Якутск), пересекающего юго-восток Северо-Азиатского кратона. Результаты анализа и интерпретации динамических разрезов позволили «увидеть» и очертить ядра архейской консолидации первичных тектонических плит земной коры на территории современного Алданского щита и его скрытого осадками северного продолжения, а также предположить их раннепротерозойское субдукционное взаимодействие с образованием гигантской аккреционной призмы диаметром 350 км на дневной поверхности (рис. 1).

Динамические характеристики сейсмического волнового поля косвенно отражают физические и минералого-геохимические неоднородности земной коры и мантии, что важно для проведения геодинамического анализа. Горные породы, слагающих крупные блоки литосферы, надолго фиксируют в своей структуре и веществе след их бывшего взаимодействия. Поэтому для воссоздания древней тектонической истории формирования континентальной коры существует возможность привлекать наряду с данными непосредственного изучения состава и возраста пород также и результаты современных глубинных сейсмических исследований земной коры.

Были получены следующие динамические характеристики: энергия отраженных волн в локальном окне (см. рис. 1, А), энергия отраженных волн в интервале высоких частот (см. рис. 1, Б), основная частота волновых пакетов (см. рис. 1, В). При интерпретации учитывалось, что энергетический разрез отражает распределение акустической жесткости среды в масштабе локального окна сканирования, основная частота волнового пакета меняется в зависимости от масштаба геологических неоднородностей, энергия высоких частот является показателем поглощающих свойств среды.

Проявление в высокочастотном разрезе земной коры (см. рис. 1, Б) следов древних перемещений блоков позволяет сделать заключение о геодинамической истории формирования земной коры юго-востока Северо-



**Рис. 1.** Современная структура и предполагаемая история формирования континентальной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль профиля 3-ДВ.

**Рис. 2.** Схема террейнов юго-востока Северо-Азиатского кратона по Розену О.М. [2003].

Азиатского кратона. Траектории перемещения тектонических блоков подтверждаются наблюдаемыми направлениями падений сланцеватости и метаморфической полосчатости с востока на запад (в современной структуре) [Розен, 2003], что указывает на наращивание Алданского супертеррейна в широтном направлении. Это подтверждает историко-геологические выводы Розена о том, что Алданский террейн был надвинут на Олекминский террейн, а с востока на него по Тыркандинской зоне разломов надвигался Учурский террейн, под который был пододвинут Батомгский террейн.

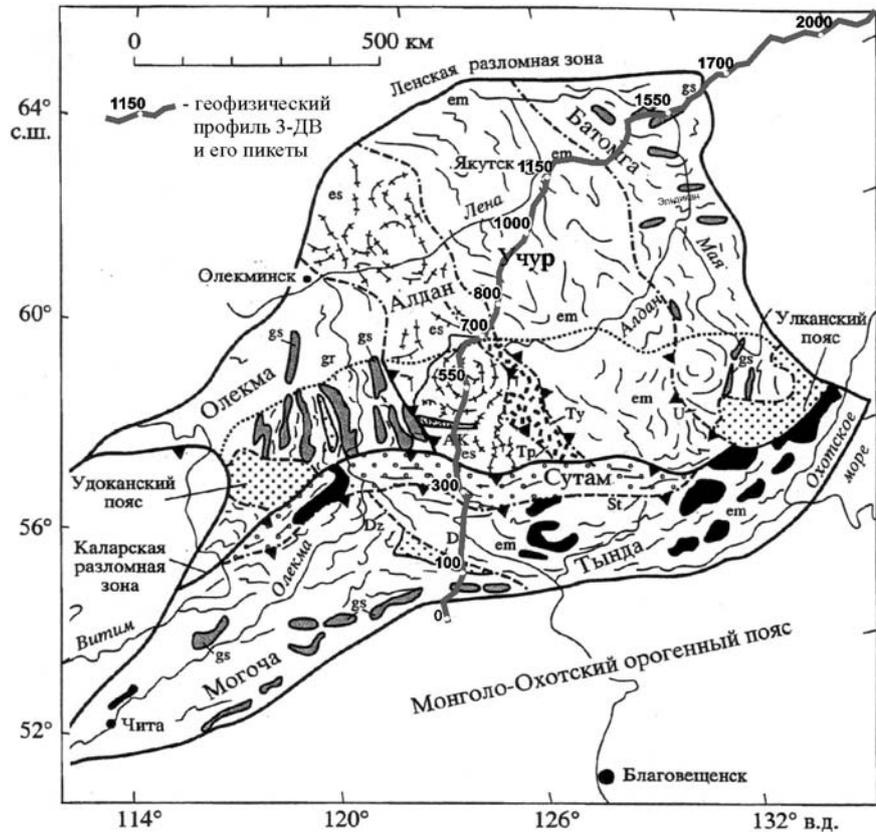
Когда Алданский супертеррейн был уже сформирован, с юга надвинулся Сутамский супертеррейн по субширотной Каларской коллизионной зоне, перекрывающей разновозрастные террейны Алданской провинции (рис. 2).

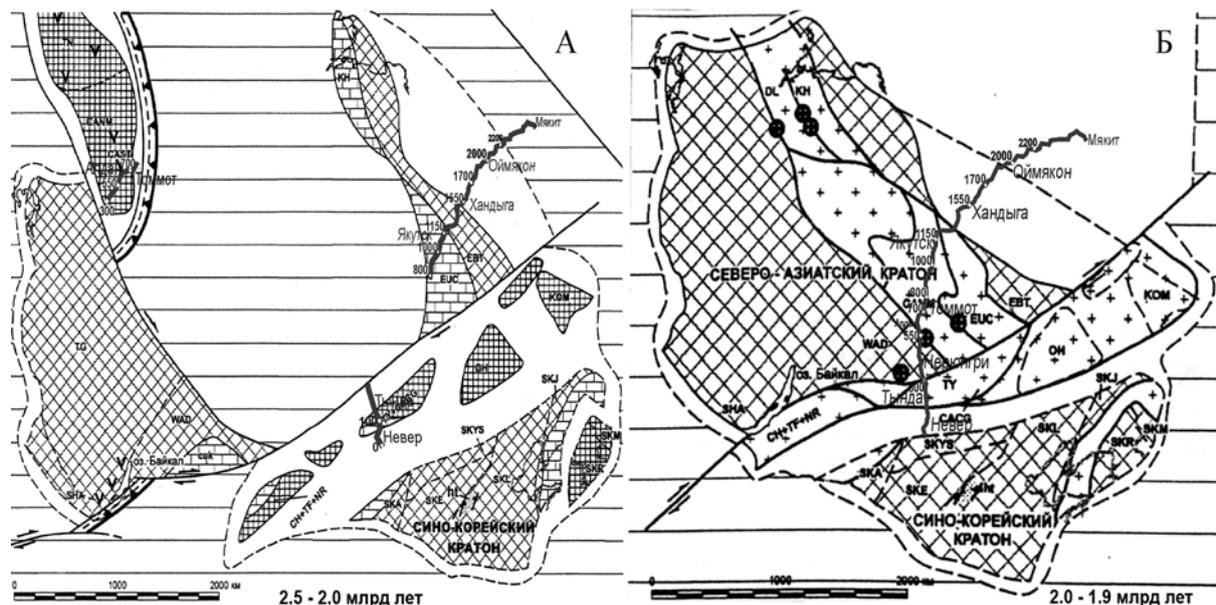
Результаты анализа и интерпретации полученных динамических разрезов позволили дополнить новыми фактами развивающуюся геодинамическую модель формирования юго-восточной части Северо-Азиатского кратона. На северном склоне Алданского щита, скрытого осадочным комплексом Среднеленской моноклизы, обнаружена уникальная чашеобразная структура диаметром более 350 км на дневной поверхности и с корнями, уходящими в мантию. До проведения сейсмических работ в этом регионе структура не была выявлена. На энергетическом разрезе (см. рис. 1, А) она фиксируется в пределах пикетов 700–1050 км профиля. Возможный ответ на возникновение данной рифтовой структуры регионального масштаба могут дать геодинамические построения [Смелов, Тимофеев, 2003], выполненные им на основании изотопных данных о возрасте и составе вещественных комплексов (рис. 3).

Как полагает Смелов, в архее (> 2500 млн лет) на этой территории, вдоль профиля 3-ДВ, располагались первичные гранит-зеленокаменные террейны, разделенные океанической корой: Алданский и Батомгский (см. рис. 3, А). Позднее, в палеопротерозое (2500–2000 млн лет) происходило сближение террейнов. На западном берегу разделявшего их океанического бассейна реконструируется обстановка активной субдукции коры с образованием аккреционного клина и ростом Алданского террейна за счет действия надсубдукционного вулканизма. При этом на восточном берегу океана, на склоне и шельфе погруженной части Батомгского террейна, вероятно, существовала обстановка пассивной континентальной окраины.

В период 2000–1900 млн лет Смелов предполагал окончательное закрытие архейского океана (рис. 3, Б).

Полученные настоящими исследованиями энергетическое изображение земной коры, характеристики размеров гетерогенных неоднородностей и их поглощающих/резонирующих свойств в земной коре вдоль профиля 3-ДВ позволили сделать вывод о том, что приращение друг к другу Алданского и Батомгско-Учурского террейнов сопровождалось образованием гигантской аккреционной призмы, заполненной в нижней части сжатыми базальтами и перекрывающими их деформированными осадками. Верхняя и средняя кора до глубины 20 км тектонически расслоена, что проявляется в значительном повышении основной частоты сейсмических волн (см. рис. 1, В). В нижней части этой гигантской аккреционной призмы видны следы скучивания (см. рис. 1, А) океанической коры, а процесс погружения ее передового западного края в мантию, видимо, испы-





**Рис. 3.** Палеотектоническая реконструкция для палеопротерозоя.  
(А) 2.5 – 2.0 млрд лет; (Б) 2.0 – 1.9 млрд лет, по: [Смелов, Тимофеев, 2003].

тал стагнацию, а не ушел на глубину. Возможно, под воздействием процессов мантийного плюмового апвеллинга [Кравченко и др., 2009] субдуцирующая океаническая плита подстелила снизу Алданский блок, увеличив его мощность по сравнению с соседними Становым и Учурско-Батомгским блоками на 10 км (рис. 1, А).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гошко Е.Ю. и др. Патент на изобретение № 23234205 «Способ обработки сейсмических данных» // Госуд. Реестр изобретений РФ. 2008.
- Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Влияние процессов взаимодействия магм на состав и рудоносность метабазитов медвежьего комплекса (Алдано-Становой щит) // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 33–43.
- Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.

### GIGANT ACCRETIONARY PRISM FORMED BY EARLY-PROTEROZOIC COLLISION OF CRUSTAL TECTONIC BLOCKS IN THE SOUTH-EAST OF THE NORTH-ASIAN CRATON

**E.Yu. Goshko, A.S. Salnikov, A.S. Efimov**

*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia  
goshco@mail.ru, geology@sniiggims.ru*

The StreamSDS one-purpose software system [Goshko et al., 2008] was used to calculate amplitude attributes of a subsurface seismic Earth's crust section along the southern part of the 3-ДВ (Never – Tommot – Yakutsk) complex geophysical line crossing the south-east of the North-Asian craton. Analysis and interpretation results of dynamic sections allowed “seeing” and delineating cores of Archean consolidation of primary crustal tectonic plates on the territory of the modern Aldan shield and its northern extension hidden in sediments and also assuming their Early-Proterozoic subduction interaction with a giant accretionary prism 350 km in diameter forming on the day surface (Fig. 1).

Amplitude attributes of the seismic wavefield indirectly reflects physical and mineralogical-geochemical crustal and mantle heterogeneities, which is important for geodynamical analysis. Rocks composing large lithosphere blocks fix a trace of their former interactions in their structures and matters for a long time. Thus for ancient geotectonic

history of the continental crust to be reconstructed, the possibility exists of using results of present-day subsurface seismic investigations of the Earth's crust alongside with evidence from direct studies of rock compositions and ages.

The following amplitude attributes are received: reflection energy in the local window (Fig. 1, *A*), high-frequency reflection energy (Fig. 1, *B*), fundamental frequency of wave trains (Fig. 1, *C*). When interpreting, it was taken into consideration that the energy section reflects the distribution of acoustic impedance at a scale of the local scanning window; the fundamental wave train frequency changes depending on geological heterogeneity scales; high-frequency energy is an index of medium absorption properties.

Traces of ancient movements of blocks manifested in the high-frequency section of the Earth's crust (Fig. 1, *B*) allows conclusions regarding the geodynamic history of the Earth's crust formation in the south-east of the North-Asian craton.

Movement patterns of tectonic blocks are supported by observed east-to-west directions of schistosity and metamorphic banding dips (in the present structure) [Rozen, 2003], which points to the accretion of the Aldan superterrane in the latitudinal direction. This strengthens Rozen's historico-geological conclusions that the Aldan terrane was thrust over the Olekma terrane, and from the east along the Tyrkanda fault system it was obducted by the Uchur terrane, under which the Batomga terrane was moved.

When the Aldan superterrane had been formed, the Sutam superterrane obducted from the south along the Kalar collision zone superposing many-aged terranes of the Aldan province (Fig. 2).

Analysis and interpretation results of the obtained dynamic sections made it possible to add new facts to the developing geodynamical model of the south-eastern North-Asian craton formation. On the northern side of the Aldan shield hidden by a depositional sequence of the Mid-Lena monocline it was found a unique pit-like structure more than 350 km in diameter on the day surface and rooted in the mantle. The structure had not been revealed before seismic studies in this region. In the energy section (Fig. 1, *A*) it is apparent within 700–1,050 km profile stakes. Geodynamical constructions [Smelov, Timofeev, 2003] made on the basis of isotopic data on matter complex ages and compositions can provide a possible answer to the origination of this rift structure of regional scale (Fig. 3).

Smelov reasons that in Archaean (> 2,500 Ma) on this territory along the 3-ДВ line there were primary granite-greenstone terranes separated by the oceanic crust, namely Aldan and Batomga ones (Fig. 3, *B*). Later on in Paleoproterozoic (2,500–2,000 Ma) the terranes converged. On the western shore of the oceanic basin separating them the environment of active crust subduction was reconstructed with the formation of an accretionary wedge and Aldan terrane growth at the expense of suprasubduction volcanism. At the same time on the eastern shore of the ocean, slope and shelf of the Batomga terrane submerged part the environment of passive continental margin was likely to occur.

At the period of 2,000–1,900 Ma Smelov assumed the final closing of the Archaean ocean (Fig. 3, *A*).

The Earth's crust energy image, size characteristics of heterogeneities and their absorptive/resonant properties in the Earth's crust obtained by these investigations along the 3-ДВ line allows us to conclude that the attachment of the Aldan and Batomga-Uchur terranes to each other was accompanied by the formation of a giant accretionary prism filled in its lower part with compressed basalts and deformed sediments overlying them. The upper and middle crust down to depth of 20 km is tectonically laminated, which is evident as a considerable increase in fundamental frequency of seismic waves (Fig. 1, *B*). In the lower part of this giant accretionary prism one can see contortion traces of the oceanic crust (Fig. 1, *A*), and the process of its forward western edge downwarping into the mantle seemed to experience stagnation rather than went deeper. It is possible that under mantle plum upwelling [Kravchenko et al., 2009] the subsiding oceanic plate underlaid the Aldan block, making it thicker by 10 km as compared with the adjacent Stanovoy and Uchur-Batomga blocks (Fig. 1, *A*).

## REFERENCES

- Goshko E.Yu. et al., 2008, Patent for invention No. 23234205 «A technique for seismic data processing» // State Register of RF inventions.
- Kravchenko A.A., Smelov A.P., Berezkin V.I., and Dobretsov V.N., 2009, The influence of magma interactions on metabasite composition and ore content of the Medvedevsky complex (Aldan-Stanovoy shield) // *Otechestvennaya geologiya*. N. 5. P. 33-43.
- Rozen O.M. Siberian craton: geotectonic zoning, evolution stages // *Geotektonika*. 2003. N. 3. P. 3–21.
- Smelov A.P., Timofeev V.F. Terrane analysis and geodynamic model of the North-Asian craton formation in Early Precambrian // *Tikhookeanskaya geologiya*. 2003. V. 22. N.6. P. 42-54.

## РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ГАББРО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В РОССИЙСКОМ РУДНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев<sup>1</sup>, О.В. Мурзин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, nikolay\_gusev@vsegei.ru

<sup>2</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,  
Новосибирск, Россия, murzin@sniiggims.ru

В российском Рудном Алтае широко распространены гранитоидные массивы волчихинского комплекса, образующие две ветви интрузивов вдоль разломов СЗ направления. Западная ветвь (Орловский ареал) объединяет Локтевский, Антошихинский и Сугатовско-Шемонаихинский массивы, восточная (Боровлянский ареал) – Гилевский, Сосновский, Первокаменный и Верхнеборовлянский массивы. В составе комплекса выделяются четыре фазы внедрения: первая – габброиды, вторая – гранодиориты, плагиограниты и меланограниты, третья – граниты, четвертая – лейкограниты. Габброидная фаза на территории РФ достоверно не установлена. Возможно, она представлена Новоалейским массивом, сложенным габбро, габбро-норитами, диоритами и кварцевыми диоритами, ранее относившимися к змеиногорскому комплексу ( $D_3$ ). В Казахстане такие габброидные массивы (Александровский, Кедровский и др.) прорывают отложения турнейского яруса.

С разломами СЗ направления связаны также белорецко-маркакольский и кедровско-ларихинский габбро-долеритовые комплексы. Первый объединяет дайки, силлы, штоки, комбинированные залежи габбродолеритов, долеритов, умеренно щелочных долеритов, редко габброперидотитов и серпентинизированных пикритов. Пояс габброидов длиной более 600 км и шириной 10 км находится в Казахстане и приурочен к Белорецко-Маркакольско-Тысбаханскому разлому. Тела габброидов являются синкинематическими интрузиями, внедрившимися по зонам кливажа, вовлеченными в складчатость и, в тоже время, секущими первичную слоистость и мелкие складки [Большой Алтай, 1998]. Второй комплекс представлен гипабиссальными телами габбродолеритов, долеритов, кварцевых долеритов, диоритов, монцонитов, пространственно ассоциирующими с вулканитами визейской ларихинской свиты (андезит-базальтовая терригенная формация окраинно-континентальных рифтов). Комплекс распространен в Казахстане в пределах узкого приразломного Кедровско-Ларихинского вулканического пояса [Большой Алтай, 1998] протяженностью 140–150 км, расположенного параллельно поясу габброидов белорецко-маркакольского комплекса в 20–40 км к юго-западу от него. Северо-западное продолжение этого пояса (без вулканической части), возможно, представлено в российском Рудном Алтае массивом горы Горелой. Сравнение габброидов массива г. Горелой, петротипического для белорецко-маркакольского комплекса в российском Рудном Алтае [Корреляция..., 2000], показало петрографическое и геохимическое сходство с габброидами Новоалейского массива.

Габбро-долериты массива г. Горелой состоят из лабрадора ( $An_{50-65}$ ) 50–70 %, авгита 10–35 % с каймой актинолита, оливина 0–10 %, титаномагнетита 5–6 % и характеризуются  $mg\#$  61.0–61.45. Отмечаются повышенные содержания крупноионных литофилов – K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr, по сравнению с высокочargedными элементами: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti и легким РЗЭ (La, Ce, Nd) ( $\Sigma$ РЗЭ 29.92–46.98 мкг/г,  $Eu/Eu^* = 1.06–1.10$ ) (рис. 1). Габброиды Новоалейского массива (минеральный состав: Pl ( $An_{60-70}$ ) 55–60 %; Hур 10–15 %; Срх 10–30 %; Ol 0–10 %; Rob 10–15 %; TiMgt 1–2 %) с близкой величиной  $mg\#$  58–66, беднее Cs, Rb, Ba, Pb и РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 39.8–39.9,  $Eu/Eu^* = 1.03$ ). Их графики распределения РЗЭ, с характерной сигмоидальной конфигурацией, конформны белорецко-маркакольским (см.рис. 1, б). Габброиды этих массивов имеют низкое содержание  $P_2O_5$  0.072–0.099 %, их оливинсодержащие разности неотличимы друг от друга и характеризуются повышенным содержанием Cr 347–469 и Ni 136–150 мкг/г. Обогащенные плагиоклазом разности габброидов Новоалейского массива ( $Al_2O_3$  19.4 %) отличаются резко выраженной положительной аномалией Sr, содержат меньше (в мкг/г): Cr 174, Ni 16.7, Zr 32.7 и Hf. Для габбродолеритов г. Горелой по 8 измерениям в зернах циркона (SHRIMP II) получен конкордантный возраст  $339 \pm 3$  млн лет (СКВО 0.67), близкий к возрасту габброидов Новоалейского массива, где также по 8 измерениям конкордантное значение составило  $336 \pm 3$  млн лет (СКВО 3.1). Близкие величины имеет в габброидах изотопный состав Nd: массив г. Горелая  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1933$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513006$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +7.3$ ; Новоалейский массив  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1983$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513090$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +8.8$ . На основании изотопных и геохимических данных можно полагать, что родоначальная магма габброидов является производной деплетированного источника N-MORB-типа литосферной мантии (отношение La/Nb в габброидах г. Горелой 2.0–2.69, в Новоалейском массиве 2.16–3.27).

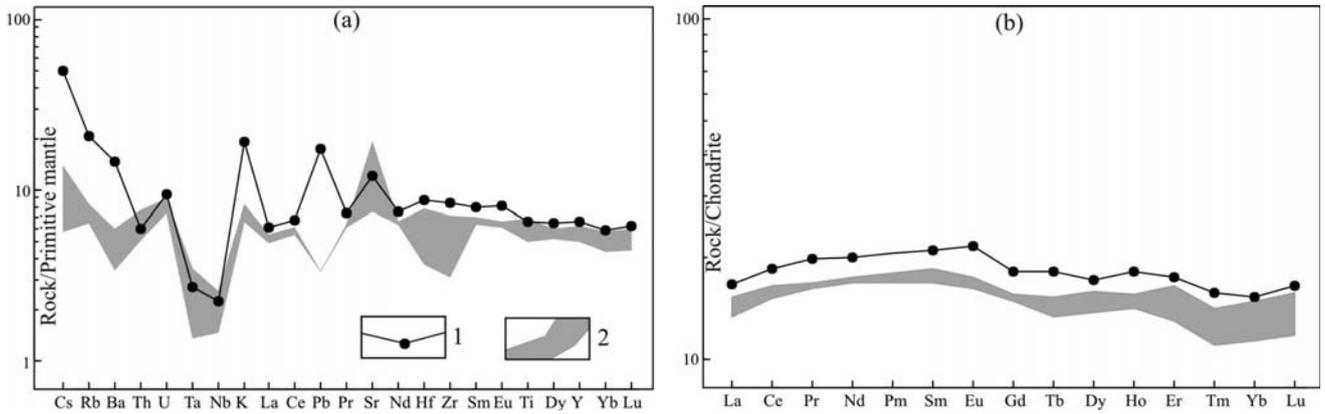


Рис. 1. Спектры распределения редких (а) и редкоземельных (b) элементов в габброидах: 1 - массив горы Горелой (339±3 млн лет); 2 - Новоалейский массив (336±3 млн лет).

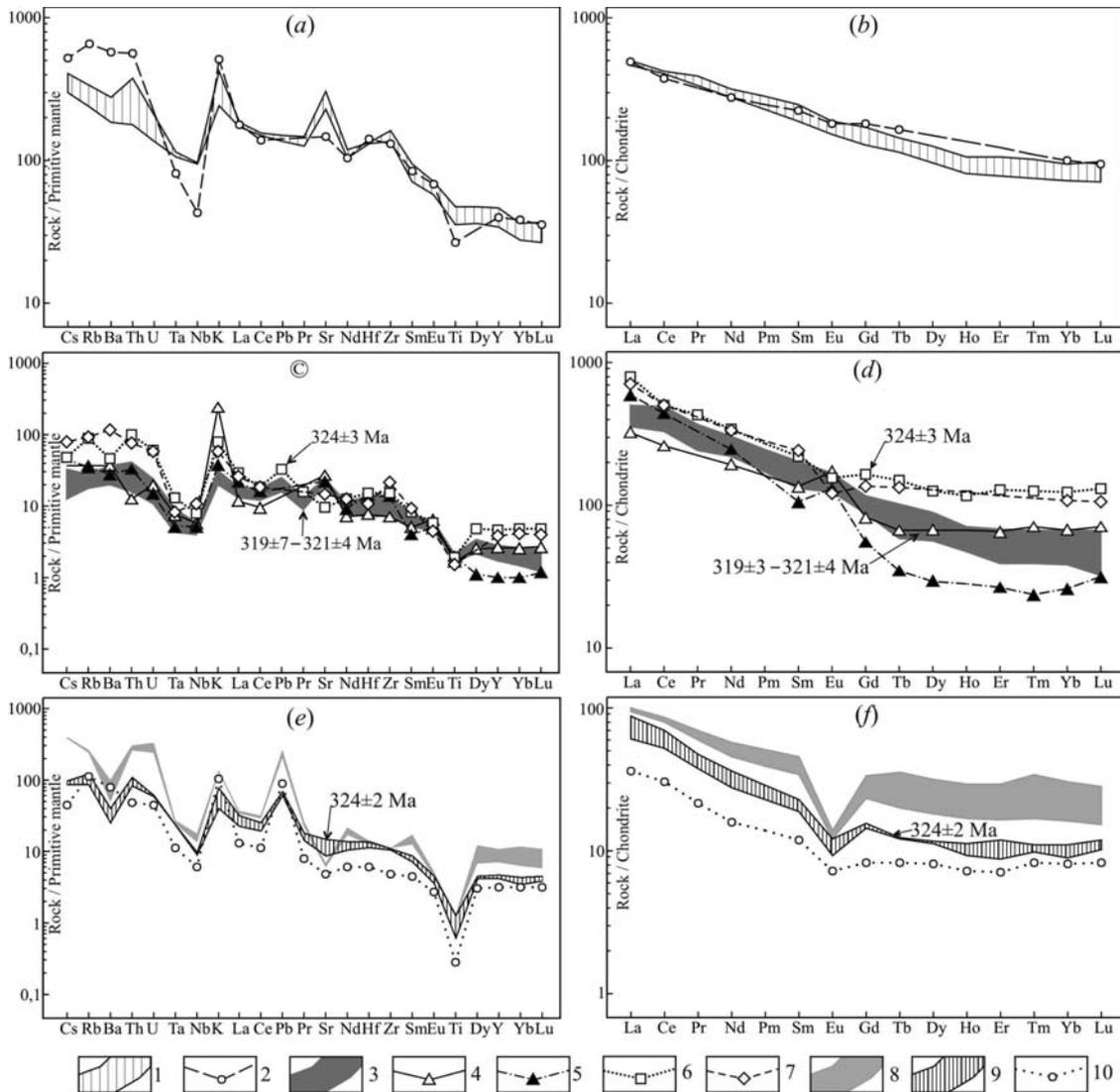


Рис. 2. Геохимические диаграммы для гранитоидов волчихинского комплекса (324–320млн лет):

*a, b* – первая фаза: 1 – кварцевые диориты (рр. Щелчиха и Березовка); 2 – тоналиты Верхнеборовлянского массива; *c, d* – вторая фаза: 3 – амфибол-биотитовые и биотитовые плагиограниты (р. Щелчиха (319±7 млн лет), р. Моховушка, Алейский массив (321±4.6 млн лет), 4 – плагиограниты (р. Моховушка), 5 – тоналиты (р. Щелчиха); 6 – плагиограниты Первокаменского массива (324±3 млн лет), 7 – плагиограниты Верхнеборовлянского массива; *e, f* – третья фаза: 8 – граниты Сосновского массива; 9–10 – Верхнеборовлянский массив: 9 – биотитовые граниты и лейкоплагиограниты (324±2 млн лет); 10 – мусковитовые лейкограниты.

Геохимические особенности гранитоидов волчихинского комплекса (рис. 2) демонстрируют последовательную эволюцию магматизма от кварцевых диоритов к калиевым и мусковитсодержащим гранитам. С определенной степенью условности, они могут быть расчленены на три фазы. Плагииграниты волчихинского комплекса, недавно подробно охарактеризованные (гилевский комплекс по [Куйбида и др., 2013], являются результатом плавления субстрата, соответствующего метабазитам N-MORB-типа и характеризуются величиной  $\epsilon_{Nd}(T_{320}) = +7.4$  – близкой к установленным в габброидах г. Горелой и Новоалейского массива. Время становления роговообманково-биотитовых и биотитовых плагиигранитов второй фазы (SHRIMP II) находится в диапазоне 324–320 млн лет, возраст более ранних кварцевых диоритов этого комплекса пока не известен. Максимальной калиевой щелочности  $K_2O \geq Na_2O$  достигают биотитовые граниты Сосновского массива ( $K_2O$  3.84–3.91 %), а также двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты Верхнеборовлянского массива ( $K_2O$  3 %). В Сосновском массиве содержание РЗЭ более высокие ( $\Sigma$ РЗЭ 122.79–146.06 мкг/г) с относительно плоской структурой распределения ( $(La/Yb)_N$  2.93–5.82) и хорошо проявленным Eu-минимумом ( $Eu/Eu^*$  0.35–0.43). Верхнеборовлянские граниты обеднены РЗЭ ( $\Sigma$ РЗЭ 46.22 – 98.95 мкг/г) с более фракционированным распределением ( $(La/Yb)_N$  4.29–9.18) и менее проявленной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^*$  0.56–0.73). Для двуслюдяных плагиигранитов Верхнеборовлянского массива по 10 измерениям по циркону (SHRIMP II) получен конкордантный возраст  $324 \pm 2$  млн лет (СКВО 0.25).

Выводы. В нижнем карбоне Рудного Алтая проявлены два дискретных по составу и возрасту синкинематических интрузивных комплекса, образовавшихся за счет плавления литосферного мантийного источника N-MORB-типа: существенно габброидный визейского возраста ( $339 \pm 3$  –  $336 \pm 3$  млн лет) и габбро?-тоналит-плагиигранит-лейкогранитовый серпуховского времени ( $324 \pm 3$  –  $319.4 \pm 7.4$  млн лет). Визейские интрузивы белорецко-маркакольского и кедровско-ларихинского комплексов, вероятно, представляют собой две ветви единого раннекаменноугольного магматизма. Для формирования визейских габброидов предполагается предколлизийная рифтогенная обстановка, хотя содержания и распределение редких элементов в них такие же, как в островодужных толеитах. Интрузивы волчихинского комплекса, вероятно, формировались в обстановке коллизии Алтайского и Казахстанского континентов в конце серпухова [Большой Алтай, 1988].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым. 1998. 304 с.  
 Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2000. 187 с.  
 Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В. и др. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиигранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, №10. С. 1668–1684.

#### EARLY CARBONIFEROUS GABBRO-GRANITE MAGMATISM IN THE RUSSIAN RUDNY ALTAI

N.I. Gusev<sup>1</sup>, O.V. Murzin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.-Petersburg, Russia  
 nikolay\_gusev@vsegei.ru;

<sup>2</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources,  
 Novosibirsk, Russia, murzin@sniiggims.ru

In the Russian Rudny Altai is characterized by widespread granitoid massifs of the Volchikhinskiy Complex forming two branches of intrusions along faults of NW direction. The western branch (Orlovskiy areal) unites Lovtevkivskiy, Antoshikhinskiy and Sugatovsko-Shemonaikhinskiy massifs, the eastern (Borovlyanskiy areal) – Gilevskiy, Sosnovskiy, Pervokamenskiy and Verkhneborovlyanskiy massifs. As a part of the complex four phases of emplacement are allocated: the first – gabbroic, the second – granodiorites, plagiogranites and melanogranites, the third – granites, and the fourth – leucogranites. The gabbroic phase in the territory of the RF isn't established authentically. Probably, it is represented by the Novoaleyskiy Massif composed of gabbro, gabbro-norites, diorites and those quartz diorites which earlier had pertained to the Zmeinogorskiy Complex ( $D_3$ ). In Kazakhstan similar gabbroic massifs Aleksandrovskiy, Kedrovskiy, etc. break through deposits of the Tournaisian Stage.

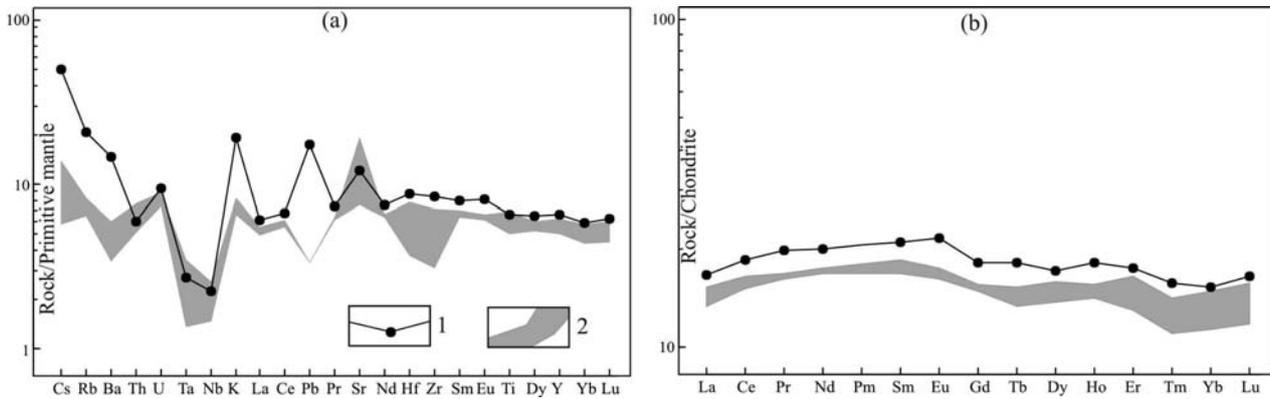
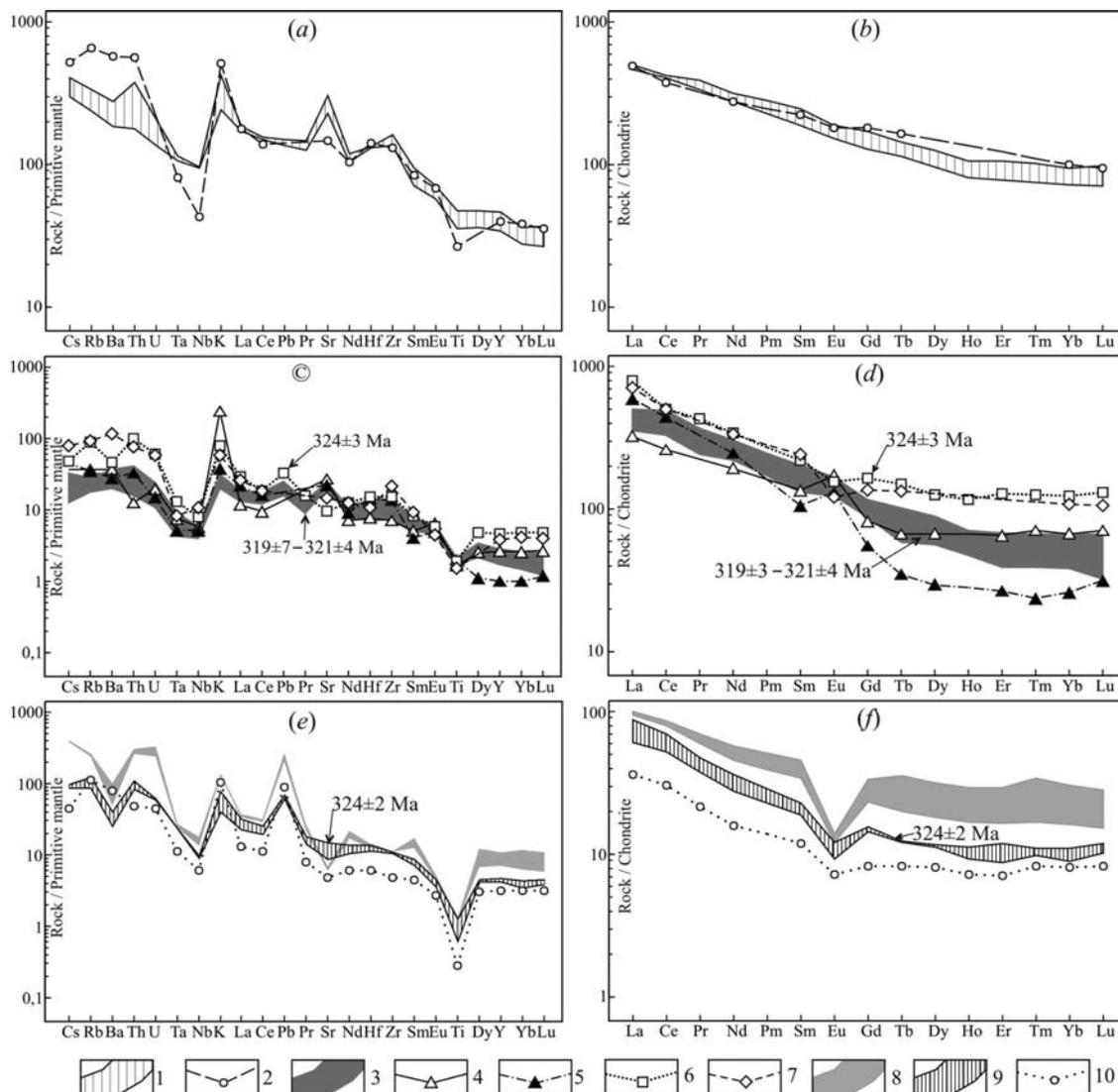


Fig. 1. Rare (a) and rare earth (b) elements distribution pattern of gabbroids:  
1 – Massif of the Gorelaya Mountain ( $339 \pm 3$  Ma); 2 – Novoaleyskiy Massif ( $336 \pm 3$  Ma).

Beloretsk-Markakolskiy and Kedrovskiy-Larikhinskiy gabbro-dolerite complexes are also associated with the faults of NW direction. The first combines dikes, sills, small stocks, combined intrusions of gabbro-dolerite, dolerite, moderately alkaline dolerite, scarce gabbro-peridotite and serpentized picrite. The main gabbroic belt which is longer than 600 km and has a width of 10 km is located in Kazakhstan. It is confined to Beloretsk-Markakolskiy-Tysbakhanskiy Fault. Gabbroids are synkinematic intrusions embedded in zones of cleavage which are involved in folding and, at the same time, discordant to primary lamination and small folds [Great Altai, 1998]. The second complex is represented by hypabyssal bodies of gabbrodolerite, dolerite, quartz dolerite, diorite, monzonite and spatially associated with volcanic rocks of the Visean Larikhinskiy Formation (andesite-basaltic sedimentary formation of continental margin rifts) [Great Altai, 1998]. The complex occurs in Kazakhstan within a narrow fault trough and coincides with Kedrovsk-Larikhinskiy volcanic belt [Great Altai, 1998]. The volcanic belt with the length of 140–150 km is located parallel to the gabbroic belt of Beloretsk-Markakolskiy Complex in 20–40 km to the south-west. Northwest continuation of this belt (without the volcanic part) may be the Gorelaya Mountain Massif in the Rudny Altai. Comparison of the Gorelaya Mountain gabbroids which are typomorphic for the Beloretsko-Markakolskiy Complex in the Rudny Altai [Correlation ..., 2000] has shown petrographic and geochemical similarity with gabbroids of the Novoaleyskiy Massif.

Gabbro-dolerites of the Gorelaya Mountain consist of labradorite ( $An_{50-65}$ ) = 50–70 %, augite = 10–35 % with the actinolite rim, olivine = 0–10%, titanomagnetite = 5–6 % and is characterized by mg # 61.0–61.45. There is higher content of LILE (K, Cs, Rb, Ba, Pb, Sr), as compared with HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti and LREE (La, Ce, Nd) ( $\Sigma$ REE 29.92–46.98 ppm,  $Eu / Eu * 1.06$ – $1.10$ ) (Fig. 1). Gabbroids of the Novoaleyskiy Massif (mineral composition: Pl ( $An_{60-70}$ ) = 55–60%; Hyp = 10–15%; Cpx = 10–30 %; Ol = 0–10 %; Hbl = 10–15%; TiMgt = 1–2 %) have a close value of mg # 58–66, poorer than Cs, Rb, Ba, Pb and REE ( $\Sigma$ REE = 39.8–39.9,  $Eu/Eu* = 1.03$ ). Their REE patterns with characteristic sigmoidal configuration conform to the REE patterns of Beloretsk-Markakolskiy gabbroids (Fig. 1b). Gabbroids of both massifs have a low content of  $P_2O_5$  (0.072–0.099 %), their olivine-bearing varieties are indistinguishable from each other and are characterized by a high content of Cr = 347–469 ppm and Ni = 136–150 ppm. Gabbroid varieties of the Novoaleyskiy Massif ( $Al_2O_3 = 19.4\%$ ) enriched with plagioclase is notable for pronounced positive Sr anomaly and contain less (ppm) Cr = 174, Ni = 16.7, Zr = 32.7 and Hf. The concordant age of  $339 \pm 3$  Ma (MSWD 0.67) is obtained for gabbro-dolerites of the Gorelaya Mountain based on 8 measurements in zircon grains (SHRIMP II). This age is similar to the age of gabbros of the Novoaleyskiy Massif where the concordant value is  $336 \pm 3$  Ma (MSWD 3.1) according to similar 8 measurements. Nd isotopic composition has neighbors in gabbros i.e. massif of the Gorelaya (Burnt) Mountain  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1933$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513006$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +7.3$ ; Novoaleyskiy Massif  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1983$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513090$ ;  $\epsilon_{Nd}(T_{340}) = +8.8$ . Based on isotopic and geochemical data it can be assumed that gabbro parental magma is derivative of depleted N-MORB-type source of lithosphere mantle (the ratio La/Nb in gabbroids of the Gorelaya (Burnt) Mountain is 2.0–2.69, the Novoaleyskiy Massif is 2.16–3.27).

The geochemical characteristics of the Volchikhinskiy Complex granitoids (Fig. 2) show a consistent magmatism evolution from quartz diorites to potassium and muscovite granites. With a certain degree of convention, these may be divided into three phases. The recently described in detail plagiogranites of the Volchikhinskiy complex



**Fig. 2.** Geochemical diagram for granitoids of Volchiha Complex (324–320 Ma):

*a, b* – the first phase: 1 – quartz diorite from riv. Shchelchikha and Beryozovka; 2 – tonalite of Verkhneborovlyanskiy Massif; *c, d* – the second phase: 3 – amphibole-biotite and biotite plagiogranites, riv. Shchelchikha (319 ± 7 Ma), riv. Mokhovushka, and Novogaltsovka Village (321 ± 4.6 Ma), the Aleyskiy Massif, 4 – plagiogranites, riv. Mokhovushka, 5 – tonalite, riv. Shchelchikha; 6 – plagiogranites of the Pervokamenskiy Massif (324 ± 3 Ma), 7 – plagiogranites of the Verkhneborovlyanskiy Massif; *e, f* – the third phase: 8 – granites of the Sosnovskiy Massif; 9–10 – Verkhneborovlyanskiy Massif: 9 – biotite granites and leucogranites (324 ± 2 Ma); 10 – muscovite leucogranite.

(Gilevskiy Complex [Kuibida et al., 2013] are the result of substrate melting, corresponding to the metabasites of N-MORB-type and are characterized by  $\epsilon Nd (T_{320}) = +7.4$  – that is close to the  $\epsilon Nd$  value of the Gorelaya Mountain and the Novoaleyskiy Massif gabbroids. The age of formation for hornblende-biotite and biotite plagiogranites of the second phase (SHRIMP II) is in the range of 324–320 Ma. The age of the complex anterior quartz diorite is not yet known. Biotite granites of the Sosnovskiy Massif ( $K_2O = 3.84\text{--}3.91\%$ ), as well as two-mica and muscovite leucogranites of the Verkhneborovlyanskiy Massif ( $K_2O=3\%$ ) reach maximum potassium alkalinity of  $K_2O \geq Na_2O$ . The Sosnovskiy Massif REE contents are higher ( $\Sigma REE=122.79\text{--}146.06$  ppm) with relatively flat pattern ( $(La/Yb)_N = 2.93\text{--}5.82$ ) and well-manifested Eu-minimum ( $Eu/Eu^* = 0.35\text{--}0.43$ ). Verkhneborovlyanskiy granites are depleted in REE ( $\Sigma REE = 46.22\text{--}98.95$  ppm) with more fractionated pattern ( $(La/Yb)_N = 4.29\text{--}9.18$ ) and low Eu-anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.56\text{--}0.73$ ). The concordant age of  $324 \pm 2$  Ma (MSWD 0.25) is obtained for two-mica plagiocleucogranites of the Verkhneborovlyanskiy Massif by 10 measurements on zircon (SHRIMP II).

**Conclusions.** The Early Carboniferous of the Rudny Altai reveals two discrete by composition and age syntectonic igneous complexes formed due to melting of the lithosphere mantle source of N-MORB-type: significantly

gabbroid of Visean age (  $339\pm 3$  –  $336\pm 3$  Ma), and gabbro?-tonalite- plagiogranite-leucogranite of Serpukhovian age ( $324\pm 3$  –  $319.4\pm 7.4$  Ma). Visean intrusions of the Beloretsk-Markakol and Kedrovskiy-Larikhinsky complexes probably represent two branches of the single Early Carboniferous magmatism. The pre-collisional rift setting is supposed to form Visean gabbros, although contents and distribution of trace elements in gabbroids are the same as in the island-arc tholeiites. Intrusions of the Volchikhinskiy Complex have probably been formed in the setting of collision between Altai and Kazakhstan continents at the end of the Serpukhovian [Great Altai , 1988].

#### REFERENCES

- Great Altai: (Geology and Metallogeny) [Bolshoi Altai (Geologiya i Metallogeniya)], in 3 books, Book 1. Geological Structure [Geologicheskoye stroeniye]. Almaty: Gylym, 1998. 304 p.
- Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan Folded Region [Korrelyatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoi chasti Altae-Sajanskoi skladchatoi oblasti ]: Novosibirsk: SB of RAS, Geo branch, 2000. 187 p.
- Kuibida M.L., Kruk N.N., Murzin O.V., Shokalsky S.P., Gusev N.I., Kirnozova T.I., 2013, Geologic position, age, and petrogenesis of plagiogranites in the northern Rudny Altai // Russian Geology and Geophysics. V. 54, N. 10. P. 1668–1684.

**ПЛУТОНИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО  
КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА  
МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА**

**И.М. Дербeko**

*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия  
derbeko@mail.ru*

Мезозойские палеовулканические структуры северного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса: Алдано-Становой террейн [Гусев, Хаин, 1995], по площади распространения не превышают 1000 км<sup>2</sup>. Но с учетом коагматичных им плутонических образований, площадь развития всего комплекса возрастает в несколько раз. Из-за пространственной разобщенности, поля этих пород часто выделялись как самостоятельные комплексы. Особенно это касается плутонической составляющей. Установить их связь с вулканитами стало возможным после геохимического изучения состава и возраста пород прецизионными методами. В предлагаемой статье эти образования объединены в единый – бомнакский вулcano-плутонический комплекс. Коагматичные вулканитам плутонические образования слагают сложно построенные массивы площадью до 400 км<sup>2</sup>, но чаще формируют небольшие монопорodные тела, штоки и дайки.

Возраст гранитоидов обоснован геохронологическими датировками: для граносиенитов 101±2 Ma (U/Pb метод [Неймарк и др., 1996]); для кварцевого диорита и кварцевого монцонита 117±0.8, 109 Ma (Rb/Sr метод [Антонов и др., 2001]); для гранита и лейкогранита 108.6±1.3 и 110.3±2.9 Ma (U/Pb метод [Стриха, Родионов, 2006]).

Бимодальный состав гранитоидов, как и вулканитов, обусловлен двумя диапазонами содержания SiO<sub>2</sub>: менее 64 и более 70 мас. %: кварцевые монцониты, монцониты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты, лейкограниты, граниты, кварцевые сиениты. Первые характеризуются умеренной – нормальной щелочностью, с прямой корреляцией между общей щелочностью и SiO<sub>2</sub>. Это высокоглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.04–18.40 мас. %), умеренно- до низкомагнезиальных (MgO < 3), низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> < 1.2 мас. %) образования низко – высококалиевой известково-щелочной серии, отмечаются единичные пробы соответствующие шошонитовой серии.

Гранитоиды с содержанием SiO<sub>2</sub> более 70 мас. % характеризуются нормальной - умеренной щелочностью до щелочной, породы переходят в низкоглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12.44–14.91 мас. %), низкомагнезиальные, низкотитанистые образования высококалиевой известково-щелочной серии.

Все породы бомнакского комплекса обогащены легкими редкоземельными элементами при (La/Yb)<sub>n</sub> = 10–20 (преимущественно). В них устанавливается повышенное накопление La относительно Sm, тогда как уровень фракционирования тяжелых лантаноидов более низок: (Gd/Yb)<sub>n</sub> до 0.9. На графиках REE это выражено увеличением глубины Eu аномалии: Eu/Eu\* = 0.50–0.75 в основных-средних породах; в кислых образованиях – Eu/Eu\* = 0.16–0.77. Мультиэлементные спектры характеризуются устойчивыми отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti для всех типов пород и весьма изменчивой аномалией Sr: для более кислых разновидностей она отрицательная, а для основных-средних пород – от слабо проявленной отрицательной, до почти положительной. Положительными аномалиями отмечены содержания Ba, Rb, Th, K.

Для гранитоидов имеются следующие отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70592–0.70620, 0.70648–0.70773 при довольно узком интервале εNd<sub>(T)</sub> = –11.77...–12.20 [Стриха, Родионов, 2006; данные геологической съемки]. Модельный Nd возраст – T<sub>Nd</sub>(DM-2st) – соответствует интервалу: 1901–1937 млн лет, что указывает на вещественную однородность субстрата плавления с коровой компонентой раннего протерозоя и сопоставимо составу фундамента территории распространения пород данного комплекса – докембрийским образованиям Алдано-Станового террейна.

Для установления возможных мантийных источников проанализированы соотношения концентраций пар элементов-примесей Th-Ta, Yb-La, Nb-U, Nb-La, Nb-Zr, Ce-Pb. В результате чего устанавливается близость составов данных гранитоидов подобным соотношениям островодужного модельного источника при участии (в различной степени) обогащенных источников типа OIB, CC и в ряде случаев источника типа MORB, а также участие кристаллизационной дифференциации, влияющей на накопление элементов. Увеличение степени дифференциации магм можно проверить при помощи индекса дифференциации магм, выраженного содержанием ниобия и кремнезема. В данном случае повышение содержания ниобия (от 9 до 48 г/т) сопровождается повышением содержания SiO<sub>2</sub>. Соотношение Nb/U в основном укладывается в пределах поля надсубдукцион-

ного источника IAB. Повышение содержания Nb и SiO<sub>2</sub> сопровождается понижением величины Eu/Eu\*. Можно предположить, что существовала дифференциация, которая сопровождалась ростом концентрации SiO<sub>2</sub> при участии фракционирования полевых шпатов. Что характерно для субдукционных известково-щелочных магматических ассоциаций. Также: что образования бимодальных комплексов есть результат дифференциации магм, либо результат ассимиляции магмами верхней континентальной коры. Для образований с содержанием SiO<sub>2</sub> менее 57 мас. % возможно участие источников IAB - M-MORB - E-MORB, при росте содержания Nb от IAB к E-MORB. Причем рост содержания Nb происходит при относительно слабо изменяющемся содержании кремнезема, что может свидетельствовать в пользу влияния на состав магм именно этих источников, а не воздействие дифференциации магм. При увеличении содержания SiO<sub>2</sub> (от 57 до 64 мас. %), зависимость между Nb и SiO<sub>2</sub> более выражена. Тогда возможны два варианта: дифференциация магм и ассимиляция континентальной коры их магмами. При увеличении содержания SiO<sub>2</sub> более 64 мас. % и Nb до 48 г/т, формирование кислой составляющей бомнакского бимодального комплекса, вероятнее всего, принадлежит дифференциации магм.

Участие корового вещества при формировании гранитоидов подтверждают высокие значения соотношений Ce/Y и La/Nb [Hoffman, 1997], резкое различие степени фракционирования легких и тяжелых лантаноидов. По данным соотношений Ti/Y (380–162 и 225–43); Lu/Hf (0.04–0.10 и 0.05–0.32); Sm<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> - преимущественно 3.5–5 в основных-средних и 2–4 в кислых разновидностях, можно предполагать, что составляющая бимодальных комплексов среднего - основного составов формировалась на более значительных глубинах и менее обогащена коровым материалом. Это подтверждает анализ соотношений Rb/Sr: 0.01–0.32 для средних - основных пород и 0.14–3.98 для кислых разновидностей. Тогда как для пород подобного состава континентальной коры и гранитно-метаморфического слоя Rb/Sr = 0.02 и 0.32 [Taylor, McLennan, 1985]. По соотношению Ba/K – <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr устанавливается, что вовлечение в магматический процесс континентального осадочного материала начинается уже при формировании пород среднего-основного состава. Все это позволяет предполагать, что при формировании кислых разновидностей основная роль принадлежала процессу дифференциации магматического материала.

*Геодинамическая реконструкция.* Бимодальные комплексы имеют линейное распространение вдоль южной и северной границы Монголо-Охотского орогенного пояса. На классических диаграммах, иллюстрирующих тектонические обстановки [Pearce et al., 1984 и др.], фигуративные точки кислых пород рассматриваемого бимодального комплекса концентрируются в поле коллизионных (в единичных случаях - внутриплитных) или на границе коллизионных – внутриплитных обстановок. Для пород основного-среднего составов определяется поле базальтов островных дуг со смещением и частичным размещением, как в поле базальтов континентальных рифтов, так и траппов.

Полученные данные показывают, что породы бомнакского комплекса северного обрамления восточного звена пояса, по серии геохимических характеристик и изотопным данным сопоставимы с внутриконтинентальными образованиями Центральной Азии. Было показано, что в образовании пород позднепалеозойских – раннемезозойских бимодальных комплексов Центральной Азии возможно участие мантийного источника [Типы магм..., 2006], характерной особенностью которого являются высокие значения отношения Zr/Hf (38–50). Для пород данного комплекса значение Zr/Hf = 22–66. Это дает основания предполагать, что формирование бомнакского бимодального вулcano-плутонического комплекса северного обрамления Монголо-Охотского пояса идентично условиям, которые предложены в геодинамической модели для бимодальных комплексов не только южного обрамления восточного звена пояса [Derbeko, 2012], но и для западного звена Монголо-Охотского орогенного пояса [Типы магм..., 2006].

*Заключение.* Вдоль северной границы восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса в интервале 119–97 млн лет формировался бимодальный вулcano-плутонический комплекс субщелочной – нормальной петрохимической серии; формирование пород данного комплекса происходило синхронно становлению пород контрастной серии вдоль южного обрамления восточного звена пояса. Что свидетельствует об идентичных геологических процессах, происходящих при коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов, на протяжении всей эволюции орогенного пояса, вплоть до полного закрытия Монголо-Охотского бассейна [Derbeko, 2012].

#### ЛИТЕРАТУРА

Антонов А.Ю., Дриль С.И., Бановская Э.В. Rb-Sr изотопная характеристика аллохтонных и автохтонных позднепалеозойских гранитоидов Станового хребта (южное ограничение Алданского щита) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 61–75.

- Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. U-Pb геохронологические и Pb-изотопные доказательства минерализации мезозойского этапа архейского Станового мегаблока, Алдано-Станового щита // Петрология. Т. 4, № 4. С. 421–435.
- Стриха В.Е., Родионов Н.И. Раннемеловая коллизионная гранит-лейкогранитовая ассоциация Станового террейна: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 375–379.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН. 2006. 280 с.
- Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Rijeka, Croatia: In Tech. 2012. P. 99–124.
- Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Taylor S.R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. Chapter 2. 379 p.

## PLUTONIC COMPONENT OF THE BIMODAL VOLCANOPLUTONIC COMPLEX OF THE NORTHERN FRAMING OF EASTERN MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT MEMBER

I.M. Derbeko

*Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveschensk, Russia  
derbeko@mail.ru*

Mesozoic paleovolcanic structures of the northern framing of Mongol-Okhotsk orogenic belt: Aldan-Stanovoy terrain [Gusev, Khain, 1995], do not exceed 1000 km<sup>2</sup> by the area of spreading. But considering the plutonic formations, comagmatic to the volcanites, the area of the development of the complex increases at several times. Due to the spatial separation of the field these rocks were often researched as separate complexes. Especially it concerns the plutonic component. It became possible to establish their connection with the volcanic rocks after the geochemical research of the composition and age of the rocks using the precision methods. These formations are combined in a single - Bomnak volcano-plutonic complex in the article. Plutonic formations that are comagmatic to the volcanic rocks are composed of complex arrays in the area of 400 km<sup>2</sup>, but more often they form small monorock bodies, stocks and dykes.

Age of granitoids is justified by geochronological datings: for granosyenites 101±2 Ma (U/Pb method [Neimark et al., 1996]); quartz diorite and quartz monzonite 117±0.8, 109 Ma (Rb/Sr method [Antonov et al., 2001]); for granite and leucogranite 108.6±1.3 and 110.3±2.9 Ma (U/Pb method [Striha, Rodionov, 2006]).

Bimodal structure of granitoids, same as volcanites, caused by two ranges of SiO<sub>2</sub> content: less than 64 and more than 70 wt. %: quartz monzonites, monzonites, diorites, quartz diorites, hronodiorities and subalkaline granites, subalkaline leucogranites, leucogranites, granites, quartz syenites. First of them are characterized with a moderate – normal alkalinity, with a direct correlation between the total alkalinity and SiO<sub>2</sub>. This are high-alumina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 16.04–18.40 wt. %), moderate - to low-magnesian (MgO < 3), low-titanium (TiO<sub>2</sub> < 1.2 wt. %) formations of low – high potassium calc-alkaline series. There are single samples corresponding to shoshonite series.

Granitoids with content of SiO<sub>2</sub> more than 70 wt. % are characterized with a normal - moderate resistance to alkaline, rocks turn into low-alumina (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 12.44–14.91 wt. %), low-magnesian, low-titanium formations of high potassium calc-alkaline series.

All the rocks of Bomnak complex are enriched with light rare earth elements (La/Yb)<sub>n</sub> = 10–20 (mostly). The increased accumulation of La comparing to Sm is set in the complexes, while the level of fractionation of heavy lanthanides is lower: (Gd/Yb)<sub>n</sub> to 0.9. It is shown on the REE diagrams as the increasing depth of Eu anomalies: Eu/Eu\* = 0.50–0.75 in the main medium rocks; and in acidic formations – Eu/Eu\* = 0.16–0.77.

Multielement spectra are characterized by a steady negative anomalies of Nb, TA and Ti for all types of rocks and highly variable anomaly of Sr: for more acidic species it is negative, and for main-medium rocks – from poorly negative, to almost positive. Positive anomalies marked with the content of Ba, Rb, Th, K.

There are following correlations for granitoids <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70592–0.70620, 0.70648–0.70773 at a pretty narrow interval εNd<sub>(T)</sub> = –11.77...–12.20 [Striha, Rodionov, 2006; geological survey data].

Model Nd age –  $T_{Nd}(DM-2_{st})$  - corresponds to the interval: 1901-1937 million years. This indicates the material homogeneous structure of the substrate of melting with the crust component of early Proterozoic. It is comparable with the composition of the territory foundation of the spreading of the species of given complex – Precambrian formations of Aldan-Stanovoy terrane.

To establish possible mantle sources the ratios of the vapor concentrations of trace elements Th-Ta, Yb-La, Nb-U, Nb-La, Nb-Zr, Ce-Pb are analyzed. In the result the proximity of compositions of the granitoids with similar correlations of island-arc model source is set with the participation (in varying severity) of enriched sources type OIB, CC, and in some cases the MORB source type, and the participation of crystallization differentiation influencing the accumulation of elements. The increase in the degree of differentiation of magma can be inspected using the differentiation index of magma, expressed content of niobium and silica. In this case, the increased content of niobium (from 9 to 48 ppm) is accompanied by increasing  $SiO_2$  content. The ratio Nb/U mainly falls within the field of supra-subduction source: IAB. The increase of the content of Nb and  $SiO_2$  is accompanied by lowering of the value of  $Eu/Eu^*$ . We can assume that there was a differentiation, which was accompanied by growth of concentration of  $SiO_2$  with the participation of fractionation feldspars. This is typical subduction calc-alkaline magmatic associations. Also: the formation of bimodal complexes is a result of magma differentiation, or the result of assimilation of upper continental crust by magma. For formation with  $SiO_2$  less than 57% wt.% the participation of sources IAB - M-MORB - E-MORB, with the growth of contents Nb from the IAB to E-MORB is possible.

The growth of contents of Nb occurs at relatively weakly varying of the silica content, which could testify in favour of impact on the composition of the magma of these sources, and not the impact on magma differentiation. With increasing  $SiO_2$  content (from 57 to 64 wt.%), the relationship between Nb and  $SiO_2$  is more pronounced. Then we have two varieties: differentiation of magmas and assimilation of the continental crust by their magmas. With increasing  $SiO_2$  content in more than 64 % by weight and Nb up to 48 ppm, the formation of acidic component of Bomnak bimodal complex, most likely belongs to the differentiation of magmas.

The participation of the crustal substances in the formation of granitoids confirm the high values of Ce/Y, and La/Nb correlations [Hoffman, 1997], the sharp difference in the degree of fractionation of light and heavy lanthanides. According to the data of correlation of Ti/Y (380-162 and 225-43); Lu/Hf (0.04-0.10 and 0.05 to 0.32) ratios;  $Sm_n/Yb_n$  – mainly 3.5-5 in a main and moderate, 2-4 in acidic species, we can assume that the component of the bimodal complexes of medium – main compositions were formed at greater depths and less enriched with crustal material. This is confirmed by the analysis of the relationship Rb/Sr: 0.01-0.32 for medium – basic rocks and 0.14-3.98 for acidic types. While rocks of similar composition of the continental crust and granitic-metamorphic layer are Rb/Sr = 0.02-0.32 [Taylor, McLennan, 1985]. By the correlation of Ba/K –  $^{87}Sr/^{86}Sr$  it is established that the involvement of continental sedimentary material in magmatic the process begins at formation of the rocks of the moderate-main composition. All this suggests that at the formation of acid varieties the main role belonged to the process of differentiation of magmatic material.

*Geodynamic reconstruction.* Bimodal linear complexes have linear spread along the southern and Northern boundaries of the Mongol-Okhotsk orogenic belt. On the classical diagrams illustrating the tectonic situation [Pearce et al., 1984 et al.], the figurative points of acid rock of the researched bimodal complex are concentrated in the field of conflict (in a few cases, intraplate) or on the boundary of collision - intraplate situations. For the rocks of main-moderate composition the field of basalts of island arcs with displacement and partial dislocation, both in the field of basalts of continental rifts and traps is determined.

The obtained data show that the rocks of Bomnak complex of the Northern frame of the Eastern link of the belt are comparable with the inland formations in Central Asia by the series of geochemical characteristics and isotopic data.

It was shown that the participation of the mantle source [Types of magma..., 2006], which characteristic feature are the high values of relations Zr/Hf (38-50) is possible in the formation of the rocks of late Paleozoic - early Mesozoic bimodal complexes of Central Asia.

For the rocks of the complex the ratio is  $Zr/Hf = 22-66$ . This suggests that the formation of Bomnak bimodal volcano-plutonic complex of the northern frame of the Mongol-Okhotsk belt is identical to the conditions that are proposed in the geodynamic model for bimodal complexes not only of the southern border of the Eastern member of the belt [Derbeko, 2012], but also for the western member of the Mongol-Okhotsk orogenic belt [Types of magma..., 2006].

*Conclusion.* Along the Northern border of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt the bimodal volcano-plutonic complex of sub alkaline- normal petrochemical series was formed in the interval of 119-97 Ma; the formation of the rocks of the complex took place simultaneously with the formation of rocks in contrast series along the southern border of the Eastern member of the belt. That testifies identical geological processes that occurred at collisions of North Asia and the Sino-Korean continents throughout all the evolution of orogenic belt, up to the complete closure of the Mongol-Okhotsk basin [Derbeko, 2012].

## REFERENCES

- Antonov A.U., Dril S.I., Bankovskaya E.V. Rb-Sr isotope characteristic of allochthonous and autochthonous late Mesozoic granitoids of Stanovoy ridge (Southern limitation of Aldansky shield) // *Russian J. of Pacific geology*. 2001. V. 20, N 4. P. 61–75.
- Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: *Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. Rijeka, Croatia: In Tech. 2012. Chapter 5. P. 99–124.
- Gusev G.S., Khain V.E. About the correlation of Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy and Mongol-Okhotsk terrain (south of Middle Siberia) // *Geotectonics*. 1995. N 5. P. 68–82.
- Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Neimark L.A., Larin A.M., Ovchinnikova G.V. et al. U-Pb geochronologic and Pb-isotopic evidence for the Mesozoic mineralization stage of the Archean Stanovoi Megablock, Aldan-Stanovoi Shield. // *J. Petrol.* 1996. V. 4? N 4. P. 421–435.
- Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Strikha V.E., Rodionov N.I. Early Cretaceous granet-leykogranet association of Stanovoy terrain: new geochronological, geochemical and isotope-geochemical data // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 406. N3. P. 375–379.
- Taylor S.R., McLennan S. M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford. 1985. Chapter 2. 379 p.
- Types of magma and their sources in the history of the Earth. Part 2. Editors O.A. Bogatkov, V.I. Kovalenko. Moscow.: Institute of Geology of ore deposits RAS. 2006. P. 280.

**ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА  
С НЕТИПИЧНЫМИ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ  
НА ПЛОЩАДИ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ****Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабов***Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия  
tanlen@crust.irk.ru*

На протяжении последних десятилетий большой популярностью в мире пользуется классификация гранитоидов, подразумевающая отнесение исследуемых пород к определенной генетической группе (I-, A-, S-типу) по ряду минералогических и геохимических критериев [Chappell, White, 1974; Whalen et al., 1987 etc.]. Подавляющее большинство пород кислого состава, встречающихся на территории Сибирского кратона, может быть отнесено к этим хорошо известным группам гранитоидов, однако проведенные детальные исследования позволили обнаружить отдельные разновидности пород, обладающие крайне специфическими геохимическими характеристиками. Эти гранитоиды и кислые вулканиты могут быть идентифицированы как породы, не соответствующие ни одной из известных групп, выделяемых в традиционных классификациях [Chappell, White, 1974; Whalen et al., 1987]. Подобные «атипичные» разности обнаружены в пределах двух участков Северного Прибайкалья.

Первый объект – палеопротерозойские (2.02 млрд лет) граниты кутимского комплекса Байкальского краевого выступа фундамента Сибирского кратона. Эти граниты располагаются в одном тектоническом блоке и имеют близкий возраст с гранитоидами чуйского комплекса, которые по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с породами ТТГ-серии [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2013]. Формирование гранитоидов обоих комплексов предполагается в утолщенной континентальной коре в пределах аккреционного орогена над погружающейся зоной субдукции [Донская и др., 2013]. Граниты кутимского комплекса по своему составу подразделяются на две группы с содержаниями  $\text{SiO}_2 = 70.0\text{--}71.8$  мас. % и  $73.4\text{--}74.4$  мас. %. Высококремнистые граниты практически по всем петрогеохимическим параметрам можно классифицировать как граниты А-типа, что же касается более низкокремнистых разновидностей, то их классификация очень неоднозначна. Согласно Б.Р. Фрост с соавторами [Frost et al., 2001] граниты с  $\text{SiO}_2 = 70.0\text{--}71.8$  мас. % представляют собой как магнезиальные, так и железистые ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.77\text{--}0.88$ ), щелочно-известковые и известково-щелочные, перглиноземистые ( $\text{ASI} = 1.05\text{--}1.08$ ) образования. Повышенные содержания Zr (233–322 г/т) и легких редких земель (Ce = 62–134 г/т), а также расположение точек составов на диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$  [Whalen et al., 1987] предполагают отнесение этих гранитов к А-типу. Однако низкие концентрации в них Y (10–15 г/т) и Yb (0.83 – 1.14 г/т) резко отличаются от классических гранитов А-типа и близки гранитоидам ТТГ-серии.

Второй объект – палеопротерозойские (1.88 млрд лет) кислые вулканиты участка Хибелен хибеленской свиты акитканской серии постколлизийного Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона. Практически все гранитоиды и вулканиты кислого состава акитканской серии Северо-Байкальского пояса обнаруживают геохимические характеристики гранитов А-типа [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2005, 2008] и только дациты, исследованные на участке Хибелен, обнаружили составы, не позволяющие их классифицировать [Донская и др., 2008]. Данные дациты представляют собой магнезиальные ( $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) = 0.65\text{--}0.80$ ), известково-щелочные, перглиноземистые ( $\text{ASI} = 1.20\text{--}1.50$ ) образования. Также как рассмотренные выше граниты кутимского комплекса, эти дациты по содержанию Zr (456–575 г/т) и легких редких земель (Ce = 279–327 г/т), а также расположению точек составов на диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Ce}+\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Y})$  [Whalen et al., 1987] могут относиться к гранитам А-типа. Специфическими особенностями дацитов являются низкие содержания Y (9–13 г/т) и Yb (0.35–0.88 г/т), близкие гранитоидам ТТГ-серии. Отметим также высокие содержания Th в этих дацитах (46–51 г/т) и отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}(t) = -5.2 \dots -5.9$ .

Специфической характеристикой рассмотренных на обоих объектах пород является частично или полностью магнезиальный состав, что сразу же делает невозможным классификацию этих гранитов/дацитов как граниты А-типа, которые являются преимущественно железистыми образованиями [Frost, Frost, 2011]. Подобные составы не позволяют относить большинство этих пород даже к так называемым окисленным гранитам А-типа [Dall'Agno, Oliveira, 2007]. Сопоставление исследованных гранитов/дацитов с гранитами I-типа, к которым относят высокоглиноземистые гранитоиды ТТГ-серии с низкими содержаниями Y и Yb также затруд-

нено, так как при низких концентрациях Y и Yb изученные породы обнаруживают повышенные содержания Zr, LREE и умеренные концентрации Sr. Таким образом, составы гранитов кутимского комплекса и дацитов участка Хибелен акитканской серии не дают возможности отнести данные породы к какому-либо типу по существующим классификациям.

Обобщив данные по составам проанализированных гранитов/дацитов, мы сделали выводы об условиях формирования кислых магматических пород с подобными «атипичными» геохимическими характеристиками. Перглиноземистые щелочно-известковые и известково-щелочные составы исследованных гранитов/дацитов позволяет допускать для них коровые источники, возможно с добавлением мантийного материала. Для дацитов участка Хибелен акитканской серии это подтверждается, кроме того, отрицательными значениями  $\epsilon\text{Nd}(t)$  и высокими содержаниями Th. Магнезиальный состав и высокие содержания глинозема в изученных породах подразумевают окислительные условия их формирования. Низкие содержания Y и Yb в гранитах/дацитах могут указывать на присутствие граната в рестите и, соответственно, высокие давления при выплавлении этих пород. Расчеты температур по геотермометру [Watson, Harrison, 1983] (температуры насыщения расплава цирконом) показали высокие значения как для гранитов кутимского комплекса (819 – 848°C), так и для дацитов участка Хибелен акитканской серии (908 – 948°C), т.е. формирование родоначальных расплавов происходило при достаточно высоких температурах. При этом, чтобы гранат остался в рестите и, соответственно, кислые магматические породы обнаружили низкие содержания Y и Yb, температуры выплавления магм не должны были превышать 950°C [Skjerlie, Johnston, 1993]. Мы полагаем, что формирование пород с отмеченными выше геохимическими характеристиками возможно только в условиях утолщенной коры при наличии дополнительного источника тепла.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 12-05-00749) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 79.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // *Петрология*. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.
- Донская Т.В., Бибикина Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // *Петрология*, 2008. Т. 16, № 5. С. 452–479.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Пресняков С.Л., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 3. С. 371–389.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // *Петрология*. 1998. Т. 6, № 4. С. 139–164.
- Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Dall'Agno R., Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. V. 93. P. 215–233.
- 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. P. 2033–2048.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *J. Petrology*. 2011. V. 52. P. 39–53.
- Skjerlie K.P., Johnston A.D. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites // *J. Petrology*. 1993. V. 34. P. 785–815.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 64. P. 295–304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

## ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО АЛТАЯ

**Б.А. Дьячков<sup>1,2</sup>, О.Н. Кузьмина<sup>1</sup>, И.Е. Матайбаева<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им.Д. Серикбаева,  
Усть-Каменогорск, Казахстан, bdyachkov@mail.ru*

<sup>2</sup>*ТОО «Алтайский геолого-экологический институт», Усть-Каменогорск, Казахстан*

Территория Большого Алтая (БА), входящего в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса, охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калба-Нарымской зоны, Западной Калбы и Жарма-Саура. Бортовыми структурами являются каледонско-герцинские образования Горного Алтая (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатая (на юго-западе). Общая протяженность территории составляет более 1000 км при средней ширине 300–400 км. С позиций мобилизма указанные геологические структуры рассматриваются в виде отторженцев, тектонических блоков и чешуй древнего Евразийского континента, которые мигрировали в Палеоазиатском океане и испытали сложное геодинамическое развитие в режиме океанического рифтогенеза ( $PR_2$ ), затем в раннюю (рифтогенно-островодужную), среднюю (коллизийную) и позднюю (постколлизийную) стадии каледонского и герцинского циклов. Предполагается, что Большой Алтай в виде единой целостной геоструктуры сформировался в стадию герцинской коллизии Казахстанского и Сибирского микроконтинентов и затем испытал преобразования в мезозойский цикл и альпийское время. Современные структуры БА рассматриваются как чужеродные блоки ЗК (возможно террейны), разграниченные глубинными разломами и отличающиеся по специфике глубинного строения, характеру проявления магматизма и оруденения.

В геологической истории изучение процессов гранитообразования имеет исключительно важное значение, так как мощность образовавшегося гранитно-метаморфического слоя является показателем зрелости различных типов континентальной ЗК, а гранитные магмы – это основной источник редких и редкоземельных элементов. На территории БА гранитоидные образования имеют широкое распространение, существенно различаются по геодинамическим обстановкам формирования, возрастной позиции, вещественному составу и редкометалльной специализации [Дьячков, 2012].

**Докембрийский цикл** сопровождался внедрением базит-гипербазитов океанического типа, проявленных в Чингиз-Тарбагатае, Чарско-Горностаевском поясе и Иртышской зоне смятия (жауыртагинский, чарский, маралихинский комплексы), а гранитоиды для этого времени не характерны.

**Каледонский цикл.** В процессе рифтогенеза Казахстанской континентальной окраины в Чингиз-Тарбагатае локализовались приразломные малые интрузии габбро-плагиогранитной серии  $C_2-O_1$ , производные коро-мантийного магматизма. Позднее в коллизийной геодинамической обстановке в фокальных частях спрединговых зон Чингиз-Тарбагатая и Рудного Алтая сформировались ареалы габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий ( $S_2$ ), сопровождавшихся оруденением Fe, Cu, Zn, Mo, Au. В завершающую стадию становления каледонского орогена в приграничной части БА в Горном Алтае локализовались гранодиорит-гранитные интрузии  $D_2?$  (Mo, W, Bi), а в Чингиз-Тарбагатае образовались массивы гранит-граносиенит-лейкогранитовой серии ( $D_2-D_3$ ) с бедным редкометалльно-редкоземельным оруденением [Большой Алтай, 1998, 2008]. Как видно, в процессе формирования каледонских структур гранитоидный магматизм проявился в различных геодинамических обстановках и фиксируется в сложных интрузивных сериях с тенденцией эволюции состава пород повышенной основности к более кислым разновидностям гранитоидов: рифтогенез  $C_2-O_1$  (плагиограниты) → коллизия  $S_2$  (гранодиориты) → внутриплитная активизация  $D_2-D_3$  (граниты, граносиениты, лейкограниты). Очаги магмообразования, очевидно, были мантийно-коровыми и коровыми, происходило последовательное увеличение объемов гранитоидов и наращивание мощности ЗК зрелого каледонского орогена до 47,5–50,5 км [Большой Алтай, 1998].

**Герцинский цикл** ознаменовался повторным расколом каледонской структуры и раздвижением Казахстанской и Горноалтайской континентальных окраин, образованием вторичного Иртыш-Зайсанского океанического бассейна и последующей коллизией тектонических блоков с мощным проявлением магматизма и процессов рудообразования.

В *раннюю стадию* ( $D_1-C_1$ ) на Рудном Алтае в рифтогенном и островодужном режимах интенсивно проявился девонский базальт-андезит-риолитовый вулканизм, с которым генетически связаны главные колчеданные месторождения (Cu, Pb, Zn, Au, Ag и др.) [Чекалин, Дьячков, 2013]. Кислые дифференциаты вулканической деятельности представлены только субвулканическими телами риолит-порфиров и риодацитов коро-мантийного происхождения.

*Средняя (коллизийная) стадия* ( $C_1$ – $C_3$ ). В результате смены геодинамического режима, коллизии крупных тектонических блоков, активизации разломов и проявления главной саурской фазы складчатости произошла деградация Иртыш-Зайсанского палеобассейна и сформировалась единая геоструктура Большого Алтая. Активизация тектонических движений сопровождалась интенсивной интрузивной деятельностью с внедрением большого объема синколлизийных интрузий габбродиорит-гранодиоритовой серии. Во внутренней части Жарма-Саура над поднятиями metabазальтового слоя сформировались крупные ареалы массивов саурского комплекса ( $C_1$ ), с которыми связаны медно-порфировые и золото-кварцевые месторождения (Кызыл-Каин, Чангская группа и др.). В Рудном Алтае выделяются Алейский, Лениногорский и Зыряновский ареалы аналогичных интрузий змеиногорского комплекса ( $C_{2,3}$ ), содержащих проявления Fe, Cu, Pb, Zn, Sn, W. В брекчированных разностях габбро-диорит-плагиогранитного массива сформировалось Секисовское золото-теллуридное месторождение. В Иртышской зоне смятия локализовались приразломные тела габбро-плагиогранитов и многочисленные дайки плагиогранит-порфиров прииртышского комплекса ( $C_1$ ), специализированные на медь и золото.

В осевой части БА на сочленении континентальных окраин (в Зайсанской сутурной зоне) в режиме ритмично-пульсационных тектонических движений (сжатия-растяжения) образовались две группы пород вулканоплутонической ассоциации: 1) базальт-андезитовая и габбронорит-диабазовая  $C_{2,3}$  (даубайская свита, максутский, аргимбайский комплексы) и 2) дацит-риолитовая и гранодиорит-плагиогранитовая  $C_3$  (калгутинская свита, кунушский, салдырминский комплексы). Особое прогнозно-металлогеническое значение имеет выделение и изучение золотоносных малых интрузий и даек гранодиорит-плагиогранитного состава, с которыми генетически связаны золоторудные месторождения Западной Калбы (Бакырчик, Суздальское, Кулуджун и др.).

В целом средняя (коллизийная) стадия развития геологических структур БА характеризуется более интенсивной деятельностью с формированием сложных габбродиорит-гранодиорит-плагиогранитовых серий, производных промежуточных очагов магматизма коро-мантийного происхождения. Основные ареалы магматитов сосредоточены в фокальных частях глубинных подвижных зон Рудного Алтая и Жарма-Саура, а также локализовались в виде линейных поясов и малых интрузий в коллизийных зонах и зонах смятия. Собственно гранитоидные образования представлены гранодиоритами и плагиогранитами повышенной основности, нормального и известково-щелочного ряда, специализированные в основном на золотое оруденение.

*Поздняя (постколлизийная) стадия* ( $P_1$ – $T_1$ ) внутриплитной тектоно-магматической активизации глубинных разломов ознаменовалась сводово-глыбовыми поднятиями, интенсивными процессами гранитизации ЗК и формированием гранитоидных поясов с редкометалльным и редкоземельным оруденением. По геолого-геофизическим данным установлена наибольшая концентрация гранитоидов в тектонических зонах сиалического типа с повышенной мощностью ЗК до 45–55 км и увеличенной толщиной гранитного слоя (до 12–14 км). Наиболее большой Калба-Нарымский гранитоидный пояс сформировался на границе с Иртышской зоной смятия в головной части тектоно-магматической зоны, крутопадающей под Рудный Алтай и проникающей в верхнюю мантию [Дьячков, 2012]. Пояс представлен крупными массивами гранитоидов «батолитового типа» с корневыми ответвлениями, уходящими в метагранитный слой земной коры. По происхождению и возрасту они сопоставляются с пермским коровым магматизмом Центральной Азии [Владимиров и др., 2008.; Типы магм..., 2006]. По возрастной последовательности и вещественному составу выделяются интрузивные комплексы с неодинаковой рудоносностью.

Калбинский комплекс ( $P_1$ ) объединяет нормальные граниты калиево-натриевой серии, с которыми генетически связаны главные месторождения редкометалльных пегматитов – Ta, Nb, Be, Li, Cs и др. (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора). Монастырский комплекс ( $P_2$ ) сложен зональными массивами лейкогранитов повышенной кремнекислотности и калиевой щелочности, обогащенных летучими и редкими элементами, сопровождается мелкими месторождениями камерных хрусталеносных пегматитов и кварцевожильных вольфрамитовых объектов (Дунгалы, Большевик и др.). Мирлобовский комплекс ( $P_2$ – $T_1$ ) завершающего этапа магматизма образован «послебатолитовыми» дайками северо-восточного простирания (габбро-диабазы, лампрофиды, монцонитовые порфириты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.). Дайки пересекают более ранние массивы гранитоидов и рудные жилы, сами практически безрудные.

На границе Большого Алтая с каледонидами Горного Алтая и Чингиз-Тарбагатая в глубинных разломах, наряду с гранит-лейкогранитами, сформировались гранитоиды повышенной щелочности, специализированные на редкоземельное оруденение (голухинский, керегетас-эспинский комплексы  $P_2$ ). В Зайсанской сутурной зоне на границе Западной Калбы и Чарской зоны выделяется прерывистый Семипалатинско-Бурган-Бургунский пояс субщелочных гранитоидов (гранит-граносиенитовой формации  $P_2$ ), перспективный на выявление циркон-ильменитовых месторождений в корях выветривания (тип Караоткеля).

Таким образом, геологические структуры Большого Алтая испытали длительное и сложное развитие в различных геодинамических режимах и обстановках, с тенденцией возрастания масштабности гранитоидного магматизма от ранних к поздним стадиям каледонского и герцинского циклов, эволюцией петрогеохимических типов гранитов и связанного с ними золотого и редкометалльного оруденения. Наиболее продуктивными на золото являются гранитоиды повышенной основности (гранодиориты и плагиограниты), граниты нормального ряда и лейкограниты специализированы на редкие металлы (Ta, Nb, Be, Li и др.), а субщелочные и щелочногранитовые образования – на редкоземельные элементы. Выполненные исследования позволяют уточнить направление прогнозно-поисковых работ на территории Восточного Казахстана.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика, 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн 1-2. Алматы: Ғылым, 1998. 304 с.; РИО ВАК РК, 2008. 400 с.
- Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. – Усть-Кменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.
- Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциация пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
- Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 6. С. 513–532.

Sr-Nd-Hf ISOTOPIC CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS  
IN ACCRETIONARY OROGENS – COMPARISON BETWEEN THE CENTRALASIAN OROGENIC  
BELT (CAOB) AND NW PACIFIC OROGENS (JAPAN AND SIKHOTE-ALIN, RUSSIAN FAR EAST)  
AND IMPLICATIONS

**Bor-ming Jahn<sup>1</sup>, Shunso Ishihara<sup>2</sup>, Kazuaki Okamoto<sup>3</sup>, G.A. Valui<sup>4</sup>, N.N. Kruk<sup>5</sup>,  
V.G. Gonevchuk<sup>4</sup>, Masako Usuki<sup>1</sup>, Jeremy T.J. Wu<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Department of Geosciences, National Taiwan University, No. 1, Section 4, Roosevelt Avenue, Taipei, Taiwan 106  
bmjahn@ntu.edu.tw*

<sup>2</sup>*National Institute of Advanced Industrial Science, Technology (AIST), Japan*

<sup>3</sup>*Department of Earth Science, Saitama University, Saitama 338-8570, Japan*

<sup>4</sup>*Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia*

<sup>5</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

The accretionary orogens in the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) were formed mainly in the Paleozoic through successive accretion of island arc terranes and dispersed micro-continents within the Paleo-Asian Ocean (PAO). The orogenic belts belong to the Paleo-Asian Tectonic Realm. By contrast, the accretionary orogens in the eastern Asian continental margin, termed otherwise as “the Nipponides” [Sengor, Natal’in, 1996], were formed by subduction of the Paleo-Pacific and Pacific oceans; they belong to the Pacific Tectonic Realm. A comparative study of the accretionary processes and the crustal development between the two tectonic realms is highly significant.

Extensive geochemical and isotopic studies of granitoid rocks in the last decade have revealed that (a) the generation of these rocks from the CAOB involved significant contribution from the upper mantle; that is, substantial amount of juvenile crust has been added to the Asian continent; (b) the CAOB appears to have formed by assemblage of Precambrian micro-continental fragments and a lot more of Phanerozoic juvenile crust produced by both **lateral accretion** of arc complexes and **vertical accretion** of underplated material of mantle derivation [e.g., Jahn, 2004; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2009]. The vertical accretion may be represented by the voluminous juvenile granitoids emplaced in post-collisional and intra-continental settings in the Altai-Sayan region and NE China.

In the Pacific Tectonic Realm, the formation style of the Japanese Islands has long been taken as a classic model for the accretionary orogeny and often serves as an example for understanding the crustal evolution of other accretionary orogens (Isozaki, 1996; Maruyama et al., 1997; Isozaki et al., 2010). Available geochemical and isotopic data on granitic rocks from SW Japan suggest that a large proportion of Mesozoic and Cenozoic granitoids possess signatures of old continental crust [Jahn, 2010]. Thus, the subduction-accretion complexes in SW Japan are probably composed much of “recycled” continental crust of Proterozoic ages.

By contrast, the Pre-Tertiary basement rocks in NE Japan (north of the Tanakura Tectonic Line) consist of Cretaceous sedimentary rocks and granitoids of the Abukuma Terrane, and an Ordovician to Cretaceous complex known as the Kitakami Terrane. The northern Kitakami consists mainly of a Jurassic accretionary complex and intrusive Early Cretaceous granitoids; whereas the southern Kitakami comprises Paleozoic high-P metamorphic rocks, shallow-marine sediments of Silurian to Cretaceous ages and intrusive Cretaceous granitoids. The island of Hokkaido is built with a Jurassic accretionary terrane in the west, a Cretaceous-Paleogene forearc basin and accretionary complex with the Hidaka collision belt in the center and a Cenozoic island arc in the east (= Chishima or Kuril arc terrane; Ueda, 2005). In contrast to SW Japan, the available geochemical and Sr-Nd isotopic data suggest that the granitoids from NE Japan are quite “juvenile”, derived by partial melting of sources with dominant mantle component [Jahn et al., 2014a].

In the island of Hokkaido, Paleogene and Neogene granitoids are volumetrically small but widespread in central Hokkaido (Hidaka Belt). New zircon geochronology reveals three distinct magmatic episodes at (1) 45–46 Ma (3 granites), (2) 37.0 ± 0.5 Ma (1 granite), and (3) 18–19 Ma (5 granites and 1 gabbro). All granites possess volcanic arc chemical characteristics. Their REE patterns are fractionated, with distinct negative Eu anomalies. The Sr-Nd and zircon Hf isotopic signatures demonstrate their juvenile characteristics. The Eocene granites were most probably generated by melting of subducted accretionary complex in a prolonged period from 46 to 37 Ma in a supra-subduction zone; whereas the Miocene granites were formed by melting of accretionary complex in a back-arc rifting setting. In both cases, the accretionary complex was dominated by the subducted mafic crust and “ocean plate stratigraphy” with little Paleozoic or older crustal component [Jahn et al., 2014a]. Hokkaido provides an excellent example of juvenile crust addition to the continental crust.

New zircon dating on the granitoids from the Sikhote-Alin Range [Jahn et al., 2014b] indicates that the granitoids occurring in the coastal area (south of 45°N), in the Tauka Zone, were emplaced from ca. 90 to 56 Ma; whereas those emplaced along the Central Sikhote-Alin Fault, in the Samarka Zone, were intruded during ca. 110 to 75 Ma. The “oldest” monzogranite (131 Ma) was intruded to the west of the Central Fault and within the Khanka Terrane. Whole-rock Sr-Nd isotopic compositions suggest that the granitoids were derived from mixture of juvenile and recycled source rocks in variable proportions. This is corroborated by the Sm-Nd model ages (650–1300 Ma). Zircon Hf isotopic data ( $e_{\text{Hf}}(T)$  = mainly between 0 to +15) indicate that the zircon grains were crystallized from magmas with a clearer signature of juvenile protoliths than the WR Sr-Nd isotope data may indicate. Oxygen isotopic compositions (Valui et al., 2008) come to a similar conclusion regarding the significant contribution of juvenile protolith in the generation of granitic rocks.

A comparison between the orogens of the Paleo-Asian and Western Pacific Tectonic Realms leads to the following conclusions. (1) The crustal development of NE Japan (juvenile) is distinguished from that of SW Japan (juvenile + recycled); NE Japan (with Hokkaido) is quite similar to the Junggar Terrane and the Lake Zone of Mongolia (CAOB), whereas SW Japan is more comparable with the composite Tianshan orogen. (2) Accretionary orogens could be distinguished by the nature of the accreted lithological assemblages. Orogens with dominantly island arc assemblage would contain granitoids with juvenile characters. This is best exemplified by the granitoids of NE Japan (Hokkaido included) and many terranes of CAOB, such as the Junggar Terrane of China (e.g., Chen and Jahn, 2004; Tang et al., 2012) and the Lake Zone of Mongolia [Kovach et al., 2011]; (3) By contrast, orogens with accretionary complexes developed in a Precambrian continental margin would have granitic rocks with more crustal signature. This is represented by SW Japan, in which the “recycled Precambrian crust” component is significant in the granitoid magma generation; (4) the isotopic signature of SW Japan may support the tectonic model of Maruyama et al. [1997] and Isozaki et al. [2010] in which Proto-Japan was initially developed along the coast of SE China, and shared a similar source region (the Cathaysia) with Taiwan during the late Paleozoic to late Mesozoic. The shared source of SW Japan-Taiwan-SE China is shown by the Nd isotopic signatures and inherited zircon age patterns; (5) Sr-Nd isotopic differences are observed between SW Japan, NE Japan and Sikhote-Alin, suggesting that the existing tectonic correlation schemes [e.g., Khanchuk et al., 2001] of Sikhote-Alin with the Japanese Islands should be revisited with the new age and isotopic constraints; (6) New Sr-Nd-Hf isotopic data for the Western Pacific Accretionary Orogens (Japanese Islands and the Russian Far East, or Sikhote-Alin) indicate that the proportion of juvenile crust produced may be comparable with that in the Central Asian Orogenic Belt.

## REFERENCES

- Chen B., Jahn, B.M. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence // *J. Asian Earth Sci.* 2004. V. 23. P. 691–703.
- Isozaki, Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: a new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *The Island Arc*. 1996. V. 5. P. 289–320.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T., Yanai, S. New insight into a subduction-related orogeny: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 82–105.
- Jahn, Bor-ming. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic. In: *Aspects of the Tectonic Evolution of China* (eds., J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison) // *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 2004. N 226. P. 73–100.
- Jahn, Bor-ming. Accretionary orogen and evolution of the Japanese islands: implications from a Sr-Nd isotopic study of the Phanerozoic granitoids from Japan // *American Journal of Science*. V. 310, 1210–1249.
- Jahn, B.M., Usuki, Masako, Usuki, T., Chung, S.L., 2014a. Generation of Cenozoic granitoids in Hokkaido (Japan): constraints from zircon geochronology, Sr-Nd-Hf isotopic and geochemical analyses, and implications for crustal growth // *American Journal of Science*. 2010. V. 314, 704–750.
- Jahn, B.M., Valui, G., Kruk, N., Gonevchuk, V., Usuki, M., Wu, J.T. Mesozoic to Paleogene granitic intrusions in Sikhote-Alin (Russian Far East): zircon geochronology, whole-rock geochemistry and tectonic implications. 2014b (in preparation).
- Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: a view from the Russian side // *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*. 2001. V. 55, 275–91.
- Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskii A. M., Kotov A.B., Terent’eva L.B. Composition, sources, and growth mechanisms of continental crust in the Lake Zone of the Central Asian Caledonides: II. Geochemical and Nd isotopic data // *Petrology*. 2011. V. 19. p. 417–444.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Sal’nikova E.B., Larin, A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23, 605–627.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G., Terabayashi, M. Paleogeographic Maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. V. 6. P. 121–142.

- Sengor A.M.C., Natal'in B. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1996. V. 24. P. 263–337.
- Tang G.J., Wyman D.A., Wang Q., Li J., Li Z.X., Zhao Z.H., Sun W.D. Asthenosphere–lithosphere interaction triggered by a slab window during ridge subduction: Trace element and Sr–Nd–Hf–Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeiites in the western Junggar area (NW China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. V. 329–330. P. 84–96.
- Ueda H., 2005. Accretion and exhumation structures formed by deeply subducted seamounts in the Kamuikotan high-pressure/temperature zone, Hokkaido, Japan. *Tectonics*, v. 24, 1–17.
- Valui G.A., Moskalenko E.Yu., Strizhkova A.A., Sayadyan G.R. Oxygen isotopes in the Cretaceous–Paleogene granites of Primorye and some problems of their genesis // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2008. V. 2. P. 150–157.
- Wang, Tao, Jahn, B.M., Kovach V.P., Tong Y., Hong D.W., Han B.F. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos*. 2009. V. 110. P. 359–372.

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И U-Pb ЦИРКОНОВЫЙ ВОЗРАСТ  
ПЛАГИОГРАНОДИОРИТОВ НОВОАЛЕКСЕЕВСКОГО МАССИВА,  
СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ**

**Е.А. Зинькова<sup>1</sup>, П. Монтеро<sup>2</sup>, Ф. Беа<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия  
zinkova@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Университет г. Гранада, Испания, pilar\_montero@me.com*

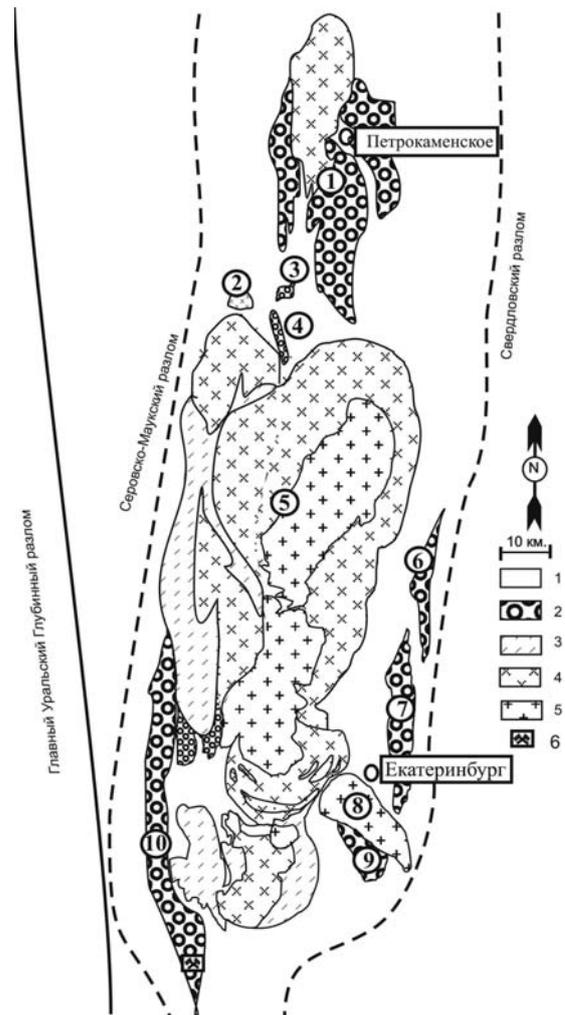
В Восточно-Уральской мегазоне гранитоиды различных формаций образуют протяженный субмеридиональный пояс. Преобладающими здесь являются батолитоподобные массивы тоналит-гранодиоритовой формации, в апикальных частях которых развиты малые гранитные интрузии с дайковыми полями и с золотоносными кварцевыми жилами и околорудными метасоматитами листовенит-березитовой формации. В экзоконтактах батолитов, кроме малых интрузий-сателлитов (Середовинский, Свердловский и др.), присутствуют также гипабиссальные массивы предшествующих им гранитоидов базальтоидной габбро-гранитной формации. Такими массивами на Среднем Урале считаются: Осиновский, Пановский, Балтымский, Шувакишский, Ширококореченский, Новоалексеевский (см. рисунок), с большей частью которых сопряжены различные по величине месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации. Возраст большинства этих массивов не установлен, геохимически они также слабо изучены, поэтому до сих пор нет четкого их разграничения. Полученные новые данные по геохимии и изотопному возрасту гранитоидов Новоалексеевского массива позволяют уточнить геодинамическую обстановку их образования.

Новоалексеевский массив расположен в юго-западной экзоконтактовой зоне крупного Верхисетского батолита на Среднем Урале (см. рисунок) и вмещает крупное месторождение золота – Крылатовское. Массив представляет собой линейно вытянутое в меридиональном направлении (6×48 км) тело. На западе он контактирует с породами дегтярской свиты предположительно среднедевонского возраста, а на востоке – с более молодыми гранитоидами Верхисетского массива, а также с вулканитами кунгуровской свиты предположительно раннедевонского возраста. Следует отметить, что внутри кунгуровской свиты картируются многочисленные тела и дайки плагиогранодиоритов новоалексеевского комплекса [Зенков и др., 1984]. Согласно данным геологического доизучения [Копанев и др., 1999], массив имеет трехфазное строение. Породы первой фазы представлены в основном габброидами и чаще всего образуют не-

Схема расположения массивов в южной части Верхисетско-Туринской зоны. Составлена по материалам Д.А. Двоглазова, Г.Н. Кузовкова, Д.С. Вагшала (1972–1979 гг.) и авторов.

1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи силурийского(?)–раннедевонского возраста; 2 – породы базальтоидной габбро-гранитной формации; 3–5 – породы тоналит-гранодиоритовой формации (верхисетский комплекс): 3 – малокальциевой тоналит-трондьемитовой (таватуйской) и габбро-диоритовой серий; 4 – калина-тровой тоналит-гранодиоритовой серии; 5 – адамеллит-гранитной серии; 6 – Крылатовское месторождение золото-сульфидно-кварцевой формации.

Цифрами в кружке обозначены массивы: 1 –Краснопольский, 2 – Середовинский, 3 – Осиновский, 4 – Пановский, 5 – Верхисетский, 6 – Балтымский, 7 – Шувакишский, 8 – Свердловский, 9 – Ширококореченский, 10 – Новоалексеевский.



большие ксенолиты и останцы среди пород последующих фаз – плагиогранодиоритов и плагиогранитов, последние преобладают.

Для U-Pb датирования по циркону из плагиогранодиоритов массива была отобрана проба из наиболее свежих и неизмененных пород. Плагиогранодиориты – биотит-роговообманковые светло-серые среднезернистые, с гнейсовидной текстурой породы. Плагиоклаз образует призматические кристаллы, сосюритизирован. Биотит и роговая обманка не затронуты вторичными процессами. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон. Яркая минералогическая черта пород – присутствие порфиридных выделений (5–7 мм) голубоватого кварца. Цирконы выделялись обычным методом, включающим дробление пробы массой 30 кг до фракции – 0.5 мм, выделение тяжелой фракции на концентрационном столе и сепарации в тяжелых жидкостях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную под биноклем. Датирование цирконов проведено на приборе SHRIMP Pe/ mc в лаборатории IBERSIMS (Университет Гранады, Испания). Отобранные вручную цирконы плюс стандарты – несколько зерен циркона Темога, 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 катодоллюминесценции. После интенсивной очистки шайба покрывается золотом толщиной 80 мкм. В каждой выбранной точке анализировалась следующая последовательность изотопов:  $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{204.1}$  фон,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{248}\text{ThO}$ ,  $^{254}\text{UO}$ . Первичный пучок, состоящий из  $^{16}\text{O}^{16}\text{O}_2^+$ , имеет значение интенсивности от 4 до 5 мкА, с диафрагмой Кохлера в 120 мкм, который создает пятно размером 17 x 20 мкм на цели, вторичный кратер составляет 80 мкм, достигая разрешения около 5000 на 1 % высоты пика. Более подробную информацию о процедуре можно почерпнуть в литературе [Black et al., 2003; Williams, 1998]. Обработка данных осуществляется программой SHRIMPTOOLS, специально приспособленной Ф. Беа к IBERSIMS (доступна на сайте [www.ugr.es/~fbae](http://www.ugr.es/~fbae)).

Цирконы представлены идиоморфными коротко-призматическими кристаллами светло-кремового цвета. Катодоллюминесцентные изображения кристаллов циркона показывают наличие тонкоритмичной зональности, параллельной кристаллографическим ограничениям зерен, что указывает на магматическую природу цирконов. Возраст по замерам семнадцати зерен циркона определяется интервалом  $383 \pm 2$  млн лет (СКВО = 0.10) –  $384 \pm 2$  млн лет (СКВО = 2.45).

Таким образом, по результатам U-Pb датирования цирконов, внедрение и кристаллизация плагиогранодиоритов Новоалексеевского массива происходили никак не позднее франского века. Полученные результаты не противоречат существующим геологическим данным о том, что гранитоиды Новоалексеевского массива интродуцируют вулканы кунгурковской свиты предположительно раннедевонского возраста.

Возраст гранодиоритов Новоалексеевского массива ( $384 \pm 2$  млн лет) близок к возрасту долеритовых даек г. Азов ( $382 \pm 4.4$  млн лет,  $387 \pm 4.1$  млн лет), по данным К.С. Иванова [Иванов и др., 2012], фиксирующих реликтовые зоны задугового спрединга на Среднем Урале. Учитывая выше сказанное и тот факт, что гранодиориты Новоалексеевского массива внедрялись в толщи кунгурковской свиты, формирование пород которой, судя по их набору и характеру разрезов, происходило в мелководной обстановке, можно предположить островодужную природу гранитоидов Новоалексеевского массива.

По химическому составу гранитоиды массива проявляют сходство с гранитоидами таватуйской тоналит-трондьемитовой серии Верхисетского массива, а также с гранитоидами Краснопольского массива, расположенного на некотором удалении к северу от Верхисетского батолита. Им свойственно высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.54–5.46 вес. %), пониженное  $\text{K}_2\text{O}$  (1.22–2.30 вес. %),  $\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}$  не превышает 3.4 вес. %, что позволяет относить их к тоналит-трондьемитовым ассоциациям. На диаграмме  $\text{Yb} - \text{Al}_2\text{O}_3$  породы попадают в область высокоглиноземистых (континентальных) трондьемитов с характерным для них пониженным содержанием ТРЗЭ относительно трондьемитов «океанического» типа. Известно, что наиболее широко тоналит-трондьемитовые серии распространены на протерозойских и палеозойских, также на мезозойских и кайнозойских континентальных окраинах, реже встречаются в субвулканических областях островных дуг и в офиолитовых комплексах. Очевидно, что в нашем случае тоналит-трондьемитовые серии связаны с зонами субдукции в окраинно-континентальных областях. Доказательством тому являются не только свойственные им отрицательные аномалии Nb, Zr, положительные аномалии Sr, что характеризует их как надсубдукционные образования, но и время их внедрения. Полученный возраст для гранитоидов Новоалексеевского массива указывает на их внедрение в интервале между событиями задугового спрединга на Среднем Урале и гранитообразованием в окраинно-континентальной обстановке, примером которого служит тоналит-трондьемитовая серия Верхисетского массива и гранитоиды Краснопольского массива с возрастом  $381.8 \pm 6.0$  млн лет [Смирнов и др., 2011].

Таким образом, гранитоиды Новоалексеевского массива и близкие им по возрасту и геохимическим особенностям гранитоиды тоналит-трондьемитовой таватуйской серии и Краснопольского массива представляют

с собой реликты островодужных окраинно-континентальных образований, частично причлененных к более молодым гранитоидам Верхисетского массива.

*Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН 12П-5-1024, гранта РФФИ 12-05-00109-а и при частичной поддержке испанского гранта CGL2008-02864.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Зенков И.И., Южаков И.Г., Бегунов В.В. и др. Отчет: « Объемное геологическое картирование м-ба 1: 50 000 Дегтярской площади в пределах листов О-41-109-В (з.п.), О-41-121-А (в.п.), О-41-121-В (в.п.)» по работам Дегтярской ГСП за 1979-1984 гг. Свердловск. 1984.
- Иванов К.С., Берзин С.В., Ерохин Ю.В. Первые данные об U-Pb возрасте цирконов из реликтовых зон спрединга на Среднем Урале // Докл. РАН. 2012. Т. 443, № 1. С. 78–83.
- Копанев В.Ф., Калугина Р.Д., Стороженко Е.В. Отчет Ольховской ГСП за 1991–1999 гг. Екатеринбург, 1999.
- 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. 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. 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*. 1998. V. 7. P. 1–35.

## ВКЛЮЧЕНИЯ БАЗИТОВОГО СОСТАВА В ГРАНИТОИДАХ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.А. Каллистов

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

Меланократовые включения (базитовые, mafic enclaves) часто встречаются в породах гранитного состава, но в каждом конкретном случае происхождение их различно. Подобные меланократовые включения известны в гранитоидах батолитов западного побережья Северной и Южной Америки, на Урале (Верх-Исетский (Ср. Урал) и др.) массивы), в Западном Забайкалье (Ангаро-Витимский батолит), Восточном Сихотэ-Алине и т. д. [Barbarin, 1991; Pitcher, 1991; Ферштатер и др., 2004; Врублевская и др., 2007; Валуй, 2012]. Иными словами, наличие меланократовых включений является характерной чертой гранитоидных массивов складчатых областей. Челябинский батолит является ярким примером таких объектов.

Челябинский батолит расположен в северной части южного сегмента Восточно-Уральского поднятия и является одним из наиболее крупных гранитоидных тел на Среднем и Южном Урале.

Включения базитового состава широко распространены в составе плутона в позднедевонско-раннекаменноугольных кварцевых диоритах и гранодиоритах, редкие меланократовые включения отмечаются в пермских лейкогранитах (Кременкульский массив, располагающийся в центре Челябинского батолита). К сожалению, значительная часть батолита не доступна для наблюдения. Включения известны в гранитоидах приэндоконтактной части батолита. К настоящему времени накопились свидетельства присутствия в гранитоидах Челябинского батолита различных по природе типов меланократовых включений, среди которых выделяются ксенолиты вмещающих пород – ороговикованные ксенолиты сланцев, а также разнообразные включения пород габбро-диоритового состава, имеющих отчетливую интрузивную структуру, ксенолиты ранних фаз. Часть таких включений, вероятно, являются фрагментами основных расплавов, внедряющихся субсинхронно с более кислыми. В данной работе приводится анализ включений, характеризующихся отчетливой магматической структурой.

Структура пород включений варьирует от тонко- до среднезернистой, чаще – равномернозернистая, иногда – порфириовидная за счет более крупных выделений плагиоклаза и/или роговой обманки. Минеральный состав включений из позднедевонско-раннекаменноугольных кварцевых диоритов и гранодиоритов, в целом, сходен: плагиоклаз (35–45, реже до 60 %), роговая обманка (15–30, редко 60 %), биотит (до 20 %). Плагиоклаз в настоящее время представлен кислым олигоклазом и альбитом; местами плагиоклаз полностью сосюритизирован. Роговая обманка наблюдается как в виде отдельных порфириовидных выделений призматической и игольчатой формы, так и агрегатов зерен неправильной формы; местами актинолитизирована и замещается (нередко полностью) биотитом и эпидотом с образованием титанита и магнетита, хлоритом. Иногда роговая обманка имеет ситовидную структуру из-за нахождения в ней округлых зерен кварца. Биотит преимущественно присутствует в породе как продукт замещения роговой обманки (в агрегатах, преимущественно мелкочешуйчатый); в некоторых случаях является первичным (отдельные более крупные чешуи). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, магнетитом. Из эпигенетических минералов иногда встречаются пирит, карбонат. Иногда породы подвержены частичной перекристаллизации. Нужно отметить, что и сами вмещающие породы – кварцевые диориты, гранодиориты – также подвержены в значительной мере постагматическим изменениям, к которым в приконтактной части плутона добавляется и метасоматоз. Структура включений в пермских лейкогранитах среднезернистая, однородная, реже порфириовидная за счет вкрапленников плагиоклаза. Минеральный состав отличен от такового во включениях в кварцевых диоритах и гранодиоритах: плагиоклаз (около 55 %) в настоящее время представлен основным олигоклазом, нередко слегка сосюритизирован; биотит (до 30-35 %); кварц (до 5 %), калиевый полевой шпат (около 5 %). Из акцессориев в породах присутствуют апатит, циркон, магнетит, а также флюорит, который образует выделения до 0,7 мм. Необходимо отметить, что вмещающие лейкограниты также характеризуются наличием в своем составе флюорита.

Включения в пермских лейкократовых гранитах Кременкульского массива характеризуются интрузивной структурой с гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Содержание и характер распределения редких и редкоземельных элементов во включениях близок вмещающим лейкогранитам. Возможно, включения являются ксенолитами ранних фаз Кременкульского массива, которые на современном эрозионном срезе не наблюдаются.

Химический состав включений из кварцевых диоритов и гранодиоритов, в целом, близок. Во включениях в кварцевых диоритах наблюдаются широкие вариации в содержаниях петрогенных элементов, что может быть связано с разной степенью изменений, в том числе перекристаллизации. Включения в кварцевых диоритах варьируют по содержанию  $\text{SiO}_2$  от 48 до 60 мас. %, тогда как для включений в гранодиоритах характерен диапазон по  $\text{SiO}_2$  от 49 до 54 мас. %. В первых также отмечаются повышенные содержания Nb, Y, Zr. По содержанию редких и редкоземельных элементов, по характеру кривых их распределения почти все включения и в кварцевых диоритах и в гранодиоритах близки между собой. Включения в кварцевых диоритах отличаются общим повышенным уровнем распределения РЗЭ.

При сопоставлении химического состава в парах включение – кварцевый диорит, включение – гранодиорит выявляется ряд отличий, из которых следует, что включения и вмещающие их гранитоиды не имеют генетической связи.

Были проанализированы U-Pb изотопным методом цирконы из меланократового включения в гранодиорите. В результате получен возраст  $361 \pm 3$  млн лет, что соотносится с возрастом вмещающих пород – кварцевых диоритов ( $358 \pm 5$  млн лет) и гранодиоритов ( $361 \pm 4$  млн лет) [Каллистов, 2014]. В то же время, в кварцевых диоритах и гранодиоритах широко распространены дайки преимущественно габбро-диоритового состава по минеральному составу и текстурно-структурным признакам аналогичные или очень близкие рассматриваемым включениям.

По строению меланократовые дайки Челябинского массива можно разделить на две группы: «простые» и «сложные» [Каллистов, Осипова, 2007]. «Простые» дайки характеризуются ровными контактами с вмещающими гранитоидами, выдержанностью по мощности, целостностью по простиранию и отсутствием лейкократовых кайм и просечек; они полностью раскристаллизованы и имеют отчетливо интрузивный облик. «Сложные» дайки по простиранию разделяются на отдельные фрагменты вмещающим гранитным материалом, часто сопровождаются лейкократовыми гранитоидными каймами (по составу от плагиогранита до гранодиорита) и прожилками. Часто отдельные блоки и фрагменты даек имеют округлые очертания. Вблизи материнского сплошного тела эти фрагменты образуют сближенные скопления, рои, а на удалении сохраняются в виде единичных включений. Породы даек и вмещающие гранитоиды не имеют закаленных контактов. Такие дайки интерпретируются как синплутонические [Pitcher, 1991]. Прожилки, мощность и количество которых сильно меняется, разделяют дайки на угловатые или округло-угловатые «обломки» и часто содержат ксенолиты как вмещающих гранитоидов, так и пород даек. Сложные дайки такого строения рассматриваются как результат частичного плавления материала базитовых даек, внедряющихся в еще не закристаллизованное гранитоидное тело [Ферштатер и др., 2004].

Химический состав включений и даек, в целом, сходен. Общее содержание РЗЭ в породах даек и включений также близко, однако включения характеризуются несколько повышенным общим уровнем РЗЭ. В дайках наблюдаются достаточно широкие вариации как по суммарному содержанию РЗЭ, так и по степени дифференцированности кривой их хондрит-нормированного распределения.

В одной из синплутонических даек из лейкократовой просечки были проанализированы U-Pb изотопным методом цирконы. Полученное значение возраста  $361 \pm 4$  млн лет подтвердило время их внедрения, близкое к времени становления вмещающих гранитоидов.

Приведенные данные по включениям в ранних фазах Челябинского батолита позволяют интерпретировать, по крайней мере, часть рассматриваемых включений как фрагменты базитовых даек, удаленные от материнского сплошного тела и испытавшие воздействие вмещающей или ассоциирующей гранитной породы. В данном случае дайки и включения имеют единую природу.

Таким образом, широко распространенные в среднепалеозойских гранитоидах меланократовые включения с явно магматической структурой имеют, вероятно, различную природу. Эти различия выражаются и в вариации содержания петрогенных компонентов, и в распределении редких и редкоземельных элементов. В то же время, большая часть включений, по-видимому, является в разной степени переработанными фрагментами синхронных или субсинхронных среднепалеозойским гранитоидам базитовых даек.

*Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект № 12-С-5-1036.*

#### ЛИТЕРАТУРА

Валуи Г.А. Автолиты в гранитах Восточного Сихотэ-Алиня – результат дифференциации расплава (по данным Nb-Sr изотопии) // Литосфера. 2012. № 2. С. 55–66.

- Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Цыренов Б.Ц. Роль процессов контаминации в формировании Хангинтуйского гранитоидного массива, Западное Забайкалье // *Литосфера*. 2007. № 6. С. 71–92.
- Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Меланократовые дайки и включения в гранитоидах Челябинского массива// Ежегодник-2007 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 164–168.
- Каллистов Г.А. Длительность и этапы становления пород Челябинского гранитоидного батолита // Ежегодник-2013 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014 (в печати).
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М.П., Скэрроу Дж. Роговообманковые 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. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 135–153.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. Granitoids of the Uralides^ Implications for the Evolution of the Orogen // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present Geophysical Monograph*. 132. Copyright by the American Geophysical Union. 2002. P. 211–232.
- Pitcher W.S. Synplutonic dykes and mafic enclaves// *Enclaves and Granite Petrology*/ J.Didier, B. Barbarin(ed.). Development in Petrology. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, 1991. P. 389–391.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

**И.В. Кармышева<sup>1,2</sup>, В.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>, В.А. Яковлев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*  
*iri@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

Западный Сангилен расположен в пределах Тувино-Монгольского массива Центрально-Азиатского складчатого пояса. Тектоническая эволюция Западного Сангилена отражает смену геодинамических обстановок — от коллизионной (режим сжатия 540–480 млн лет) до сдвиговой (режим растяжения, 480–430 млн лет). Каждый этап, отвечая определенной геодинамической обстановке, характеризуется собственными условиями проявления метаморфизма, магматизма и тектоническими деформациями в регионе [Владимиров и др., 2005; Барабаш и др., 2007; Кармышева, 2012 и др.].

В геологическом строении данного региона выделяются два метаморфических блока — Мугуро-Чинчилигский и Эрзино-Нарынский, сочлененные Эрзинской тектонической зоной. Заложение Эрзинской зоны произошло на пике коллизионных событий (525–510 млн лет). Эволюция тектонической зоны включает в себя два этапа, отличающихся кинематикой деформаций: взбросовый (510–480 млн лет), связанный с режимом сжатия, и левосдвиговой (480–430 млн лет), сопровождающийся активным растяжением по системе тектонических нарушений [Владимиров и др., 2005; Кармышева, 2012].

На рубеже 470–430 млн лет получило широкое развитие трещинная тектоника. Петрологическим индикатором этой стадии являются многочисленные комбинированные базит-гранитные дайки [Изох и др., 2004; Владимиров и др., 2005 и др.], расположенные преимущественно в южной части Западного Сангилена в междуречье рек Эрзин и Нарын и на правом берегу р. Эрзин.

В настоящей работе проводится анализ комбинированных базит-гранитных даек двух опорных полигонов, расположенных в пределах Эрзинской тектонической зоны: 1 — междуречье рек Эрзин и Нарын, участок «Стрелка»; 2 — правобережье р. Эрзин, участок «Эрзинский».

На Эрзинском участке салическая часть пород представлена мелкозернистыми гранитами и лейкогранитами, а мафическая — мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами. На участке «Стрелка» дайки сложены крупнозернистыми порфиридовидными граносиенитами и калишпатовыми гранитами, мелкозернистыми роговообманковыми габбро и роговообманковыми монцогаббро.

На участке «Стрелка» вмещающими породами комбинированных даек являются параавтохтонные гранитоиды Нижнеэрзинского габбро-монцодиорит-граносиенит-лейкогранитного массива (491.6±9.5 млн лет, 489.4±2.6 млн лет, U-Pb [Козаков и др., 1999]; 486±10 млн лет, 490±9.5 млн лет, Rb-Sr [Петрова, Костицын, 2001]). Видимая протяженность даек варьирует от нескольких десятков до сотен метров, мощность от 15–20 см до 3,5 м. Контакты с вмещающими породами имеют неясный характер, в контактовой части наблюдаются отдельные нодулы базитов в гранитном материале. Базиты слагают тела округлой удлиненной, неправильной формы, гранитоиды заполняют пространство между ними. Внутренняя структура даек характеризуется сетчато-фестончатыми, сетчато-нодульными, брекчиевидными текстурами, с абсолютным преобладанием базитов, которые пронизаны многочисленными прожилками кислого состава. Отмечается наличие кляксообразных тел базитов с пламене-видными контактами, пронизанные жилами крупнозернистых гранитоидов. Контакты между основными и кислыми породами варьируют от ровных с отсутствием переходной зоны, до «рваных» и постепенных. Роговообманковые габбро и монцогаббро характеризуются каймой из крупнозернистых агрегатов роговой обманки в зоне контакта. Переходные зоны могут иметь разную ширину и сложное строение.

Формирование комбинированных даек участка «Стрелка» может быть описано моделью Х. Хьюперта и С. Спаркса [Huppert, Sparks, 1988], когда внедрение базитовых расплавов (Нижнеэрзинский массив) приводит к разогреву и плавлению метаморфических пород. Пульсационный характер инъецирования основных расплавов приводит как к появлению повторных эвтектических выплавов, так и к реоморфизму ранних гранитоидов. Разница температур кристаллизации кислых и основных магм обеспечивает не только переплавление гранитоидов, но и быструю консолидацию базитовых расплавов. Переплавленный гранитный материал, в свою очередь, прорывает и облекает фрагментированные части тел базитов [Изох и др., 2004; Васюкова и др., 2008].

Дайки Эрзинского участка прорывают мигматит-граниты эрзинского комплекса, их мощность варьирует от 0.5 м до 2.5 м. Контакты с вмещающими породами секущие и резкие. Граниты комбинированных даек

часто угловатые обособления диоритов и остроугольные ксенолиты вмещающих пород, сохраняющих свою внутреннюю структуру. Контактной измененности вокруг даек не наблюдаются. На границе гранитоидов и вмещающих пород, а также в сопряженных трещинах во вмещающих породах, часто наблюдаются пегматоидные обособления. Во внутреннем строении даек выделяются округлые, линейно расположенные тела базитов, прорванные гранитоидными жилами. Внутренняя текстура даек характеризуется сетчато-фестончатой, сложно-пятнистой структурой. Для всех типов контактов характерно отсутствие зон перехода, ороговикования и контактовой оторочки. В шлифах диоритов отмечаются линейные структуры – параллельно вытянутые агрегаты плагиоклаза и роговой обманки.

По структурно-текстурным признакам исследованные комбинированные дайки можно разделить на две группы: 1) дайки, расположенные внутри крупных тел гранитоидов, с образованием узких зон переходного состава между основными и кислыми породами; 2) жильный тип с четкими контактами с вмещающими метаморфическими породами.

Согласование стадийности базитового магматизма Западного Сангиленга, пространственного расположения и текстурно-структурных характеристик комбинированных даек, позволяет связать их внедрение и становление, как минимум, с двумя этапами тектонической активизации в пределах Западного Сангиленга.

Ранний этап коррелируется с заложением Эрзинской тектонической зоны на рубеже 510-490 млн лет, сопровождающийся внедрением базитовых расплавов (Нижнеэрзинский и Баянкольский габбро-монцодиоритовые массивы). Формирование комбинированных даек происходило на мезоабиссальных и абиссальных гипсометрических уровнях, что обеспечило сохранение длительного субликвидусного теплового режима при их становлении и относительно продолжительный период консолидации даже мелких порций базитового расплава. Как следствие, в комбинированных дайках можно наблюдать пламенеvidные и фестончатые контакты, переходные зоны гибридизации.

Поздний этап отвечает рубежу 465-460 млн лет, когда происходило активное растяжение Сангиленского фрагмента орогенной структуры по системе сдвиговых зон, внедрение и становление Башкымугурского массива габбро-монцодиоритов (464.6±5.7 млн лет, U-Pb [Козаков и др., 1999], 465±1.2 млн лет, Ar-Ar [Изох и др., 2001], 464±5 млн лет, Rb-Sr [Петрова, 2001]). Эрзинская тектоническая зона была реактивирована и претерпела фрагментацию с нарушением сплошности и развитием трещинно-жильных образований, в том числе, комбинированных даек. Становление последних происходило на более высоких гипсометрических уровнях земной коры и, соответственно, при более низких температурах. Появление систем сопряженных трещин, были благоприятны для совместного внедрения расплавов кислого и основного состава в локальные зоны растяжения. Однако, относительно низкие температуры во вмещающих породах обеспечили быстрое остывание и консолидацию основных расплавов, что отразилось на структурно-текстурных характеристиках комбинированных даек – резкие контакты как с вмещающими породами, так и между контрастными по составу магматитами, отсутствие зон гибридизации, наличие остроугольных ксенолитов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП ОНЗ-10.3, ПФИ №77), проектов РФФИ № 14-05-00747, № 14-05-00498.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барабаш Н.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. 40Ar/39Ar-датирование деформаций трансформно-сдвигового этапа эволюции ранних каледонид Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 2. С. 226–232.
- Васюкова Е.А., Изох А.Э., Лавренчук А.В. Петрология сингранитных ордовикских даек (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2008. Т. 1. С. 56–58.
- Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангиленга (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.
- Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высокит температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
- Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А. Дайковый комплекс Западного Сангиленга – проявление ордовикского мантийного магматизма // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 1. С. 143–144.

- Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (ЮВ Тува) // Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 16 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирилова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология. 1999. Т. 7, № 6. С. 631–643.
- Петрова А.Ю. Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 2001. 26 с.
- Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилен (Ю-В Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2001. С. 261–263.
- Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // Journal of Petrology. 1988. V. 29, N 3. P. 599–624.

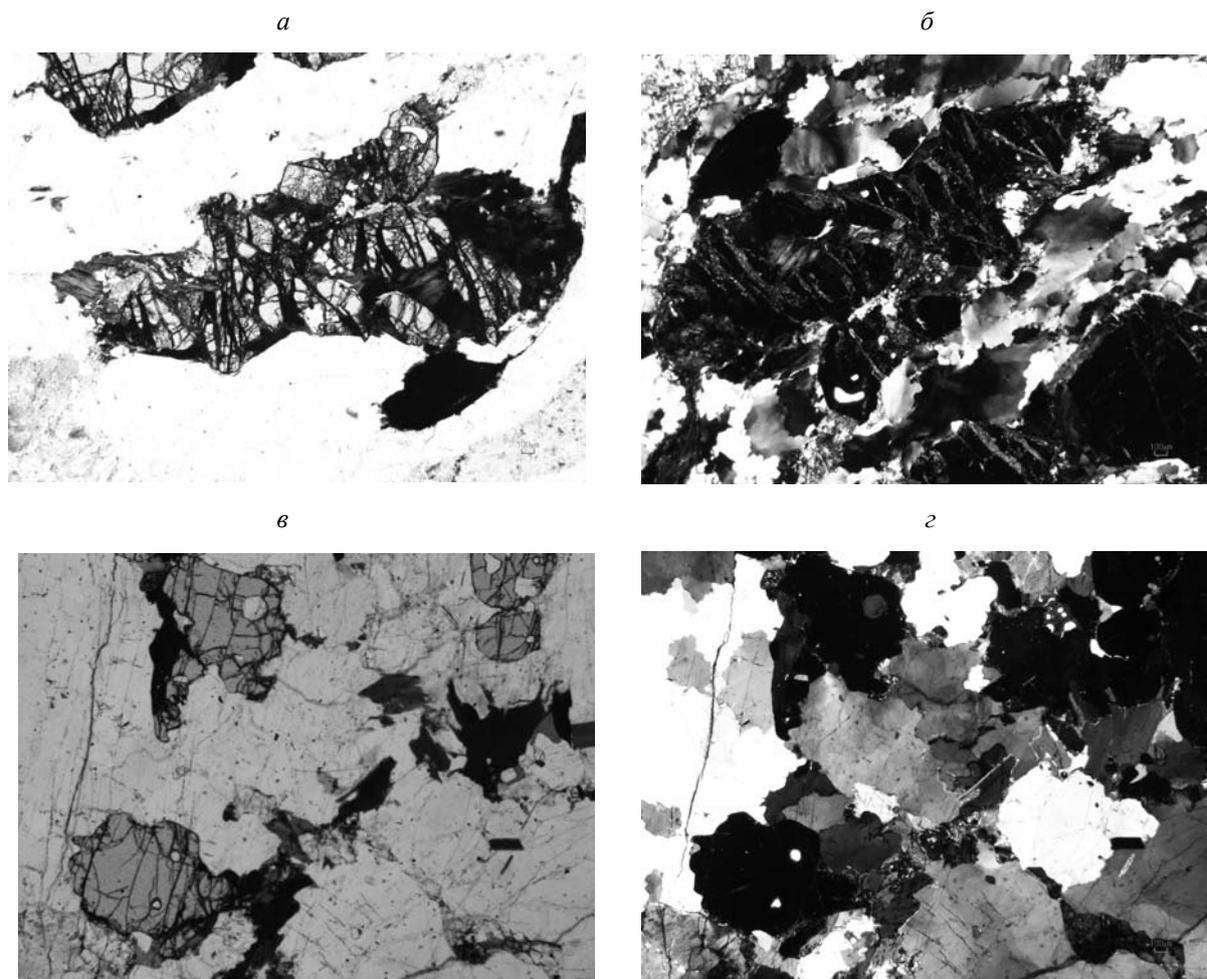
## ГРАНАТ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КИРОВОГРАДСКОГО И НОВОУКРАИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н.М. Коновал

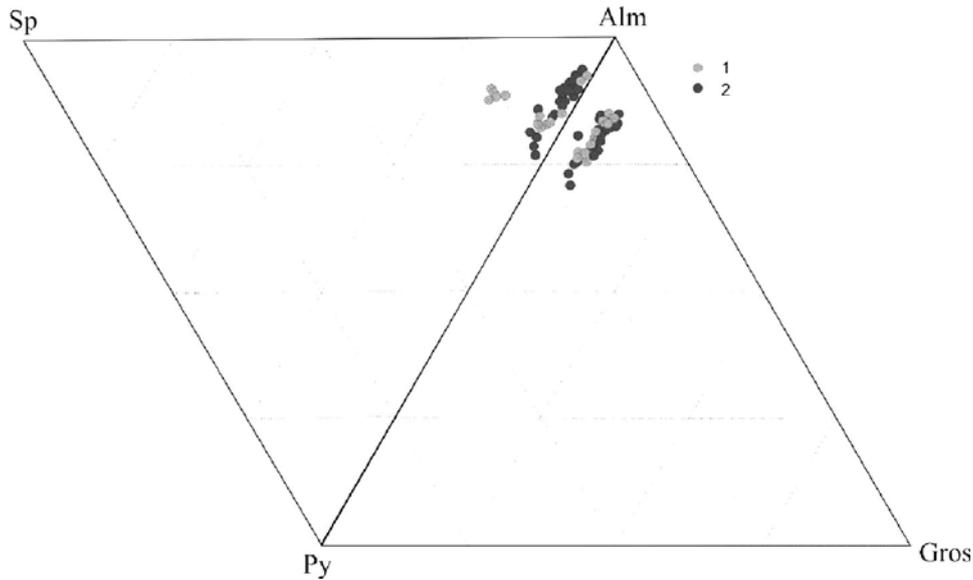
*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененка НАН Украины,  
Киев, Украина, nasa246@ukr.net*

Гранат в кировоградских гранитоидах представлен изометрическими кристаллами, как правило, разбитыми густой сетью трещин. Химический состав гранатов пегматитов и гранитов кировоградского комплекса существенно отличается. Так, гранаты пегматитов и гранитов кировоградского комплекса в сравнении с гранитоидами новоукраинских, а также с гранатами гранитоидов бердичевского и побужского комплексов обогащены спессартиновым компонентом и обеднены пироповым. Содержание последнего возрастает от гранатов кировоградского комплекса через бердичевский к побужскому.

Гранаты гранат-биотит-эулитовых гранитоидов Новоукраинского массива (рис. 1) и гранат чарнокитов Боковьянського массива вошли в подтип В<sub>1</sub> [Усенко и др., 1980]. Гранаты этого подтипа наблюдаются в ассоциации с биотитом, эулитом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и кварцем. Часто наблюдаются ильменит и очень редко магнетит, содержание которых меняется от аксессуарных количеств до 3%; основность плагиоклаза может меняться в значительных пределах.



**Рис. 1.** Микроструктурные особенности гранитоидов кировоградского и новоукраинского комплекса: гранат в одном николе (а) и скрещенных николях (б) кировоградского комплекса и гранат в одном николе (в) и скрещенных николях (z) новоукраинского комплекса.



**Рис. 2.** Диаграмма минального состава граната из гранитоидов: 1 - гранат из кировоградских гранитоидов; 2 - гранат из новоукраинских гранитоидов.

Гранат-биотит-эулитовые гранитоиды Новоукраинского массива характеризуются высокой железистостью (до 87), и, соответственно, высокую железистость имеет и гранат из этих пород. Такие гранитоиды с указанным парагенезисом (Гр + Би + Эул) оказываются наиболее богатыми щелочами, при этом количество калия в два раза больше, чем натрия. Этот факт подтверждает ранее сделанные выводы [Маракушев и др., 1965] о том, что высокожелезистые парагенезисы возможны лишь в условиях повышенной щелочности (особенно калиевости). Как отмечалось многими исследователями [Маракушев и др.; 1965; Шеремет и др., 2010], парагенезис ромбического пироксена с биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом и иногда с гранатом типично чарнокитовый и в случае низкой железистости этих минералов является характерным для условий высокого давления и высокой температуры. Аналогичные парагенезисы с высокой железистостью (новоукраинские гранитоиды), например:  $\text{Gr}_{82-92,5} + \text{Эул}_{73,1-82} + \text{В}_{60,5-73}$ , свидетельствуют о более низком давлении при такой же температуре и повышенной щелочности. С понижением температуры гиперстен и гранат разлагаются на биотит и кварц  $\text{Гип} + \text{Гр} + (\text{H}_2\text{O}) = \text{Би} + \text{Кв}$ . Верхней границей этого парагенезиса в условиях повышенной щелочности является реакция возникновения ассоциации ортоклаза с фаялитом:  $\text{Гип} + \text{Гр} + (\text{K}_2\text{O}) = \text{Фа} + \text{Орт}$ . Кроме высокой железистости минералы этого парагенезиса, гиперстен и биотит имеют низкую глинозелимость, что также свидетельствует о высокой щелочности расплавов.

В целом же в кировоградских и новоукраинских гранитах гранаты подобные, составленные преимущественно из алмандинового минала (81%) (рис. 2) (с низким магнием и кальцием). По химическому составу являются практически идентичными ранее опубликованному гранату из ортопироксен- и фаялит-содержащего чарнокит-монцонита (по терминологии А.Н. Голуб [Голуб, 1978; Усенко и др., 1980] с Войновского карьера Новоукраинского массива. Однако, все же, исходя из имеющихся микрозондовых исследований и литературных данных, можно утверждать, что гранаты кировоградских гранитов содержат больше марганца (0,13–6,35 % MnO), чем гранаты Новоукраинского массива. В этом отношении они имеют некоторое сходство с породами гондитовой формации, и поэтому отнесение их к апелитовым образованиям является достаточно убедительным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Голуб Е.Н. Биотиты из гранитоидов новоукраинского комплекса / Е.Н. Голуб // Геол. журн. 1978. № 1. 132 с.  
 Маракушев А.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов / А.А. Маракушев, И.А. Тарарин. – Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.  
 Породообразующие гранаты Украинского щита / [И.С.Усенко, Р.Я. Белевцев, Т.Г. Щербакова и др.]. Киев : Наук. думка, 1980. 176 с.  
 Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита / Е.М. Шеремет, С.Г. Кривдик, П.И. Пигулевский и др. Донецк: Ноулидж, 2010. 289 с.

**ТИПОМОРФИЗМ АПАТИТА В ГРАНИТОИДАХ УРАЛА НА ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ  
ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ( $D_3$ -С) ОТ СУБДУКЦИОННОГО  
К АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОМУ И ТРАНСФОРМНОМУ (ВНУТРИПЛИТНОМУ)**

**Е.В. Коновалова, В.В. Холоднов**

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

Урал представляет собой складчатую систему полного геодинамического цикла. В процессе формирования этого эпикоеанического орогена участвовали ассоциации режимов раздвижения, сдвижения и трансформации. Для Урала выделены эпохи проявления сдвиговой составляющей в субдукционном и аккреционно-коллизиионном процессах («косая субдукция» и «косая коллизия») [Иванов, 1998; Пучков, 2000, 2010]. В позднем силуре-раннем девоне и позднем девоне-раннем карбоне в процессе смены геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизиионный и трансформный проявилась смена магматизма характерная для зон скольжения литосферных плит [Ханчук, Мартынов, 2011 и др.], с широким развитием субщелочного и щелочного магматизма внутриплитного типа. Ранее, в работе [Холоднов и др., 2014] нами детально рассмотрены процессы косой субдукции и трансформного тектонического режима в период  $S_2$ - $D_1$  на Среднем и Северном Урале. В это время здесь происходило субсинхронное образование мантийных внутриплитных, мантийно-коровых надсубдукционных и анатектических коровых гранитоидных серий. Используя состав апатита, установлена принадлежность вещественных комплексов к тому или иному типу магматизма и оценена возможная перспектива пород на различные типы оруденений.

Магматические ассоциации, о которых ниже пойдет речь, завершают островодужный магматизм. Они распространены в главных вулканогенных зонах Урала – Тагильской (ТЗ) и Магнитогорской (ММЗ). На Среднем и Южном Урале представлены надсубдукционными габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными массивами окраинно-континентального типа (далее ГТГГ тип). С формированием этих комплексов [Ферштатер и др., 2010] связаны проявления гидротермального золотого оруденения, в частности Березовское месторождение на Среднем Урале и др.

Интрузивные комплексы ГТГГ типа позднедевонского-каменноугольного возраста в ММЗ пользуются наибольшим распространением в северной её части. Они представлены крупным преимущественно адамеллит-гранитным Ахуново-Карагайско-Петропавловским (АКП) ареалом. Смешанные геохимические признаки, характерные для внутриплитных и надсубдукционных образований, являются диагностическими и для отнесения магматических интрузий этого ареала к производным трансформных обстановок зон скольжения литосферных плит [Ханчук, Мартынов, 2011; Холоднов и др., 2009]. Гранитоидные ассоциации, формирующие этот комплекс, являются либо дифференциатами мантийной базитовой магмы, связанной с деструкцией новообразованной коры в зоне коллизиионно-сдвиговых (рифтогенных) деформаций (Петропавловский массив, Уйскоборский), либо производными длительного водного корового анатексиса первично мантийного сильно деплетированного субстрата (Ахуновский и Карагайский массивы). Массивы комплекса различаются по возрасту и составу гранитоидных интрузий: калинатровая серия – Петропавловский ( $347 \pm 8.6$  млн лет) и Уйскоборский ( $304 \pm 4.8$ ); малокалиевая – Ахуновский ( $306.8 \pm 1.8$ ) и Карагайский ( $304 \pm 4.8$ ) [Холоднов и др., 2009].

Для пород более глубинного мезоабиссального ( $P_{\text{общ}} \sim 4-5$  кбар) Петропавловского (габбро-диорит)-граносиенит-гранитного массива, исходя из составов гидроксилсодержащих темноцветных минералов и апатита в работе [Холоднов, 2013], дана оценка их хлоро- и фтороносности. Апатит из пород габбро-диоритового состава (ранние фазы) имеет зональный характер распределения галогенов в зерне: наблюдается тенденция повышения содержания Cl от центра к краю (от 1.05 до 1.60 мас. % и выше, соответственно), при обратных соотношениях для F от 2.60–2.90 мас. % в центре и, со спадом на периферии до 2.16 мас. %. Такой тип зональности накопления хлора в апатите в процессе кристаллизации пород габбрового состава характерен для многих уральских массивов с титаномангнетитовой минерализацией [Холоднов, Бушляков, 2002]: Волковский массив, Куйбасовский и др. массивы. Следует отметить, что в габбро Петропавловского массива титаномангнетитовая минерализация присутствует в заметных концентрациях. При формировании более поздней габбро-граносиенитовой серии пород состав апатита отражает изменившийся состав магматогенного флюида, который менее обогащен фтором и резко от габбро к граносиениту обеднен хлором, при росте концентраций сульфатной серы. Содержание Cl в апатите минимально 0.01–0.02 мас. %. Содержания  $SO_3$  нарастают от

0.01–0.04 мас. % в габбро и до 0.10–0.26 мас. % в граносиените. Таким образом, на основе относительно невысоких содержаний фтора в апатите до 2.9 мас. % сделан вывод о крайне низкой фтороносности Петропавловского массива. Такая изменчивость в режиме флюидных элементов-минерализаторов свидетельствует о том, что флюидно-металлогеническая специализация массива изменялась во времени. Для раннего этапа формирования характерен хлорофильный парагенезис рудных элементов (Fe, V, Cu, Zn и др.), с возможным образованием среднетитанистой титаномагнетитовой и постмагматической железо-медно-скарновой минерализации. На позднем этапе в составе магматогенного флюида начинает преобладать парагенезис сульфурофильных рудных элементов (Au, Ag, Mo, Cu и др.) с возможным формированием гидротермальной золото-сульфидной (с халькопиритом и молибденитом) или полиметаллической минерализации.

Ахуновская и Карагайская интрузии по возрасту и вещественному составу наиболее близки к окраинно-континентальным образованиям Среднего Урала (поздние серии Верхисетского массива и Шарташская гранитная интрузия ( $302 \pm 3$  млн лет) [Прибавкин, Пушкарев, 2013]). Массивы ахуново-карагайского комплекса менее глубинные в сравнении с Петропавловской интрузией. Их формирование происходило на фоне спада давления до 2.5–1.3 кбар. По данным [Холоднов и др., 2009] первичные отношения Sr в наиболее поздних гранитах имеют примитивные значения, характерные для производных мантийных магм ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.70414 – для Ахуновского, 0.70411 – для Карагайского). Хлор для апатита и других гидроксилсодержащих минералов этих массивов не характерен. Это согласуется с эволюцией металлогении этих пород. Содержание фтора в апатитах увеличивается от гранодиоритов Ахуновского массива (2.14–2.90 мас. %) к адамеллит- и гранит-порфирам Карагайского массива (3.0–3.96 мас. %). С ростом фтора увеличивается содержание  $\text{SO}_3$  до 0.30–0.45 мас. % в апатитах из даек адамеллит- и гранит-порфиров. Для апатитов из рассматриваемых плутонов, как и для апатитов из пород Шарташского массива и Березовского месторождения [Коновалова и др., 2013] наблюдается некоторая дискретность, выраженная в резком уменьшении содержания серы от центра зерна к краю (от 0.56 мас. % до 0.10 мас. %, соответственно). Наиболее богатые серой и фтором апатиты имеют и самые высокие содержания SrO до 1800 г/т. Исследователи [Холоднов и др., 2009] отмечают некоторый рост содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  в наиболее кремнистых породах в направлении от Ахуновского к Карагайскому. По многим геохимическим параметрам массивы малокалиевой серии пород АКП легли на «тренд» эволюции состава пород Верхисетского (в апатите –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70415\text{--}0.70425$ ) и золотоносного Шарташского (в апатите –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70440$ ) массивов на Среднем Урале [Коновалова, Холоднов, 2014]. Породы массивов бедны Th, U, Nb и Ta, что отличает их от позднеостроводужной (Верхнеуральской) и позднеорогенной (Степнинской) серий пород, для которых характерны более высокие содержания этих литофильных РЭ. Для пород массивов свойственны низкие содержания Cu и Mo, но повышенные Zn и Pb (до 50 г/т), W (до 0.85 г/т).

Данные особенности состава апатита для рудоносных массивов окраинно-континентального типа, специализированных на золотое кварцево-жильное оруденение с шеелитом, являются типоморфными. Такая специализация ахуново-карагайского комплекса подтверждается присутствием кварцевожильной золото-шеелитовой минерализацией (кварцевые жилы Воронцовская, Ахуновская и др.).

Уйскоборский массив является наиболее поздним и наименее глубинным в АКП ареале ( $P_{\text{общ}} \sim 0.30$  кбар). Для гранитов массива характерны очень низкие примитивные мантийные значения первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70404$ , что указывает на отсутствие загрязнения исходной мантийной магмы коровым веществом. Породы массива обогащены калием. Содержание фтора в апатитах заметно ниже, чем в поздних гранит-порфирах ахуново-карагайского комплекса, что составляет в среднем 2.80 мас. %. Содержание хлора в апатитах повышено до 0.14 мас. %. Для пород характерны низкие содержания SrO,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SO}_3$ . На основе приведенных данных можно сделать вывод о неблагоприятном прогнозе рудной (в частности редкометалльной) минерализации, которая, возможно, могла быть генетически связанной с этим массивом.

Изложенные типоморфные особенности апатита позволяют обсуждать условия петрогенезиса и минерализации рассмотренных гранитоидных комплексов. Состав апатита отражает изменения во флюидном магматическом режиме, который в свою очередь, определяется сменой геодинамических обстановок.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В., Прибавкин В.С., Замятин Д.А. Элементы-минерализаторы (сера и галогены) в апатитах Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения // Литосфера. 2013. № 6. С. 65–72.
- Коновалова Е.В., Холоднов В.В. Апатит как петрологический индикатор постостроводужного мантийно-корового тоналит-гранодиорит-гранитного магматизма ( $D_3 - C_2$ ) и его золотоносности // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, ме-

- таморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2014. С. 82–84.
- Прибавкин С.В., Пушкарёв Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb- изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Докл. РАН. 2011. Т.438. № 3. С.369–373.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С.65–84.
- Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Мат-лы Всерос. конф. с международ. участием. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Бородина Н.С. Гранитоидный магматизм северной части Магнитогорской мегазоны: петрогенезис, геохимическая и металлогеническая эволюция (Au, Mo, W и др.) // Вестн. Уральского отд-ния РМО. № 6. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 124–142.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Замятин Д.А., Салихов Д.Н. Флюидные элементы-минерализаторы (галогены и сера) при эволюции состава и потенциальной рудоносности крупного Ахуново-Петропавловского ареала орогенного гранитоидного магматизма на севере Магнитогорской мегазоны // Ежегодник-2012. Труды Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Вып. 160. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. С. 167–175.
- Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Роль трансформной сдвиго-раздвиговой тектоники в формировании и размещении различных генетических типов гранитоидов и ассоциированных с ними месторождений Тагильской мегазоны на этапе инверсии геодинамического режима ( $S_2 - D_1$ ) // Ежегодник-2013. Труды Института геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН. Вып. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014 (в печати).

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Н.В. Костенко

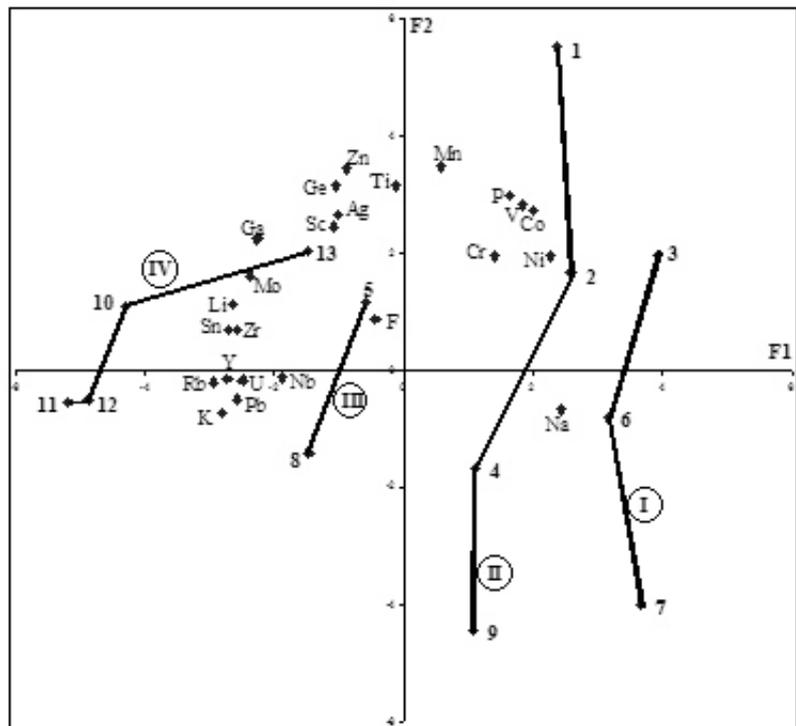
*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев, Украина,  
kny@univ.kiev.ua*

Учитывая значительный объем аналитической информации, для изучения геохимической эволюции докембрийских гранитоидов Украинского щита (УЩ) были использованы методы математической статистики. С этой целью в режиме метода главных компонент (R-метод) был проанализирован микроэлементный состав 13 основных видов и разновидностей этих пород, наиболее распространенных на территории региона, а именно: диоритов, кварцевых диоритов, эндербитов, чарнокитов, гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов, нормальных гранитов, лейкогранитов, гранитов рапакиви, гранитов рапакививидных, субщелочных гранитов, граносиенитов. Для факторного анализа использовались средние содержания 24 химических элементов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Pb, Zn, Ag, Ga, Ge, Sn, Mo, Nb, Zr, Sc, Y, U, P, K, Na, Li, Rb, F). В результате проведенных исследований были установлены следующие закономерности геохимической эволюции гранитоидных пород докембрия УЩ, что наглядно демонстрируется факторной диаграммой (см. рисунок). В первую очередь, привлекает внимание четкое разделение гранитоидных пород на четыре эволюционных породных ряда: 1) эндербиты, тоналиты, плагиограниты; 2) диориты, кварцевые диориты, чарнокиты, лейкограниты; 3) гранодиориты, нормальные граниты; 4) граносиениты, граниты рапакиви, субщелочные граниты, рапакививидные граниты. Два из них, а именно эндербит-плагиогранитный и граносиенит-рапакививидный, по петросоставу оказались идентичными геологическим формациям, выделенным К.Е. Есипчуком [1988] на основании геологических данных, которые, по результатам наших исследований, фиксируют первую и третью стадии формирования докембрийской континентальной земной коры УЩ, согласно представлениям этого исследователя. Вторую стадию гранитообразования (чарнокит-гранитную, по К.Е. Есипчуку), маркируют выделенные нами породные образования второго и третьего эволюционных рядов. Как следует из диаграммы, геохимическая эволюция гранитоидов первых трех рядов направлена вдоль оси  $F_2$  (о чем свидетельствуют соответствующие тренды их микроэлементного состава), а пород четвертого ряда в большей степени подконтрольна оси  $F_1$ . При этом, в связи с первым фактором, на долю которого приходится 44 % общей дисперсии, выделяются две полярные ассоциации элементов: 1) Ni

и его литофильный спутник Na характеризуются значимыми положительными факторными нагрузками; 2) Rb, K, Sn, Li, Y, Zr, Pb, U, Mo, Ga – значимыми отрицательными. Полярность таких петрогенных элементов, как Na и K, в структуре фактора  $F_1$  позволяет интерпретировать его как фактор петрохимической эволюции гранитоидных магматических расплавов, проявившейся на породном уровне в последовательной смене выделенных в

Диаграмма факторных нагрузок и факторных значений гранитоидных пород УЩ в координатах первых двух факторов.

Основные виды гранитоидных пород:  
1 – диориты; 2 – кварцевые диориты; 3 – эндербиты; 4 – чарнокиты; 5 – гранодиориты; 6 – тоналиты; 7 – плагиограниты; 8 – нормальные граниты; 9 – лейкограниты; 10 – граниты рапакиви; 11 – граниты рапакививидные; 12 – субщелочные граниты; 13 – граносиениты.  
Римскими цифрами в кружках обозначены номера породных рядов.



разрезе земной коры УЩ гранитоидных рядов соответствующего петросостава, фиксируя, таким образом, четырехэтапный характер процесса гранитообразования на его территории. В то же время, к положительной части оси фактора  $F_2$  (29,5 % общей дисперсии) приурочены Mn, Zn, Ti, Ge, P, V, Co, Ag, Sc. Элементов со значимыми отрицательными факторными нагрузками, входящими в структуру этого фактора, нет. Трактовка фактора 2 неоднозначна, но скорее всего он отражает первичную геохимическую специализацию исходных образований.

Выявленное в результате проведенных исследований разделение гранитоидных пород на отдельные породэволюционные группы свидетельствует, что, в целом, в докембрии УЩ произошло четыре, а не три, согласно [Есипчук, 1988], больших этапа (мегацикла) их становления с последовательной сменой вещественного состава гранитоидов во времени. При этом гранитоиды первых трех породных рядов, характеризующихся на факторной диаграмме субпараллельными вертикальными трендами, являются продуктами дифференциации более «примитивного» гранитоидного магматизма, петрохимически и геохимически зависимого от вещественного состава субстрата. В целом, появление этих породных образований связано с геосинклинальным этапом развития земной коры региона в докембрии. В то же время существенное изменение ориентации тренда пород четвертого эволюционного ряда (под более тупым углом к первым трем) указывает на перестройку структурного плана земной коры УЩ на рубеже перехода от геосинклинального этапа ее развития к субплатформенному и платформенному с четко выраженным интрузивным магматизмом. Выявленная этапность в проявлении гранитоидного магматизма в докембрии исследуемого региона интересна с точки зрения металлогении его породных производных, поскольку это позволяет более уверенно прогнозировать выявление соответствующих типов эндогенного оруденения в зависимости от их петросостава.

#### ЛИТЕРАТУРА

Есипчук К.Е. Петролого-геохимические основы формационного анализа гранитоидов докембрия. Киев, 1988. 262 с.

## ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

**Ц.Д. Котлер<sup>1,2</sup>, С.В. Хромых<sup>1,2</sup>, Н.Н. Крук<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>, О.В. Навозов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup>*ТОО «Геологоразведочная компания «Топаз», Усть-Каменогорск, Казахстан*

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит является важнейшей частью Алтайской коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. Порода батолита прорывает девон-каменноугольные отложения Калба-Нарымского террейна, который интерпретируется как преддуговой бассейн. С северо-востока Калба-Нарымский батолит ограничен Иртышской сдвиговой зоной, которая является крупнейшим трансрегиональным разломом в Центральной Азии.

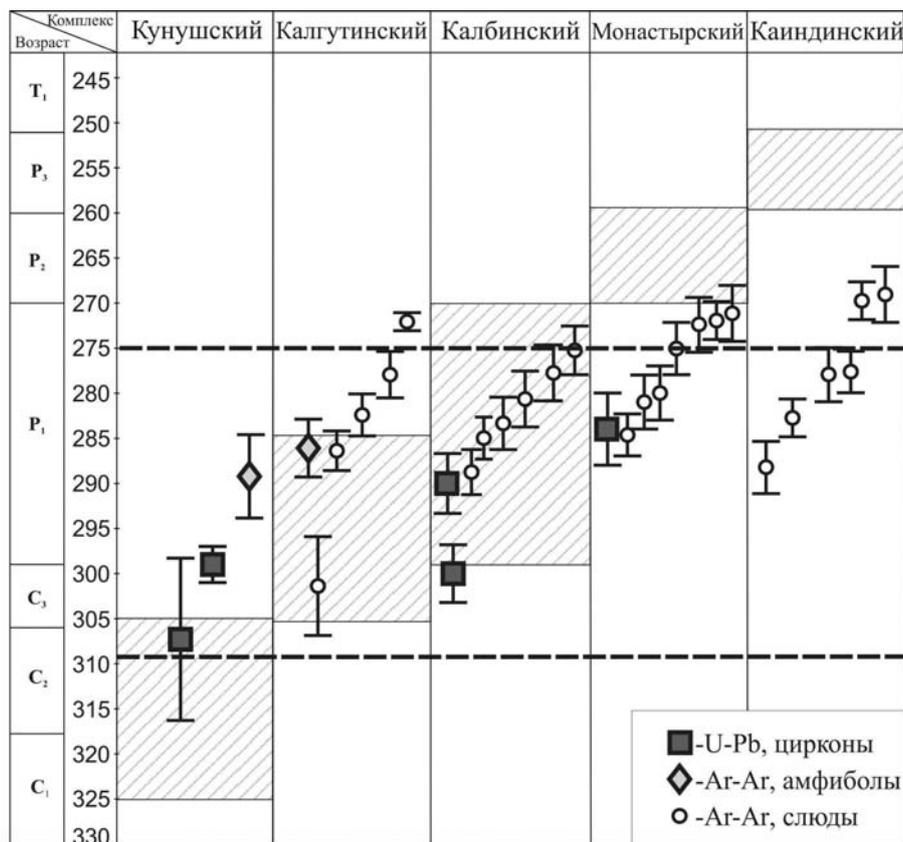
Гранитоиды Калба-Нарымского батолита давно привлекают особое внимание исследователей в связи с разработкой богатых редкометалльных месторождений (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W). Основываясь на детальном геологическом исследовании взаимоотношений гранитоидов различных типов, было установлено значительное разнообразие, слагающих батолит магматических комплексов, а общее время его формирования оценивалось в интервале почти 100 млн лет [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 2000].

В последние годы, в рамках геологического доизучения территории Восточного Казахстана, были получены новые геологические, петрологические, Ar/Ar и U/Pb геохронологические данные по внутреннему строению и возрасту гранитоидов Калба-Нарымского батолита. В строении батолита выделено пять гранитоидных комплексов [Навозов и др., 2011]. Наиболее ранние – кунушский и калгутинский, породы которых слагают мелкие единичные гипабиссальные массивы, вулканические и вулканолуптонические структуры, а также даковые пояса северо-западного простирания. Они представлены биотитовыми плагиогранитами (кунушский комплекс), калий-натровыми гранодиоритами и гранитами, дацитами и риодацитами (калгутинский комплекс). Основной объем (около 70 %) Калба-Нарымского батолита слагают породы калбинского комплекса, формирующие крупные пластообразные массивы мощностью до 2–3 км, сложенные биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами. С гранитами калбинского комплекса традиционно связываются поля и пояса редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупные месторождения Li, Be, Cs, Ta и Nb. Наиболее поздними являются породы монастырского и каиндинского комплексов, формирующие цепочку крупных самостоятельных изометричных массивов по юго-западному флангу батолита. Монастырский комплекс представлен двуслюдяными гранитами и лейкогранитами, каиндинский – порфиридовидными биотитовыми гранитами.

Полученные в последние годы новые геохронологические данные по Восточному Казахстану ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок и пять U-Pb датировок по всем гранитоидным комплексам, рис. 1.) позволяют определить максимальный интервал формирования гранитоидных комплексов Калба-Нарымского батолита в ~ 30 млн лет, от позднего карбона до границы ранней и средней перми (305–275 млн лет) [Котлер и др., 2014]. При этом полученное для гранитов монастырского комплекса U-Pb методом по цирконам значение возраста в  $284 \pm 4$  млн лет позволяет предполагать верхнюю возрастную границу формирования гранитоидов калбинского (слагающих основной объем батолита) и более ранних комплексов не позднее 280 млн лет.

Первые полученные Sm-Nd изотопные данные [Крук и др., 2007] позволили установить, что гранитоиды калбинского и монастырского комплексов имеют промежуточные изотопные характеристики между породами метабазитового основания Калба-Нарымского террейна и выполняющими его осадочными толщами, приближаясь к последним. В настоящей работе авторами получены новые Sm-Nd данные, подтверждающие ранее высказанные предположения и позволяющие установить основные черты эволюции гранитоидов Калба-Нарымского батолита (рис. 2).

Для плагиогранитов кунушского комплекса установлены параметры  $\epsilon\text{Nd}(t) = +6.7$ ,  $T_{\text{DM-2st}} = 525$  млн лет, что подтверждает формирование этих пород из сильно деплетированного источника, предположительно из фрагментов палеоокеанической коры, залегающих в основании Калба-Нарымского террейна [Крук и др., 2007]. По Rb-Nb-гранодиоритам калгутинского комплекса были получены более низкие содержания  $\epsilon\text{Nd}(t) = +3.33\text{--}3.44$ ,  $T_{\text{DM-2st}} = 795\text{--}804$  млн лет., что свидетельствует об участии в формировании гранодиоритов этого комплекса оса-



**Рис. 1.** Сводка возрастных данных по гранитоидам Калба-Нарымского батолита. Серым фоном показаны принятые ранее интервалы формирования магматических комплексов. Пунктиром проведен предполагаемый возрастной интервал формирования гранитоидов батолита.

дочных и метаморфических пород Калба-Нарымского террейна. Для гранитоидов калбинского комплекса, формирующих основную часть батолита, эти характеристики изменяются интервале  $\epsilon Nd(t) = +0.92-2.07$ ,  $T_{DM-2st} = 904-1006$  млн лет и близки к показателям осадочно-метаморфических толщ. Изотопные характеристики пород кунушского, калгутинского и калбинского комплексов позволяют подтвердить ранее сделанные выводы [Крук и др., 2007] о формировании гранитоидов в рамках постепенного подъема фронта гранитообразования – от пород океанического основания Калба-Нарымского террейна (кунушский комплекс плагιοгранитов) и «гибридных» пород со смешанными источниками (калгутинский комплекс), до образования основной части батолита (калбинский комплекс) за счет плавления осадочно-метаморфогенных толщ. При этом возможно синхронное формирование пород кунушского и калгутинского комплексов за счет разных источников.

Для лейкогранитов монастырского комплекса наблюдается увеличение значений  $\epsilon Nd(t) = +3.50-4.32$ ,  $T_{DM-2st} = 704-773$  млн лет, что близко к значениям для калгутинского комплекса. Процессы дифференциации гранитоидов калбинского комплекса могли привести к формированию гранит-лейкогранитов монастырского комплекса, но при этом их изотопные характеристики не изменились или уменьшились бы до нулевых и отрицательных значений. Учитывая, что массивы гранитоидов монастырского комплекса слагают крупные самостоятельные интрузии, можно предполагать, что их появление явилось результатом нового импульса эндогенной активности с повторным прогревом основания Калба-Нарымского террейна и вовлечением его вещества в процессы гранитообразования. Формирование гранит-лейкогранитов при этом было связано с переплавлением рестигов от выплавления предыдущих гранитоидных комплексов или плавлением лейкосом мигматитов в основании террейна. Наиболее поздние граниты каиндинского комплекса имеют  $\epsilon Nd(t) = +1.60$ ,  $TDM-2st = 931$  млн лет, что свидетельствует о их формировании за счет тех же осадочно-метаморфогенных толщ, что и калбинского комплекса.

Исходя из полученных геохронологических и изотопных данных, можно предположить, что формирование Калба-Нарымского батолита проходило в два этапа (300–295 млн. лет и 285–280 млн лет), каждый из ко-

**Рис. 2.** Диаграмма “Возраст –  $\epsilon_{Nd}(t)$ ” для пород Калба-Нарымского гранитоидного батолита.

1 – плагиограниты кунушского комплекса; 2 – гранодиориты калгутинского комплекса; 3 – граниты калбинского комплекса; 4 – лейкограниты монастырского комплекса; 5 – граниты каиндинского комплекса.

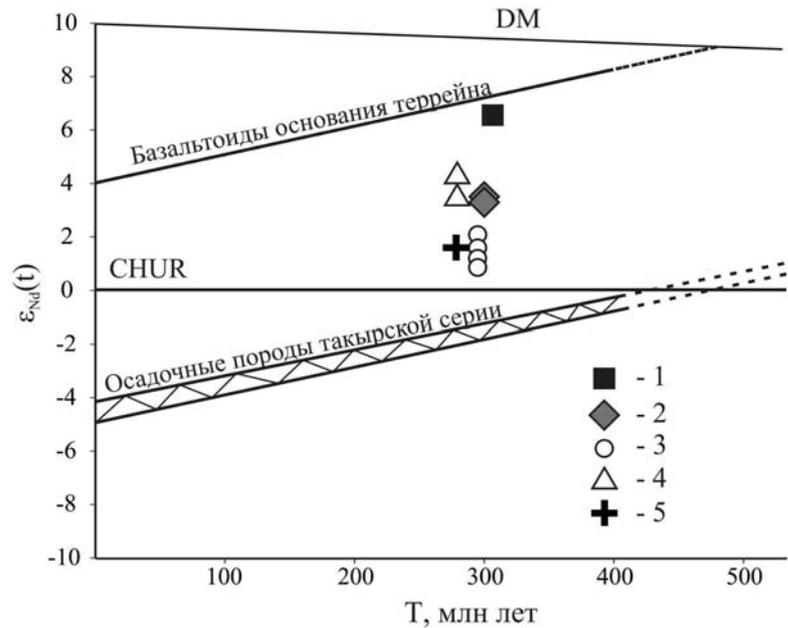
торых был инициирован глубинными эндогенными процессами с плавлением метабазитового основания террейна и последующим подъемом фронта гранитообразования. Этот вывод согласуется с подтвержденными двумя этапами базит-ультрабазитового магматизма на территории Восточного Казахстана с формированием субщелочных габброидов аргимбайского комплекса ( $293 \pm 2$  млн лет.) и пикритовидов максутского комплекса ( $280 \pm 2$  млн лет.) [Хромых и др., 2013]. Аналогичные этапы эндогенной активности отмечаются геохронологическими исследованиями габброидных и гранитоидных комплексов Северо-Западного Китая, являющихся южным продолжением геологических структур Алтайской коллизионной системы (300–280 млн лет [Chen et al., 2010]).

Широкое проявление разнообразного магматизма в коротком временном интервале свидетельствует о масштабном прогреве литосферы южной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в результате воздействия Таримского мантийного плюма [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Намеченные два этапа эндогенной активности, в результате которых произошло формирование Калба-Нарымского гранитоидного батолита могут быть объяснены с позиций модели взаимодействия термохимических плюмов с литосферой [Добрецов и др., 2010], согласно которой ранний и поздние этапы этого взаимодействия разделены интервалом в 10–15 млн лет, обусловленным временем реакции вязкой тугоплавкой литосферы. Применительно к Калба-Нарымскому батолиту в течение раннего этапа были сформированы гранитоиды кунушского, калгутинского и калбинского комплексов, а через 10–15 млн. лет – гранитоиды монастырского и каиндинского комплексов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект партнерских фундаментальных исследований № 17), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Лопатников В.В. и др., Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // М.: Наука. 1982. 248с.
- Дьячков Б.А. и др., Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса // Алматы: Гылым, 1994. 208с.
- Щерба Г.Н. и др., Большой Алтай: Геология и металлогения. Том 1: геологическое строение // Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
- Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. № 2. С. 32–40
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Навозов О.В. и др. // Докл. РАН. 2014 (в печати).
- Крук Н.Н., Куйбыда М.Л., Владимиров А.Г., Лепехина Е.Н., Травин А.В. Возраст, состав и Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов Калба-Нарымской зоны (Восточный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 5. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 1. С. 123–125.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохи-



- мия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
- Chen JF, Han BF, Ji JQ, Zhang L, Xu Z, He GQ, Wang T Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 137–152.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 11591187

## THE EVOLUTION OF KALBA-NARYM BATHOLITH GRANITOIDS (EASTERN KAZAKHSTAN)

**P.D. Kotler<sup>1,2</sup>, S.V. Khromykh<sup>1,2</sup>, N.N. Kruk<sup>1,2</sup>, A.G. Vladimirov<sup>1,2</sup>, O.V. Navozov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk*

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

<sup>3</sup>*“Topaz” Geological exploration company LTD, Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan*

Kalba-Narym granitoid batholith, located on the territory of Eastern Kazakhstan, is one of the largest intrusion on the territory of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). Batholith is an important part of the Altai Collision System, formed in the late Paleozoic collision between Siberian and Kazakhstan continents [Buslov et al., 2003; Vladimirov et al., 2003]. Batholith rocks intrude Devonian-Carboniferous sediments of Kalba-Narym terrane, which is interpreted as a forearc basin. From the northeast Kalba-Narym batholith is bounded by Irtysh Shear Zone, which is the largest transregional fault in Central Asia.

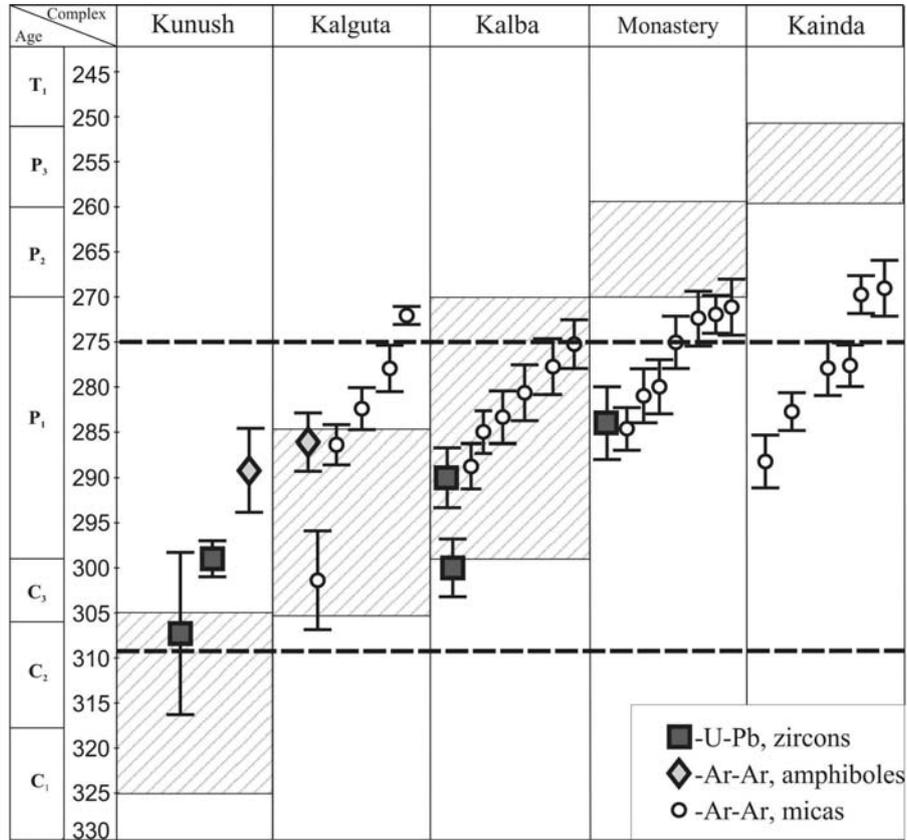
Granitoids of Kalba-Narym batholith attracted particular attention of researchers in relation to the development of rich rare-metal deposits (Li-Rb-Cs, Ta-Nb, Sn-W). Based on detailed geological studies of granitoids relationships, it was found a significant variety of composing batholith magmatic complexes, and the total time of its formation was assessed in the range of almost 100 million years [Lopatnikov et al, 1982; D'yachkov et al, 1994; Shcherba et al, 2000].

In recent years, within the additional geological exploration of East Kazakhstan was received new geological, petrological, Ar/Ar and U/Pb geochronological data of the internal structure and age of Kalba-Narym granitoid batholith. Kalba-Narym granitoid batholith is composed of rocks of five intrusive complexes [Navozov et al., 2011]. The earliest complexes are Kunush and Kalguta complexes, which compose small hypabyssal massifs volcanic and volcanoplutonic structures and northwest trending dike belts They are represented by biotite plagiogranites (Kunush complex), potassium-sodium granodiorites and granites, dacite and rhyodacite (Kalguta complex). The main part (approx. 70 %) of Kalba-Narym batholith is presented by rocks of Kalba complex, forming large massifs up to 2–3 km thickness, composed of biotite granodiorite, biotite- and two-mica granites. Kalba granites associate with the formation of the fields and zones of rare metal pegmatites, forming large deposits of Li, Be, Cs, Ta and Nb. The youngest rocks of batholith are the rocks of Monastery and Kainda complexes, which form chain of large isometric massifs on the south-western side of the batholith. The Monastery complex is represented by leucogranites and two-mica granites, Kainda - by porphyritic biotite granite.

Obtained in recent years new geochronological data ( $^{26}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and 5 U-Pb ages) allow us to determine the maximum interval of granitoid complexes formation in ~35 million years, from the Late Carboniferous to the border of Early and Middle Permian (310–275 million years, see Fig. 1). [Kotler et al., 2014]. Obtained  $284 \pm 4$  Ma for the granites of the Monastery complex suggests the upper limit of the formation of Kalba complex granites and earlier complexes not later than 280 million years.

The first results of Sm-Nd isotopic investigation [Kruk et al., 2007] have allowed to establish, that the granitoids of Kalba and Monastery complexes have intermediate isotopic characteristics between rocks of Kalba-Narym terrane metabasic basement and its sedimentary strata, closer to the latter. In the present work the authors have obtained new Sm-Nd data confirming the earlier assumptions and allowing to establish the main features of the evolution of Kalba-Narym batholith granitoids (see Fig. 2).

For plagiogranites of Kunush complex defined parameters  $\epsilon\text{Nd}(t) = +6.7$ ,  $T_{\text{DM-2st}} = 525$  Ma, which confirms the formation of these rocks from strongly depleted source, presumably from fragments of paleoceanic crust, lying at the basement of Kalba-Narym terrane [Kruk et al, 2007]. On Px-Hbl-granodiorites of Kalguta complex were obtained lower content of  $\epsilon\text{Nd}(t) = +3.33-3.44$ ,  $T_{\text{DM-2st}} = 795-804$  Ma, that indicating involvement in the granodiorite complex



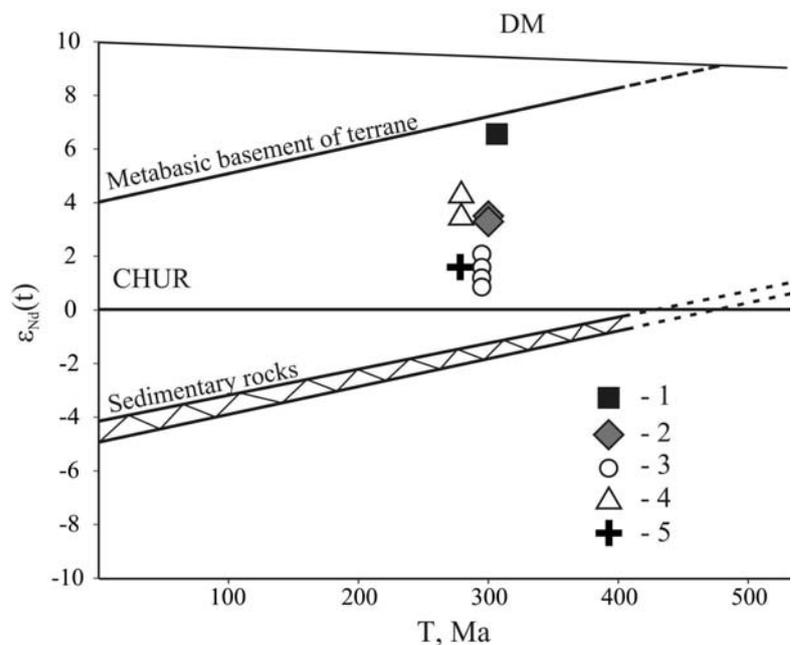
**Fig. 1.** Summary of age data on granitoids of Kalba-Narym batholith. Gray background shown previously adopted intervals of magmatic complexes formation. Dotted lines show the age limits of Kalba-Narym batholith formation.

formation of sedimentary and metapelitic rocks. For Kalba complex granitoids, forming the main part of the batholith, these characteristics vary in interval  $\epsilon_{Nd}(t) = +0.92-2.07$ ,  $T_{DM-2st} = 904-1006$  Ma and close to sedimentary-metamorphic rocks. Isotopic characteristics of Kunush, Kalguta and Kalba complexes rocks allow to confirm previous conclusions on the granitoids formation [Kruk et al., 2007] as a result of gradual lifting of granite-formation front – from the oceanic basement rocks of Kalba-Narym terrane (Kunush plagiogranites complex) and “hybrid” rocks with mixed sources (Kalguta complex), to the formation of the batholith main part (Kalba complex) by the melting of sedimentary-metamorphic rocks. It is possible the synchronous formation of Kunush and Kalguta rocks complexes due to different sources.

For leucogranites of the Monastery complex there are an increase of this values  $\epsilon_{Nd}(t) = +3.50-4.32$ ,

**Fig. 2.** Diagram "Age -  $\epsilon_{Nd}(t)$ " for rocks of Kalba-Narym granitoid batholith.

Legend: 1 – plagiogranites of Kunush complex; 2 – granodiorites of Kalguta complex; 3 – granites of Kalba complex; 4 – leucogranites of Monastery complex; 5 – granites of Kainda complex.



$T_{DM-2st} = 704\text{--}773$  Ma, which is close to the values of Kalguta complex. Kalba complex granitoids differentiation processes could lead to the formation of granite-leucogranite of Monastery complex, but their isotopic characteristics should not have to change or would be reduced to zero and negative values. Since granitoid massifs of Monastery complex compose large independent intrusions, we can assume that their appearance is the result of a new pulse of endogenous activity with repeated heating of the Kalba-Narym terrane basement and with involvement in granite-formation processes of its material. Granite-leucogranite formation was associated with remelting of restites from previous melting or melting of leucosomes of migmatites in the basement of the terrane. The most recent granites of Kaında complex have  $\varepsilon Nd(t) = +1.60$ ,  $T_{DM-2st} = 931$  Ma, indicating that they are formed from the same sedimentary-metamorphic strata as Kalba complex.

From received geochronological and isotopic data, it can be assumed that the formation of the Kalba-Narym batholith was held in two stages (300–295 Ma and 285–280 Ma) each of which was initiated by the deep endogenous processes with the melting of metabasic basement of terrane and subsequent rise of granite-formation front. This finding is consistent with two phases of basic-ultrabasic magmatism in the Eastern Kazakhstan, which was accompanied by the formation of sub-alkaline gabbros of Argimbay complex (293±2 Ma) and picritoids of Maksut complex (280±2 Ma) [Khromykh et al., 2013]. A similar process of endogenous activity are marked by geochronological studies of gabbroic and granitoid complexes of the Northwest of which is the southern continuation of geological structures of the Altai Collision System (300–280 million years [Chen et. al., 2010]).

Wide development of diverse magmatism in a short time interval indicates the largescale lithosphere warming of southern part of the Central Asian Orogenic Belt as a result of the Tarim mantle plume influence [Borisenko et al, 2006; Dobretsov et al, 2010]. Identified two stages endogenous activity, which have led to the formation of Kalba-Narym granitoid batholith, can be described from the position on the model of interaction between thermochemical plume with lithosphere [Dobretsov et al., 2010], according to which the early and late stages of this interaction are separated by an interval of 10–15 million years, due to the reaction time of the viscous refractory lithosphere. Applied to the Kalba-Narym batholith during the early stages were formed granitoids of Kunush, Kalguta and Kalba complexes and after 10–15 million years - granitoids of Kaında and Monastery complexes.

*This work was financially supported by the Presidium of the Russian Academy of Sciences (Basic Research partner project № 17), the Council for Grants of the the Russian Federation President for supporting of young scientists – PhD (Project MK-1753.2012.5).*

## REFERENCES

- Buslov M.M., Vatanabe T., Smirnova L.V., Fudzhivara I., Ivata K., de Grave I., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.K. The role of strike-slip in Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan orogenic regions // *Russian Geology and Geophysics*, 2003. V. 44, N 1.P. 49–75.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V. Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogens // *Russian Geology and Geophysics*. 2003. V. 44. N 12.P. 1321–1338.
- Lopatnikov V.V. et al. Magmatism and ore content of Kalba-Narym area of East Kazakhstan. M.: Nauka. 1982. 248 p.
- D'yachkov B.A. et al. Granitoid and ore formation of Kalba-Narym belt // *Almaty: Gylym*, 1994. 208 p.
- Shcherba G.N. et al. Great Altai: Geology and Metallogeny: Geological Construction // *Almaty: Gylym*, 1998. 304 p.
- Navozov O.V., Solyanik V.P., Klepikov N.A., Karavayeva G.S. Unresolved issues of spatial and genetic relationship of some types of minerals with intrusions of Kalba-Narym and Western-Kalba zones of Greater Altai // *Geology and protection of subsoil. Almaty, "Kazgeo"*. 2011. N 4. P. 66–72.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Navozov O.V. et al. // 2014. *Doklady Earth Sciences* (in print).
- Kruk N.N., Kuybida M.L., Vladimirov A.G., Lepekhina Ye.N., Travin A.V. Age, composition and Sm-Nd isotope systematics of Kalba-Narym zone granitoids (East Kazakhstan) // *Geodynamic evolution of lithosphere Central-Asian Mobile Belt (from ocean to continent): Proceedings of the conference*. Edition. 5. Irkutsk: Institute of Earth Crust SB RAS, 2007. V. 1. P. 123–125.
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop'yev I.R., Azimbayev Ye., Lobanov S.S. Petrology and geochemistry of gabbros and picritoids of Hercyn Altai collisional system: evidence of Tarim plume activity // *Russian Geology and Geophysics/* 2013. V. 54. N 10. P. 1648–1667.
- Chen JF, Han BF, Ji JQ, Zhang L, Xu Z, He GQ, Wang T Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 137–152.
- Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Obolenskiy A.A. Permo-Triassic mineralization in Asia and its relation to the plume magmatism // *Russian Geology and Geophysics/* 2006. V. 47, N 1. C. 166–182.
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. Thermochemical model of Eurasian Permo-Triassic mantle plumes as a basis for identifying of formation patterns and prognosis for the formation of copper-nickel, nobly and rare metal deposits // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51, N 9. P. 1159–1187.

**Ar-Ar ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ  
КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)**

**П.Д. Котлер<sup>1,2</sup>, С.В. Хромых<sup>1,2</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2</sup>, Б.А. Дьячков<sup>3</sup>, А.В. Травин<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>  
Д.С. Юдин<sup>1</sup>, Н.Н. Крук<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup>*Восточно-Казахстанский государственный технический университет,  
г. Усть-Каменогорск, Казахстан*

Калба-Нарымский гранитоидный батолит в Восточном Казахстане, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. С гранитоидами Калба-Нарымского батолита связаны крупные редкометалльные месторождения (Ta-Nb, Li-Rb-Cs, Sn-W). Наиболее важные из них представлены крупными жилами редкометалльных пегматитов с богатой литиевой, цезиевой, оловянной и тантал-ниобиевой минерализацией (Белогорское, Юбилейное и другие месторождения).

Основываясь на тесной пространственной приуроченности, формирование редкометалльных месторождений связывают с гранитоидами I фазы калбинского комплекса, слагающими основную объём интрузивных пород Калба-Нарымского батолита [Пушко, Навозов, 2010; Дьячков, 2012]. Согласно последним U-Pb изотопно-геохронологическим исследованиям [Котлер и др., 2014], возраст формирования биотитовых порфировидных гранитов, рассечённых рудовмещающими жилами редкометалльных пегматитов месторождения Красный Кордон, равен  $300 \pm 3$  млн лет.

В докладе представлены результаты первых  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопных исследований (10 датировок по мусковиту и лепидолиту) редкометалльно-пегматитовых месторождений Красный Кордон, Юбилейное, Белогорское, проведённых авторами, а также представлена их интерпретация.

Месторождения Красный Кордон и Юбилейное рассматриваются в составе Асубулакского рудного поля, приуроченного к крупному прогибу кровли Тастюбинского и Прииртышского массивов Калба-Нарымского батолита. Вмещающими породами для редкометалльных пегматитовых жил являются крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты калбинского комплекса. Месторождения представлены системами субширотных пегматитовых жил длиной от 150 до 1000 м., при средней мощности 2–6 м.

На месторождении Юбилейное из пегматитов с Li-Cs-Ta-Nb минерализацией для  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопного датирования были отобраны две монофракции лепидолита и одна монофракция мусковита из альбит-лепидолитового комплекса со сподуменом и цветным турмалином, по которым были получены следующие возраста:  $295 \pm 4$  млн лет (Ms),  $292 \pm 4$  млн лет (Lpd),  $288 \pm 3$  млн лет (Lpd).

В пределах месторождения Красный Кордон опробовано два тела пегматитов, одно из которых характеризуется Li-Cs-Ta-Nb специализацией и является наиболее представительным для данного месторождения, а другое представляет собой кварц-мусковит-полевошпатовое тело с шерлом, гранатом и крупными кристаллами берилла. По пегматитам месторождения Красный Кордон получено пять изотопных дат: из блоковой части пегматита без признаков Li минерализации по мусковиту –  $288 \pm 2$  млн лет; из рудовмещающего альбит-лепидолитового комплекса с цветным турмалином и петалитом по лепидолитам –  $289 \pm 3$  млн лет,  $281 \pm 2$  млн лет и по мусковиту –  $282 \pm 2$  млн лет; из пегматоидной зоны берилл-содержащего кварц-мусковит-полевошпатового пегматита были отобраны крупные кристаллы мусковита, которые дали возраст –  $282 \pm 2$  млн лет.

Белогорское месторождение располагается в эндоконтакте Белогорского массива, представленного в районе распространения рудных тел среднезернистыми биотитовыми гранитами. Месторождение образовано свитой субмеридиональных жил мощностью первые метры и протяжённостью от 200 до 2700 м. Здесь присутствуют жилы без Li минерализации кварц-мусковит-полевошпатового состава и жилы с альбит-лепидолитовыми комплексами, содержащими сподумен, петалит, поллуцит, танталит-колумбит и касситерит. По пегматитам Белогорского месторождения были получены два возраста: по мусковиту из блокового кварц-мусковит-полевошпатового пегматита –  $290 \pm 2$  млн лет; по мусковиту мусковит-кварц-альбитового комплекса с лепидолитом, сподуменом и петалитом –  $286 \pm 2$  млн лет.

Отобранные для геохронологических исследований кристаллы мусковита образуют тесные срастания с первичными минералами пегматитов: кварцем, альбитом и/или калиевым полевым шпатом и не проявляют связи с минерализованными трещинами и парагенезисами, возникшими в результате гидротермального замещения первичных минералов. Это позволяет рассматривать их как результат кристаллизации пегматитовой магмы, а их возраст – как возраст становления пегматитовых тел. Лепидолит образует массивные агре-

Схема распределения  $Ag/Ag$  изотопных возрастов, полученных по слюдам редкометалльно-пегматитовых месторождений Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан):

1 – лепидолит из литиевых пегматитов; 2 – мусковит из литиевых пегматитов; 3 – мусковит из бериллсодержащих пегматитов; 4 – мусковит из пегматитов без оруденения.

гаты с кварцем и альбитом (клевеландитом), а также развивается по трещинам в пегматите. Таким образом, лепидолит, по-видимому, образуется после мусковита и в результате замещения кварц-мусковит-полевошпатовых парагенезисов на более поздних стадиях пегматитового процесса.

Все полученные  $^{40}Ar/^{39}Ar$  возраста по редкометалльным пегматитам Калба-Нарымского батолита представлены на рисунке. На основании

полученных данных, можно предположить, что формирование редкометалльно-пегматитовых месторождений на территории Восточного Казахстана было проявлено в интервале продолжительностью около 12 млн лет, от 295 до 283 млн лет. Этот интервал соответствует имеющимся  $^{40}Ar/^{39}Ar$  возрастам гранитоидов калбинского комплекса [Котлер и др., 2014], что подтверждает их генетическую связь.

Для исследуемых объектов можно выделить два этапа пегматитообразования: 1) 295–285 млн лет – наиболее массовое проявление безрудных и редкометалльных пегматитов; 2) 285–282 млн лет – формирование бериллсодержащих пегматитов и, возможно, второй этап формирования пегматитов с богатой Ta-NbLi-Rb-Csминерализацией.

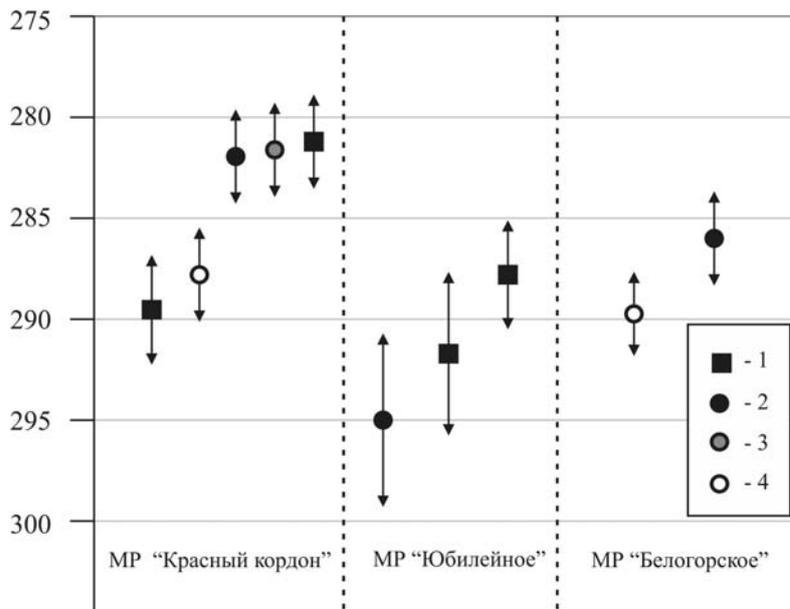
Вместе с тем недостаточное количество геохронологических данных по бериллсодержащим пегматитам позволяет также предполагать, что специализация пегматитов не связана с одновременным влиянием разных источников вещества. Источники пегматитовой магмы, отвечающие одному и тому же временному срезу, возможно, сильно различались по составу, что, в свою очередь, позволяет привлекать модели гетерогенных магматических очагов, где области насыщенные летучими, завершают кристаллизацию при более низкой температуре и проходят пегматитовую стадию.

Исходя из того, что возрастной интервал пегматитообразования соответствует времени формирования Калба-Нарымского гранитоидного батолита, можно предположить, что проявление редкометалльного магматизма связано с процессами масштабного гранитообразования (формирование гранитов калбинского комплекса). Вместе с тем гранитоиды калбинского комплекса не обнаруживают признаков редкометалльности (среднее содержание в гранитах Ta – 1,2 г/т, Nb – 10 г/т, Rb – 170 г/т, Cs – 15 г/т), поэтому можно утверждать о наличии самостоятельных редкометалльных магм, возникших в глубинных очагах. В пользу этой гипотезы свидетельствует наличие геохимических аналогов редкометалльных пегматитов – онгонитов, с возрастом  $287 \pm 2$  млн лет [Хромых и др., 2014], пространственно удалённых от гранитоидов батолита. Возможно, формирование крупных редкометалльно-пегматитовых месторождений являлось следствием влияния мантийных флюидов, связанных с Таримским плюмом, на глубинные магматические очаги. Предполагаемые этапы пегматитообразования (295–285 млн лет и 285–282 млн лет) соответствуют стадиям активности Таримского мантийного плюма на территории Восточного Казахстана, предложенным в работе [Хромых и др., 2013].

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект партнерских фундаментальных исследований № 17), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5).*

#### ЛИТЕРАТУРА

Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск, ВКГУ, 2012. 130 с.



- Котлер П.Д., Хромых С.В., Навозов О.В. и др. // Докл. РАН. 2014 (в печати).
- Пушко Е.П., Навозов О.В. Металлогенические аспекты формирования редкометальных пегматитов и редкометальных гранитов в Калба-Нарымском рудном поясе // Геология и охрана недр. Алматы, 2010. № 7, С. 28–38.
- Хромых С.В., Соколова Е.Н. и др., // Доклады Академии Наук 2014 (в печати).
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изов А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритонидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667

**Ar-Ar ISOTOPIC DATING OF RARE-METAL PEGMATITES OF  
KALBA-NARYM GRANITE BATHOLITH (EASTERN KAZAKHSTAN)**

**P.D. Kotler<sup>1,2</sup>, S.V. Khromykh<sup>1,2</sup>, S.Z. Smirnov<sup>1,2</sup>, B.A. D'yachkov<sup>3</sup>, A.V. Travin<sup>1</sup>,  
A.G. Vladimirov<sup>1,2</sup>, D.S. Yudin<sup>1</sup>, N.N. Kruk<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk*

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

<sup>3</sup>*East Kazakhstan State Technical University, Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan*

Kalba-Narym granite batholith in East Kazakhstan is one of the largest intrusions on the territory of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB). With Kalba-Narym batholith granite are associated large rare metal deposits (Ta-Nb, Li-Rb-Cs, Sn-W). The most important of them are represented by large veins of rare-metal pegmatites with rich lithium, cesium, tin and tantalum-niobium mineralization (Belogorskoe, Yubileynoye and other fields).

Based on the close spatial location, the formation of rare metal deposits are associated with granitoidsof Kalba complex I phase, which compose main volume of the Kalba-Narym batholith intrusive rocks [Pushko, Navozov, 2010; D'yachkov, 2012]. According to the latest U-Pb isotopic-geochronological studies [Kotler et al., 2014], the formation age of porphyritic biotite granites, which are injected by ore-bearing veins of rare metal pegmatites of KrasnyyKordon field, is  $300 \pm 3$  Ma.

The report presents the results of the first  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic studies (10 dating on muscovite and lepidolite) of KrasnyyKordon, Yubileynoye, Belogorskoye rare-metal pegmatite deposits conducted by the authors, and their interpretation.

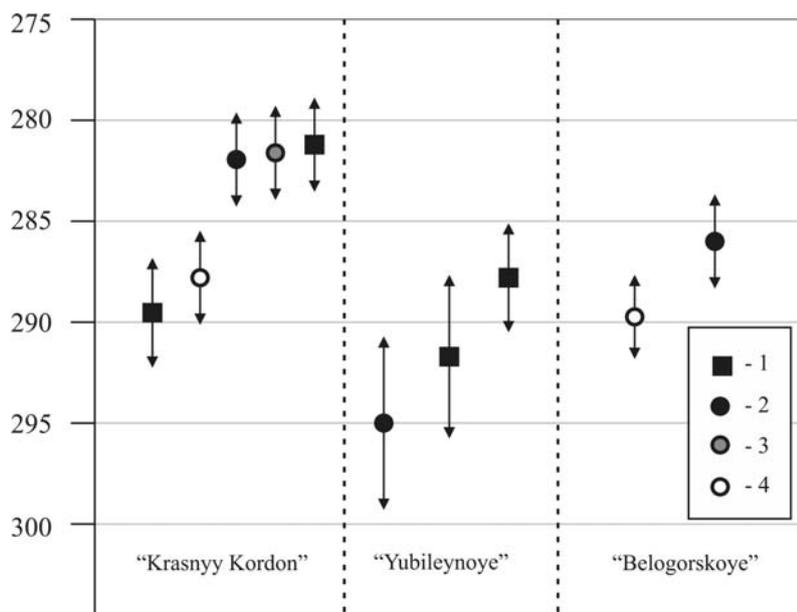
Krasnyy Kordon and Yubileynoye deposits are considered as part of the Asubulak ore field, related to large roof deflection of Tastyube andPriirtysh massifs ofKalba-Narym batholith. Host rocks for rare-metal pegmatites are coarse-grained porphyritic biotite granites of Kalba complex. Deposits are presented by the system of sublatitudinal pegmatite veins in length from 150 to 1000 m. with an average thickness of 2–6 m.

On the Yubileynoye field frompegmatites with Li-Cs-Ta-Nb mineralization were selected two monofractions of lepidolite and one muscovite monofractionfor  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic dating fromalbite-lepidolite complex withspodumene and colored tourmaline, which yielded the following ages:  $295 \pm 4$  Ma (Ms),  $292 \pm 4$  Ma (Lpd),  $288 \pm 3$  Ma (Lpd).

Within the Krasnyy Kordon field were studied two pegmatite body, one of which is characterized by a Li-Cs-Ta-Nb specialization and this body is most representative pegmatite of the field, and the other body is a quartz-muscovite-feldspar body with schorl, garnet, and large crystals of beryl. We received five isotopic ages by pegmatites of KrasnyyKordon fields: from block part of the pegmatite without signs of Li mineralization by muscovite –  $288 \pm 2$  Ma; from ore-bearing albite-lepidolite complex with color tourmaline and petalite by lepidolite –  $289 \pm 3$  Ma,  $281 \pm 2$  Ma and muscovite –  $282 \pm 2$  Ma.; from beryl-bearing quartz-muscovite-feldspar pegmatite by muscovite –  $282 \pm 2$  Ma.

The Belogorskoye deposit is located in the endocontact of Belogorsky massif, represented in the area of ore-bodies by medium-grained biotite granite. Deposit formed by suite of submeridionalveins a few meters of thickness and with length of 200 to 2700 m. Pegmatites are presentedby quartz-muscovite-feldspar compositionveins without Li-mineralization and by veins with albite-lepidolite complexes containing spodumene, petalite, pollucite, tantalite-columbite and cassiterite. Onpegmatites of Belogorskoe deposit were obtained two ages: from block of quartz-feldspar-muscovite pegmatite by muscovite –  $290 \pm 2$  Ma; from muscovite-quartz-albite complex with lepidolite, spodumene and petalite by muscovite –  $286 \pm 2$  Ma.

Crystals of muscovite selected for geochronological studies form close intergrowths with primary pegmatite minerals: quartz, albite and/or K-feldspar and show no connection with mineralized fractures andparagenesis, resulting from hydrothermal replacement of primary minerals. This allows us to consider them as a result of pegmatite magma crystallization, and their age - is the age of pegmatites formation. Lepidolite forms massive aggregates with quartz and albite (cleavelandite) and develops through cracks in the pegmatite. Thus, lepidolite, apparently, formed



Distribution scheme of Ar/Ar isotopic ages obtained on micas from rare metal pegmatite deposits of Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan).

Legend: 1 – lepidolite from lithium pegmatites; 2 – muscovite from lithium pegmatites; 3 – muscovite from beryl-containing pegmatite; 4 – muscovite from nonmetallic pegmatites.

after muscovite by alteration of quartz-muscovite-feldspar paragenesis in the later stages of pegmatite process.

All received  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from rare-metal pegmatites of Kalba-Narym batholith are presented in figure 1. Based on these data, we can assume that the formation of rare metal pegmatite deposits in Eastern Kazakhstan was evidenced in the range of about 12 million years, from 295 to 283 Ma. This interval is coeval to the existing  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Kalba com-

plex granitoids [Kotler et al., 2014], which confirms their genetic relationship.

For the studied objects two stages of pegmatite formation can be identified: 1) 295–285 million years - the most massive formation of nonmetallic and rare metal pegmatites; 2) 285–282 million years – forming of beryl-containing pegmatites and possibly the second stage of pegmatite formation with rich Ta-Nb and Li-Rb-Cs mineralization.

However, an insufficient number of geochronological data on beryl-containing pegmatites can also assume that specialization is not associated with multi-temporal influence of different sources of the substance. Sources of pegmatite magma, corresponding to one time step, may greatly vary in composition, which in turn, allows to attract the model of heterogeneous magma sources, where the area, saturated with volatile components, complete crystallisation at low temperatures and pass pegmatite stage.

Based on the fact that the age interval of pegmatite formation corresponds to the time of Kalba-Narym granitoid batholith formation, we can assume that the appearance of rare metal magmatism associated with large-scale processes of granite formation (the formation of Kalba complex granites). However, granitoids of Kalba complex show no signs of rare metal (average content in granites Ta – 1,2 ppm, Nb – 10 ppm, Rb – 170 ppm, Cs – 15 ppm), it can be argued about the existence of independent rare metal magmas that emerged in deep foci. This hypothesis is evidenced by the presence of rare-metal pegmatites geochemical analogues – ongonites with formation age  $287 \pm 2$  Ma [Khromykh et al., 2014], spatially separated from the granitoid batholith. Perhaps the formation of large rare metal pegmatite deposits was due to the influence of mantle fluids associated with the Tarim plume at a depth of magma chambers. Perhaps the formation of large rare metal pegmatite deposits was due to the influence of mantle fluids associated with the Tarim plume at a deep magma sources. Proposed stages of pegmatite formation (295–285 Ma and 285–282 Ma) correspond to steps of the Tarim mantle plume activity in the territory of East Kazakhstan, proposed in [Khromykh et al., 2013].

*This work was financially supported by the Presidium of the Russian Academy of Sciences (Basic Research partner project № 17), the Council for Grants of the the Russian Federation President for supporting of young scientists - PhD (Project MK-1753.2012.5).*

## REFERENCES

- D'yachkov B.A. Genetic types of rare metal deposits of Kalba-Narym belt.–Ust-Kamenogorsk, 2012. 130 c.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Navozov O.V. et al. // 2014. Doklady Earth Sciences (in print).
- PushkoYe.P., Navozov O.V. Metallogenic aspects of KalbaNarymsky ore belt rare-metal pegmatites and rare-metal granites formation// Geology and protection of natural resources. Almaty, 2010. № 7. P. 28-38.
- Khromykh S.V., SokolovaYe.N. et al. // 2014. Doklady Earth Sciences (in print).
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop'yev I.R., Azimbayev Ye., Lobanov S.S. Petrology and geochemistry of gabbros and picritoids of Hercyn Altai collisional system: evidence of Tarim plume activity // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. № 10. P. 1648–1667.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД  
КОЛЫВАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

**А.А. Круглова, Ю.Е. Вовшин, Т.С. Строев**

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, Anna\_Kruglova@vsegei.ru,  
Yuriy\_Vovshin@vsegei.ru, Timofey\_Stroev@vsegei.ru*

Колыванское Bi-Cu-W-Mo месторождение находится в Юго-Западном Алтае в 6 км от села Колывань [Чекалин, 1999]. Оруденение приурочено к грейзенизированным микрогранит-порфирам, микрогранофирам и риолит-порфирам, которые слагают апикальную часть Колыванской апофизы (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, боровлянский гранодиорит-гранитовый комплекс).

Колыванская апофиза представляет собой узкое дайкообразное тело субмеридионального простирания, залегающее в гранодиоритах Колыванского массива (D<sub>3</sub>, усть-беловский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс). В северной части тело апофизы сильно эродировано. Здесь обнажаются мелкозернистые биотитовые лейкограниты с дайками риолит-порфиров, гранофигов и гранит-порфиров. На юге гранитоиды апофизы совместно с кварцево-рудными жилами прорываются порфировидными гранитами Синюшинского массива (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>, синюшинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый комплекс). Данный факт был установлен подземным горным картированием на южном участке месторождения в районе Колыванского рудника [Потапьев, 1965].

Возраст формирования Колыванской апофизы позднедевонский и датируется 360±5 млн лет (Rb-Sr методом). Возраст формирования Синюшинского массива верхнепермский-раннетриасовый и датируется в 251 ± 5 млн лет (Rb-Sr методом) и 243 млн лет (U-Pb методом по навеске циркона) [Государственная..., 2001].

Колыванское рудное поле сложено риолит-порфирами, микрогранит-порфирами и микрогранофирами с ксенолитами гранодиоритов усть-беловского комплекса (до 7 м в поперечнике), ороговикованными песчано-сланцевыми отложениями суеткинской свиты (C<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>), в понижениях рельефа – мелкозернистыми биотитовыми лейкогранитами.

Гранитоиды рудного поля – белые, светло-серые плотные мелкозернистые породы с плитчатой отдельностью и пересекающейся трещиноватостью. Для всех гранитоидов характерна порфировая микроструктура с полно или частично проявленной микропегматитовой, сферолитовой основной массой.

Мелкозернистые биотитовые лейкограниты состоят из (%): Qz 40–50, Mc 30–40, Kfs – 20, Olg (An<sub>20-27</sub>) 25–30, Bt 5–10, единичные зерна Mgt<sup>1</sup>. Акцессорные минералы: Zrn, Gr, Spn. Вторичные минералы (%): крупночешуйчатый Ms 5, мелкочешуйчатый Bt и Ser.

Минеральный состав микрогранит-порфиров, микрогранофигов и риолит-порфиров близкий (%): Qz 30–35, Mc 20, Kfs 20, Olg (An<sub>20-25</sub>) 20, Bt 0.5–1, рудный минерал 2-3. Порфировые вкрапленники представлены (%): Qz 3, Ksp 3, Pl 4, единичные зерна Bt.

Гранодиориты в ксенолитах сильно пропилизитированны и грейзенизированны (до 70 %). Минеральный состав (%): слабозональный Pl (ядра – An<sub>40</sub>, периферии – An<sub>30</sub>) 40, Ksp 15–20, Qz 10, Amf 5, Spn 2, Zrn 2, рудный минерал 5. Вторичные изменения представлены (%): Qz 20, Bt 25, Ms 15, Ep-Ser 10, Clt 2.

Грейзенизация в гранитоидах рудного поля приурочена к экзоконтактовым зонам рудных жил и выражена в формировании кварц-мусковит-серицит-флюорит-турмалиновой минеральной ассоциации.

С целью уточнения геохимических характеристик гранитоидов рудного поля были изучены микрогранит-порфиры, микрогранофиры, риолит-порфиры, а так же мелкозернистые биотитовые лейкограниты рудного поля.

По результатам геохимических исследований установлено, что мелкозернистые биотитовые лейкограниты – это высококальциевые известково-щелочные плюмазитовые граниты (ASI<sup>2</sup> = 1.1–1.2) с низким содержанием редких земель ( $\sum REE_{сри} = 82$  г/т) и отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)<sub>N</sub> = 6). Для них характерна отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu\* = 0,3). Большая часть элементов-примесей в них содержится в количествах, близких к кларкам – Mo, W, Be, U и пониженных – V, Cr, Cu, Zn, Ba, Th, Ag<sup>3</sup>.

<sup>1</sup>Qz – кварц, Mc – микроклин, Kfs – калиевый полевоый шпат, Olg – олигоклаз, An – анортит, Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Amf – амфибол, Mgt – магнетит, Ms – мусковит, Ser – серицит, Ep – эпидот, Clt – хлорит, Gr – гранат, Spn – сфен, Zrn – циркон.

<sup>2</sup>ASI = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), в молекулярных количествах.

<sup>3</sup>По отношению к среднему содержанию элементов в земной коре, по А.П. Виноградову, 1962.

Конкретной геохимической специализации для микрогранит-порфиров, микрогранофиров и риолит-порфиров в отдельности не наблюдается. Все породы плюмазитовые известково-щелочной серии ( $ASI = 1,15-1,21$ ). Содержание редких земель широко варьируется ( $\sum REE_{cp} = 81,2-112$  г/т). Для них так же отмечается отрицательная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 0,5$ ). Характерны повышенные содержания редких элементов – W, Mo, Bi, Sn, халькофильных элементов – Cu, Zn и литофильных – Ba, Rb, Sr, Zr, благородных металлов – Ag.

В зонах грейзенизации пород наблюдаются наиболее высокие концентрации рудных элементов (г/т): Cu – до 76900, Bi – 332-577, W – 21-183, Mo – 4,3-39, Li – 39,3 – 128, Sn – 21,8-59, Rb – 165-327, Au – 0,013-0,15, Ag – 14-64,5. В метасоматитах по гранодиоритам так же наблюдаются достаточно высокие концентрации таких рудных элементов, как (г/т): Cu – 1600, W – 17, Be – 7,4, Li – 104, но низкие концентрации Mo – 0,7 и Bi – 1,19.

Содержания микроэлементов, нормализованные к примитивной мантии, для всех гранитоидов характеризуются высокими концентрациями крупноионных литофилов (K, Pb, U) и пониженными содержаниями высокозарядных элементов Ti, Zr, Hf, Nb.

На дискриминационной диаграмме Харриса (Rb-Hf-Ta) гранитоиды рудного поля идентифицируются как синколлизационные граниты.

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы.

1. Все разновидности гранитоидов Колыванского рудного поля являются плюмазитовыми известково-щелочными гранитами.

2. Мелкозернистые биотитовые лейкограниты Колыванской апофизы не имеют выраженной Bi-Cu-W-Mo геохимической специализации.

3. По предварительным данным медное оруденение на Колыванском месторождении связано с гранодиоритами, а висмут-вольфрам-молибденовое – с процессами грейзенизации.

В дальнейшем планируется провести изотопное и радиологическое изучение гранитоидов Колыванского рудного поля и вмещающих гранодиоритов Колыванского массива и состава их породообразующих, вторичных и рудных минералов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-XI. Объяснительная записка / ред. Мурзин О.В. СПб., 2001. С. 70–74.
- Потапов В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ним оруденение // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука. 1965. С. 39–116.
- Чекалин В. М. Колыванское месторождение висмут-медно-вольфрамовых руд в Горном Алтае // Руды и металлы. 1999. № 4. С. 22–30.

### GEOCHEMICAL FEATURES OF KOLYVAN ORE FIELD ORE-HOSTING (GORNÝ ALTAI)

**A.A. Kruglova, Yu.E. Vovshin, T.S. Stroeve**

*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

*[Anna\\_Kruglova@vsegei.ru](mailto:Anna_Kruglova@vsegei.ru), [Yuriy\\_Vovshin@vsegei.ru](mailto:Yuriy_Vovshin@vsegei.ru), [Timofey\\_Stroeve@vsegei.ru](mailto:Timofey_Stroeve@vsegei.ru)*

Kolyvan Bi-Cu-W-Mo deposit is in Southwestern Altai 6 km from Kolyvan village [Chekalin, 1999]. Mineralization is confined to greisenized microgranite porphyries, microgranophyres, and rhyolite porphyries, which compose the apical part of the Kolyvan apophyse ( $D_3-C_1$ , Borovlyansky granodiorite-granite complex).

Kolyvan apophyse is a narrow dyke-like body of N-S trend occurring in granodiorites of the Kolyvan massif ( $D_3$ , Ust Belovsky gabbro-diorite-granodiorite complex). In the northern part, the apophyse body is strongly eroded. Fine-grained biotite leucogranites with dykes of rhyolite porphyry, granophyre, and granite porphyry are exposed here. In the south apophyse granitoids together with quartz ore veins are breached by porphyritic granites of the Sinyushinsky massif ( $P_2-T_1$ , Sinyushinsky granodiorite-granite-leucogranite complex). This fact was determined by subsurface mapping in the southern deposit sector in the Kolyvan mine vicinity [Potapov, 1965].

Age of the Kolyvan apophyse is Late Devonian and dated at  $360 \pm 5$  Ma (Rb-Sr). Age of the Sinyushinsky massif is Upper Permian – Early Triassic and dated at  $251 \pm 5$  Ma (Rb-Sr method) and 243 Ma (U-Pb method by zircon weight) [State..., 2001].

Kolyvan ore field is composed by rhyolite porphyries, microgranite porphyries and microgranophyres with granodiorite xenoliths of the Ust Belovsky complex (to 7 m in diameter), hornfelsed sandy-shale deposits of the Suetkinsky Formation ( $C_3-O_1$ ), in depressions, by fine-grained biotite leucogranites.

Ore field granitoids are white, light gray dense microgranular rocks with platy jointing and intersecting fractures. All granitoids are characterized by porphyritic microstructure with fully or partially manifested micropegmatite, spherulitic ground mass.

Fine-grained biotite leucogranites consist of (%): Qz 40–50, Mc 30–40, Kfs – 20, Olg ( $An_{20-27}$ ) 25–30, Bt 5–10, single Mgt<sup>1</sup> grains. Accessory minerals: Zrn, Gr, Spn. Secondary minerals (%): coarse-flaky Ms 5, fine-flaky Bt and Ser.

Mineral composition of microgranite porphyries, microgranophyres, and rhyolite-porphyries is close (%): Qz 30–35, Mc 20, Kfs 20, Olg ( $An_{20-25}$ ) 20, Bt 0.5–1, ore mineral 2–3. Porphyry phenocrysts are presented (%): Qz 3, Ksp 3, Pl 4, single grains of Bt.

Granodiorites in xenoliths and strongly propylitized and greisenized (to 70 %). Mineral composition (%): weakly zoned Pl (core –  $An_{40}$ , margins –  $An_{30}$ ) 40, Ksp 15–20, Qz 10, Amf 5, Spn 2, Zrn 2, ore mineral 5. Secondary alterations are presented (%): Qz 20, Bt 25, Ms 15, Ep-Ser 10, Clt 2.

Greisenization in the ore field granitoids is confined to the exocontact zones of ore veins, and is expressed in the formation of quartz-muscovite-fluorite-tourmaline mineral associations.

In order to clarify the geochemical characteristics of the ore field granitoids, microgranite porphyries, microgranophyres, rhyolite porphyries, as well as fine-grained biotite leucogranites of the ore field have been studied.

Results of geochemical studies have shown that fine-grained biotite leucogranites are high-K calc-alkaline plumbite granites ( $ASI^2=1.1-1.2$ ) with low content of rare earths ( $\sum REE_{av}=82$  g/t) and a distinct predominance of LREE over HREE ( $(La/Yb)_N=6$ ). They are characterized by a negative Eu-anomaly ( $Eu/Eu^*=0.3$ ). Most of the admixture elements is contained in them in amounts close to clark – Mo, W, Be, U and reduced – V, Cr, Cu, Zn, Ba, Th, Ag<sup>3</sup>.

Specific geochemical orientation for microgranite porphyries, microgranophyres, and rhyolite porphyries separately has not been observed. All rocks are plumbite of calc-alkaline series ( $ASI = 1.15-1.21$ ). Content of rare earths varies widely ( $\sum REE_{av} = 81.2-112$  g/t). A negative Eu-anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.5$ ) is also noted for them. Increased contents of rare elements – W, Mo, Bi, Sn, chalcophylic elements – Cu, Zn, and lithophylic – Ba, Rb, Sr, Zr, noble metals – Ag are characteristic.

In rock greisenization areas the highest concentrations of ore elements (g/t) are observed: Cu – to 76,900, Bi – 332–577, W – 21–183, Mo – 4.3–39, Li – 39.3–128, Sn – 21.8–59, Rb – 165–327, Au – 0.013–0.15, Ag – 14–64.5. In metasomatites along granodiorites, relatively high concentrations of such ore elements as (g/t): Cu – 1,600, W – 17, Be – 7.4, Li – 104, but low concentrations Mo – 0.7 and Bi – 1.19 are observed.

Trace element content, normalized to primitive mantle, for all granitoids are characterized by high concentrations of large ionic lithophils (K, Pb, U), and decreased contents of highly charged elements Ti, Zr, Hf, Nb.

In discriminatory diagram of Harris (Rb-Hf-Ta) granitoids of the ore field are identified as syncollision granites. Based on the obtained data we can draw the following conclusions.

1. All granitoid varieties of the Kolyvan ore field are plumbite calc-alkaline granites.
2. Fine-grained biotite leucogranites of the Kolyvan apophyse do not have expressed Bi-Cu-W-Mo geochemical orientation.
3. According to preliminary data copper mineralization from the Kolyvan ore field associated with granodiorites, and bismuth-tungsten-molybdenum - with processes greisenization.

## REFERENCES

- State Geological Map of the Russian Federation at 1:200 000 scale. Altai Series. Sheet M-44-XI. Explanatory note/ed. Murzin O.V. St. Petersburg, 2001. P. 70–74.
- Potapiey V.V. Kolyvan Massif Granites and Associated Mineralization // *Geology and Geochemistry of Ore Deposits in Siberia*. Novosibirsk. Nauka. 1965. P. 39–116.
- Chekalin V.M. Kolyvan Deposit of Bismuth-Copper-Tungsten Ores in Gorny Altai // *Ores and Metals*. 1999. N 4. P. 22–30.

<sup>1</sup>Qz – quartz, Mc – microcline, Kfs – potassium feldspar, Olg – oligoclase, An – anorthite, Pl – plagioclase, Bt – biotite, Amf – amphibole, Mgt – magnetite, Ms – muscovite, Ser – sericite, Ep – epidote, Clt – chlorite, Gr – garnet, Spn – sphene, Zrn – zircon..

<sup>2</sup>ASI =  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ , in molecular amount

<sup>3</sup>Relative to the average content of elements in the Earth's crust, according to Vinogradov, 1962

## ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.Н. Крук

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

Проблемы формирования и эволюции континентальной коры относятся к числу фундаментальных вопросов геологии, петрологии и геохимии. Интерес исследователей к этим вопросам возник, практически, с момента становления геологии как науки и резко возрос в последние 50 лет, в связи с появлением новых методов изучения геохимических и изотопных характеристик и прямого определения возраста горных пород. Очередной мощный толчок к развитию этих исследований обеспечило появление первых Nd изотопных данных по гранитоидам Центральной Азии [Коваленко и др., 1996; Jahn et al., 2000 и др.], заставивших пересмотреть сложившиеся взгляды на динамику и механизмы формирования континентальной коры в фанерозойских складчатых поясах.

За последние 20 лет получен огромный объем геологических, геохимических, геохронологических и изотопных данных, характеризующих породы континентальной коры Центральной Азии. Однако до сих пор не известно ни одной попытки проследить весь процесс формирования и эволюции континентальной коры крупного сегмента литосферы, установить главные закономерности этого процесса и определить роль и место в нем гранитоидных магм. В данной работе этот вопрос решается на примере каледонид Горного Алтая.

Горно-Алтайский сегмент Центральной Азии был сформирован на океаническом основании и не имеет раннекембрийского сиалического фундамента. Все метаморфические комплексы Горного Алтая имеют возраст не древнее позднего рифея. Слагающие их метапелиты образованы в результате метаморфизма пород коры переходного типа, протолиты метабазитов соответствуют океаническим базальтам и островодужным толеитам. Модельный Nd возраст пород варьирует от 0.6 до 1.5 млрд лет, постепенно увеличиваясь по мере омоложения возраста метаморфизма [Крук и др., 2013].

Первичная кора Горного Алтая сформирована в течение двух главных этапов: ранне- и позднекаледонского. Природа и состав коровых протолитов, сформированных на этих двух этапах, существенно различны. В раннекаледонское время (венд – ранний кембрий) были сформированы фрагменты океанической литосферы, а также террейны островных дуг и преддуговых прогибов. Протолиты океанических террейнов имеют базитовый состав (MORB, OIB, OIB) и  $t_{Nd}(DM) = 0.5-1.0$  млрд лет. Протолиты островодужных блоков характеризуются андезибазальтовым и андезитовым составом, низкими содержаниями несовместимых элементов (LILE, HFSE, REE) и  $T_{Nd}(DM) = 0.7-0.75$  млрд лет. Характерной особенностью раннекаледонской коры Горного Алтая является ее исключительно ювенильная природа.

На позднекаледонском этапе (поздний кембрий – ранний ордовик) были сформированы крупные турбидитовые бассейны, имеющие океаническое основание и выполненные граувакками и глинистыми сланцами. Среди базальтов океанического основания преобладают OIB. Осадочные породы имеют вещественный состав, промежуточный между валовой и верхней корой и обогащены, в сравнении с породами раннекаледонской коры, LILE, HFSE и PЗЭ. Модельный возраст пород  $T_{Nd}(DM)$  колеблется от 0.8-0.9 млрд лет до 1.4-1.6 млрд лет, указывая на принадлежность кембро-ордовикских турбидитов к трем самостоятельным бассейнам, имевшим различные источники сноса [Крук и др., 2010]. Минимальные модельные возрасты характерны для осадочных пород Восточного Алтая (Ануйско-Чуйский бассейн в обрамлении вулканической дуги алтаид); максимальные – для юга Горного Алтая и сопредельных территорий Монголии. Результаты датирования детритовых цирконов в совокупности с геохимическими и изотопными данными указывают, что формирование осадочных толщ происходило за счет размыва раннекаледонских блоков, кора которых претерпела перед этим частичную дифференциацию, а также привноса более «зрелого» материала из-за пределов региона. Гранитоидный магматизм на территории Горного Алтая проявился в возрастном интервале от раннего кембрия до ранней юры [Владимиров и др., 1998, 2001; Анникова и др., 2006; Kruk et al., 2011]. В раннекаледонских блоках Горного Алтая наиболее ранний всплеск гранитоидного магматизма, маркирующий образование дифференцированной коры континентального типа, произошел в позднем кембрии – раннем ордовике в ходе аккреционно-коллизийных событий, связанных с причленением к Сибирскому континенту систем островных дуг и палеоокеанических поднятий. Гранитоиды, отвечающие этому рубежу, представлены низкоглиноземистыми TTG М-типа. Они характеризуются низкими содержаниями LILE, HFSE и REE, имеют  $\epsilon_{(Nd)} T > +6$  и  $T_{Nd}(DM) = 0.7-0.8$  млрд лет. Среднепалеозойские (от раннего до позднего

девона) гранитоиды раннекаледонских блоков представлены известково-щелочными породами I-типа. В сравнении с раннепалеозойскими M-гранитами девонские гранитоиды обогащены LILE (кроме Sr), HFSE и PЗЭ. Изотопный состав Nd в среднепалеозойских I-гранитах палеоокеанических и островодужных блоков сходен с наблюдаемым в раннепалеозойских M-гранитах ( $\epsilon_{(Nd)}T + 3.4...+5$ ;  $T_{(Nd)}DM = 0.74-0.86$  млрд лет). Судя по геохимическим и изотопным данным, формирование раннепалеозойских M-гранитов было связано с анатексисом метабазитовых субстратов, по редкоэлементному составу близких к N-MORB (базальты океанических террейнов и/или океанического основания островных дуг). Основным источником среднепалеозойских I-гранитов, локализованных в палеоокеанических и палеоостроводужных блоках, являлась дифференцированная верхняя кора, сформированная в раннем палеозое.

В позднекаледонских блоках Горного Алтая главный этап формирования коры континентального типа произошел в среднем-позднем девоне в обстановке активной континентальной окраины. Гранитоиды этого возраста представлены породами I- и S- типов. I-граниты турбидитовых палеобассейнов обогащены, в сравнении с аналогичными породами палеоостроводужных, HFSE и, в значительно меньшей степени, PЗЭ. S-граниты имеют повышенные, в сравнении с породами I-типа, содержания Rb, Cs, Y, Th и U при сопоставимых концентрациях других высокозарядных элементов и PЗЭ. Изотопный состав Nd в S- и I-гранитах турбидитовых палеобассейнов идентичен и приближается к таковому в породах верхней коры (кембро-ордовикских турбидитах) соответствующих блоков.

Геологические, геохимические и изотопные данные указывают, что формирование S-гранитов в турбидитовых палеобассейнах было обусловлено частичным плавлением метаосадочных пород верхней коры. Формирование I-гранитов связывается с плавлением комбинированного источника, включавшего метapelиты верхней коры и метабазиты океанического основания турбидитовых палеобассейнов.

К началу позднего палеозоя на территории Горного Алтая была сформирована кора континентального типа. Начиная с этого времени все проявления гранитоидного магматизма были связаны исключительно с рубежами внутриплитной активизации, обусловленной активностью мантийных диапиров. Позднепалеозойские-раннемезозойские гранитоиды либо представлены породами A-типа (харловский комплекс, поздний карбон [Крук и др., 2009]), либо ассоциируют с дайковыми поясами щелочных базальтов и лампрофиров, обнаруживая признаки активного участия мантийного компонента в формировании гранитоидных магм [Владимиров и др., 1997; Добрецов и др., 2005; Анникова и др., 2006].

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект № 79).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb,  $^{39}Ar/^{40}Ar$  датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы, Южный Алтай // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 90–108.
- Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 715–729.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
- Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.
- Крук Н.Н., Шокальский С.П., Хромых С.В., Николаева И.В. Магматизм ранних стадий коллизии Сибирского и Казахстанского континентов // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 500–504.
- Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 431–446.
- Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.
- Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.
- Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42, N 5. P. 928–948.

## GRANITOID MAGMATISM AND EVOLUTION OF CONTINENTAL CRUST OF GORNY ALTAI

N.N. Kruk

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

Problems of formation and evolution of continental crust are the fundamental in geology, petrology and geochemistry. Interest of researches to these problems arose since the formation of geology as a science and has risen in the past 50 years seeing appearance of new methods of geochemical, isotopic and direct geochronological studies of rocks. Appearance of the first Nd isotope data on granitoids of Central Asia [Kovalenko et. al., 1996; Jahn et. al., 2000; etc] provided a new powerful impetus for researches and forced to reconsider existing views on the dynamics and mechanisms of formation of the continental crust in Phanerozoic fold belts.

Over the past 20 years a huge amount of geological, geochemical, isotopic and geochronological data on the rocks of the continental crust of Central Asia received. But still there are not attempts to trace the whole process of the formation and evolution of the continental crust in a large segments of the lithosphere and to set the main mechanisms of this process and the role and place the granitoid magmas in it. In the report this question solved for Caledonides of Gorny Altai.

Gorny Altai segment of Central Asia was formed on oceanic basement and has not an Early-Precambrian sialic basement. All metamorphic complexes of Gorny Altai have ages not older than Late Riphean. Composing metapelites was formed as a result of metamorphism of transit-type crust rocks, the protoliths of basalts correspond to oceanic basalts and island-arc tholeites. Model Nd age of rocks varies from 0.6 to 1.5 Ga, gradually increasing with the rejuvenation of the age of metamorphism [Kruk et. al., 2013].

Primary crust of Gorny Altai formed in two main stages: Early- and Late-Caledonian. Nature and composition of crustal protoliths formed in these two stages are significantly different. At Early Caledonian stage (Vendian – Early Cambrian) fragments of oceanic lithosphere and also terranes of island-arc and forearc basin was formed. Protoliths of oceanic terranes have a basic composition (MORB, OIT, OIB) and  $T_{Nd}(DM) = 0.5-1.0$  Ga. Protoliths of island-arc terranes characterized by andesibasalt and andesite composition, low concentrations of LILE, HFSE, REE and  $T_{Nd}(DM) = 0.7-0.75$  Ga. The exclusively juvenile nature is characteristic feature of Early Caledonian crust in Gorny Altai.

At Late Caledonian stage (Late Cambrian – Early Ordovician) the large turbiditic basins with oceanic basement and filled greywackes and shales was formed. The OIB prevails among basalts in oceanic basement. Sedimentary rocks have a intermediate composition between bulk and upper crust and enriched in LILE, HFSE, REE relative to rocks of Early Caledonian crust. Model age of rocks  $T_{Nd}(DM)$  various from 0.8-0.9 Ga to 1.4–1.6 Ga and indicates to the Cambrian-Ordovician turbidites belonging to three independent basins with different sources of demolition [Kruk et. al., 2010]. Minimal model ages typical for sediments in Eastern Altai (Anui-Chuya basin framed by Altaides volcanic arc); Maximum ages – for Southern part of Gorny Altai and adjacent territories of Mongolia. Results of dating of detrital zircon with the geochemical and isotopic data show that formation of sedimentary rocks was due to erosion of Early Caledonian blocks that have undergone before this partial differentiation and due to brings more “mature” material from outside.

Granitoid magmatism in Gorny Altai occurs at time from Early Cambrian to Early Jurassic [Vladimirov et. al., 1998, 2001; Annikova et. al., 2006; Kruk et. al., 2011]. Within Early Caledonian blocks of Gorny Altai the earliest splash of granitoid magmatism marking formation of differentiated continental crust occurs at Late Cambrian – Early Ordovician as a result of accretion-collision events related with accretion of island arcs and paleoceanic mountains to the Siberian continent. Granitoids of this stage are low-alumina TTG of M-type. They have low concentration of LILE, HFSE, REE and  $\epsilon_{Nd}(T) > +6$  and  $T_{Nd}(DM) = 0.7-0.8$  Ga. Middle Paleozoic (from Early to Late Devonian) granitoids within Early Caledonian blocks represented by calc-alkaline rocks of I-type. In comparison with Early Paleozoic M-granites these are enriched in LILE (except Sr), HFSE and REE. Nd isotopic composition in Middle Paleozoic I-granites within paleoceanic and island-arc blocks similar to that one from Early Paleozoic M-granites ( $\epsilon_{Nd}(T) = +3.4...+5$ ;  $T_{Nd}(DM) = 0.74-0.86$  Ga). Based on geochemical and isotopic data forming of Early Paleozoic M-granites was caused by anatexis of metabasic substratums that close in composition to N-MORB (basalts of oceanic terranes and/or of oceanic basement of island arcs). The differentiated upper crust formed in Early Paleozoic was a main source for Middle Paleozoic I-granites localized in paleoceanic and paleo-island-arc blocks.

Within Late Caledonian blocks of Gorny Altai the main stage of formation of continental crust occur in Middle – Late Devonian in active continental margin environment. Granitoids fo this stages represented by rocks of

I- and S-types. I-granites in turbiditic paleobasins enriched in HFSE and less REE compared to the same in paleo-island-arc blocks. S-granites have increased in Rb, Cs, Y, Th и U in comparison with the rocks I-type content with comparable concentrations of other HFS-elements and REE. Nd isotopic composition in S- and I-granites from turbidite paleobasins identical and close to that in the rocks of the upper crust (Cambrian-Ordovician turbidites) of respective blocks. Geological, Geochemical and isotopic data show that formation of S-granites within turbidite paleobasins was caused by partial melting of metasedimentary rocks of upper crust. Formation of I-granites was caused by melting of combined source including metapelites of upper crust and metabasites of oceanic basement of turbidite paleobasins.

Continental crust was formed in territory of Gorny Altai by the beginning of Late Paleozoic. Since that time all manifestations of granitoid magmatism was caused by exclusively by intraplate intensifications due to activity of mantle diapirs. Late Paleozoic – Early Mesozoic granitoids are represented by rocks of A-type (Kharlovka complex, Late Carboniferous [Kruk et. al., 2009]) or associated with dike belts of alkali basalts and lamprophyres detecting signs of active participation of mantle component in granitic magmas formation [Vladimirov et al., 1997; Dobretsov et. al., 2005; Annikova et. al., 2006].

*Work was carried out with the financial support of Presidium SB RAS (project 79).*

#### REFERENCES

- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Vystavnoi S.A. et al. U-Pb,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating and Sm-Nd, Pb-Pb isotopic study of Kalguta Mo-W ore-magmatic system, Southern Altai // *Petrology Int.* 2006. V. 14. N 1. P. 90–108.
- Vladimirov A.G., Ponomareva A.P., Shokalskii S.P. et al., Late Paleozoic – Early Mesozoic granitoid magmatism of Altai // *Russ. Geol. & Geoph.* 1997. V. 38. N 4. P. 715–729.
- Vladimirov A.G., Kozlov M.S., Shokalskii S.P. et al. Main age stages of intrusive magmatism in Kuznetsk Alatau, Altai and Kalba (based on U-Pb isotopic dating) // *Russ. Geol. & Geoph.* 2001. v. 42. no 8. p. 1157–1178.
- Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Kruk N.N. Perm-Triassic magmatism of Altai-Sayan folded region as reflect of Siberian superplume // *Doclady Earth Sciences.* 2005. V. 400. N 4. P. 505–509.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al., Sources of Phanerozoic granitoids of Central Asia: Sm-Nd isotopic data. // *Geochemistry Int.* 1996. N 8. P. 699–712.
- Kruk N.N., Shokalskii S.P., Khromykh S.V., Nickolaeva I.V. Magmatism og early stages of collision of Siberian and Kazakhstan continents // *Doclady Earth Sciences.* 2009. V. 428. N 4. P. 500–504.
- Kruk N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A. et al., Continental crust of Gorny Altai: nature and protolith's composition // *Russ. Geol. & Geoph.* 2010. V. 51. N 5. P. 431–446.
- Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *Journal of Asian Earth Sciences.* 2011. V. 42. N 5. P. 928–948.
- Kruk N.N., Volkova N.I., Kuibida Ya.V. et al. Nature of metamorphic complexes of Gorny Altai // *Lithosphere.* 2013. N. 2. P. 20–44.
- Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // *Episodes.* 2000. V. 23. P. 82–92.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНО-САНГИЛЕНСКОГО ПОЯСА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Л.Г. Кузнецова

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

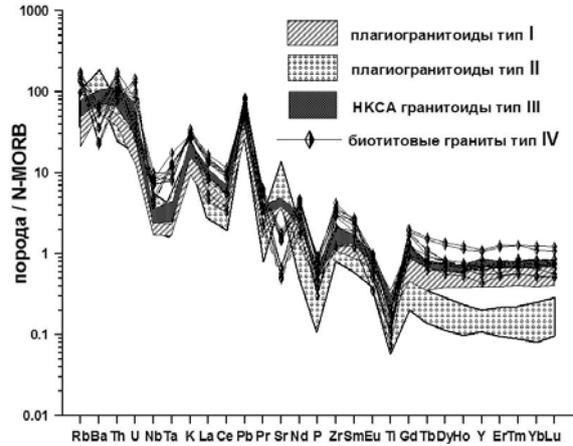
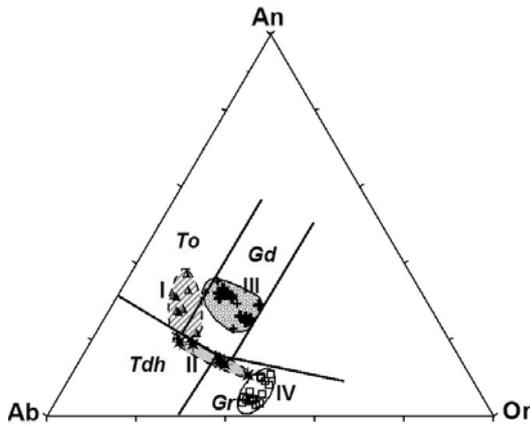
Сангиленское нагорье, включающее Южно-Сангиленский пояс редкометалльных пегматитов (ЮСП) протяженностью более 120 км, является частью Тувино-Монгольского массива (ТММ), расположенного в каледонской Центрально-Азиатской складчатой области. Магматические ассоциации ТММ в раннем палеозое формировались в условиях аккреционно-коллизийного геодинамического режима, сопровождавшегося мощным воздействием Алтае-Саянского плюма [Ярмолюк, Коваленко, 2003 и др.], что привело к образованию интрузий, сложенных габброидами и гранитоидами разнообразного состава нормальной и повышенной щелочности. В среднем и позднем палеозое в данном регионе более локально проявился щелочной внутриплитный магматизм [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Близкий вещественный состав гранитоидов, сформированных в различной геодинамической обстановке, затрудняет применение структурно-вещественного подхода при выделении интрузивных комплексов и определения их рудного потенциала. Эта проблема актуальна и для гранитов, ассоциированных со сподуменовыми пегматитами ЮСП. К ним относятся биотитовые двуполевошпатовые граниты, выделенные ранее в кыстарысский комплекс [Шенкман, 1980], а также предшествовавшие им плагиогранитоиды известково-щелочного ряда, которые встречаются как автономно, так и в одних (полихронных и полигенных) массивах. На современных геологических картах [Геологическая карта..., 2010] часть гранитоидных массивов в восточной части ЮСП отнесена к ордовикским кыстарысскому и таннуольскому комплексам, а часть массивов в западной и центральной частях ЮСП – к девонским бреньскому и сангиленскому комплексам. Нами установлен близкий раннепалеозойский возраст (U-Pb, SHRIMP по цирконам) двуполевошпатовых биотитовых гранитов из массивов в восточной и центральной частях ЮСП (489–488 Ma) и ассоциированных с ними сподуменовых пегматитов (494–483 Ma) [Кузнецова, Шокальский, 2011]. Цель нашей работы – определить характерные геохимические особенности основных типов раннепалеозойских гранитоидов, выявленных в ЮСП, и проанализировать их взаимоотношения в пространстве и времени, проследить направление эволюции, завершившейся мощным импульсом редкометалльного магматизма, и уточнить геодинамическую обстановку формирования.

Установлено, что «докыстарысские» плагиогранитоиды известково-щелочного ряда в пределах ЮСП характеризуются нормальной общей щелочностью, но разным уровнем глиноземистости и калиевой щелочности. По этим параметрам и редкоэлементному составу среди них выделяются три ассоциации (комплекса). Ареалы их распространения, частично перекрываясь, сменяют друг друга в субширотном направлении. Все они прорывают и содержат в виде ксенолитов и останцов фрагменты небольших тел предшествовавших им низкотитанистых габбро, горнблендитов, пироксенитов. Умеренно щелочные двуполевошпатовые граниты кыстарысского комплекса внедрялись после плагиогранитоидов, что подтверждается их секущими контактами. Выделенные ассоциации гранитоидов, перечисленные в их возрастной последовательности, характеризуются следующими геохимическими особенностями:

*Плагиогранитоиды диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации умеренной глиноземистости ( $Al_2O_3 = 16–17\%$ ) и умеренной калиевой щелочности (тип 1)* слагают небольшие интрузии, образующие цепочку вдоль Качикского надвига и оперяющих его разломов в западной и центральной частях ЮСП. При содержании  $SiO_2$  60–66 мас. %, они метаглиноземистые ( $A/CNK = 0.8–0.9$ ), умеренно железистые ( $f_{Fe}^* = 0.6–0.7$ ), с Na и K-Na специализацией щелочей. На классификационной диаграмме Ab-An-Or их нормативные составы находятся в поле тоналитов и трондьемитов (Рис. 1а), на диаграмме Ab-Q-Or располагаются вдоль трондьемитового тренда. В них повышены содержания крупноионных и понижены содержания высокозарядных элементов (Рис. 1б); спектры РЗЭ слабо фракционированные  $(La/Yb)_N = 8–14$ ,  $Eu/Eu^* = 0.8–1$ .

*Плагиогранитоиды тоналит-плагиогранит-лейкоплагиогранитной ассоциации высокой глиноземистости ( $Al_2O_3$  до 19 мас. %) и умеренной калиевой щелочности (тип 2)* распространены только в восточной части ЮСП (бассейн р. Хусуингол), где образуют массивы и мелкие интрузии. При содержании  $SiO_2$  62–73 мас. %, они характеризуются  $A/CNK = 0.9–1.1$ , повышенной железистостью ( $f_{Fe}^* = 0.80–0.83$ ), Na специализацией щелочей, но отмечается относительное повышение калиевой щелочности в лейкоплагиогранитах. На диаграмме Ab-An-Or их составы образуют эволюционный ряд из поля тоналитов в поле трондьемитов и гранитов

а б



Геохимические диаграммы для раннепалеозойских гранитоидов Южного Сангиленга:

а – диаграмма нормативных составов альбит–анортит–ортоклаз; б – мультиэлементные диаграммы, нормированные по составу N-MORB [Geochemical Earth Reference Model // <http://earth-ref.org/GERM>].

(см. рисунок, а), на диаграмме Ab-Q-Or диориты и плагиограниты располагаются вдоль трондъемитового тренда, а лейкоплаггиограниты – ближе к известково-щелочному тренду. В них повышены содержания крупноионных и понижены содержания высокозарядных элементов; содержания Ва до 3300 г/т, Sr до 1600 г/т (см. рис. 1, б). Суммы РЗЭ (70–110 г/т) понижены за счет тяжелых РЗЭ, а их нормированные спектры сильно фракционированы  $(La/Yb)_N = 33–65$ , европиевый минимум отсутствует. Геохимические особенности позволяют отнести гранитоиды данной ассоциации к производным адакитовых магм, выплавленных в основании утолщенной коры при  $P > 15–16$  кбар.

Гранитоиды диорит-гранодиоритовой ассоциации умеренной глиноземистости ( $Al_2O_3 = 14–16\%$ ) и повышенной калиевой щелочности (тип 3) отсутствуют в западной части ЮСП, но образуют довольно крупные массивы в его центральной части (н-р Акадырский, площадью до 20 км<sup>2</sup>) и более мелкие тела в полях восточной части пояса (бассейн р. Хусуингол). При содержании SiO<sub>2</sub> 59–65 мас. %, они метаглиноземистые ( $A/CNK = 0.7–0.9$ ), умеренно железистые ( $f_{Fe}^* = 0.6–0.7$ ) с К-Na специализацией щелочей. На диаграмме Ab-An-Or их нормативные составы находятся в поле гранодиоритов (см. рис. 1, а), на диаграмме Ab-Q-Or они располагаются вдоль классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности. Содержания крупноионных элементов повышены, а высокозарядных несколько превышают кларковые (см. рисунок, б),  $\Sigma PЗЭ = 130–170$  г/т, спектры РЗЭ умеренно фракционированные с  $(La/Yb)_N = 12–14$ ,  $Eu/Eu^*$  в гранодиоритах снижается до 0.6.

Биотитовые граниты главной фазы кыстарысского комплекса умеренной глиноземистости ( $Al_2O_3 = 13.5–16\%$ ) и высокой калиевой щелочности (до уровня шошонитов) (тип 4) образуют серию массивов площадью до 40 км<sup>2</sup> в центральной и восточной частях ЮСП. По составу они умеренно-щелочные ( $K_{aгп} = 0.76–0.86$ ) с К-Na специализацией щелочей, умеренно-глиноземистые ( $A/CNK = 1.0–1.1$ ), высокожелезистые ( $f_{Fe}^* = 0.84–0.93$ ). На диаграмме Ab-An-Or их составы находятся в поле гранитов (см. рисунок, а), на диаграмме Ab-Q-Or они располагаются в конце классического дифференционного тренда известково-щелочных серий повышенной калиевой щелочности (НКСА). Содержания крупноионных и высокозарядных элементов в них значительно превышают кларковые (см. рисунок, б),  $\Sigma PЗЭ = 200–260$  г/т, спектры РЗЭ умеренно фракционированные с  $(La/Yb)_N = 10–20$ ,  $Eu/Eu^* = 0.3–0.5$ .

На основании этих данных можно сделать следующие предварительные выводы:

– По вещественному составу основная часть раннепалеозойских гранитоидов ЮСП принадлежит к известково-щелочной серии повышенной калиевой щелочности – НКСА, типичной для этапа постколлизийного магматизма [Liegeois et al., 1998], завершившейся на границе кембрия и ордовика внедрением умеренно-щелочных шошонитовых гранитов кыстарысского комплекса и сподумененовых пегматитов.

– В пределах ЮСП ареалы распространения раннепалеозойских гранитоидов разных геохимических типов сменяют друг друга в субширотном направлении, при этом с запада на восток увеличиваются вертикальная амплитуда глубины их выплавления и калиевая щелочность. В этом же направлении возрастает продуктивность проявлений литиевого редкометалльного магматизма, что, наряду с возрастными данными, говорит о его генетической связи с постколлизийными НКСА гранитоидами.

ЛИТЕРАТУРА

- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. Алтае-Саянская серия / Под ред. В.Е. Руденко. С-Пб. ФГУП ВСЕГЕИ. 2010.
- Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П. Месторождения лития в редкометалльных пегматитах Республики Тыва // Материалы Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием «Литий России». Новосибирск, 2011. С. 65–70.
- Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М. Недра. 1980. 132 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Цен.-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т.11, № 6. С. 556–586.
- Liegeois J-P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids // Lithos. 45. P.1–28.

**ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ  
МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ КАК ИНСТРУМЕНТ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ОЦЕНКИ ЕЕ РУДНО-  
ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ**

**И.И. Лазарева, С.Е. Шнюков**

*Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко, Киев, Украина,  
Lazareva@mail.univ.kiev.ua, Shnyukov@mail.univ.kiev.ua*

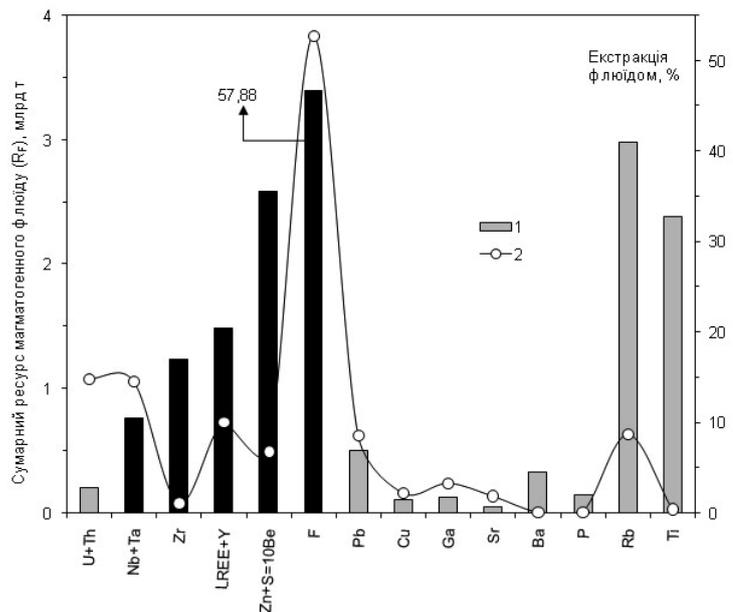
Для обеспечения интерпретационной составляющей Геологического Депозитария Украины предполагается использование геохимического моделирования процессов возникновения магматогенных и сопряженных с ними магматогенно-гидротермальных систем, а также их дальнейшего развития для решения ряда частных и общих задач, примерами которых являются: (1) изучение отдельных магматических серий и сопряженного с ними магматогенного и гидротермально-метасоматического оруденения; (2) исследование сложных магматических комплексов, состоящих из нескольких серий, разработка объединенных петро- и рудогенетических схем и их согласование с процессами планетарного масштаба; (3) реставрация возрастной эволюции системы земная кора — верхняя мантия, контролируемой преимущественно процессами частичного плавления и кристаллизации расплавов, и выделение событий, важнейших в геологическом и металлогеническом (минерагеническом) отношении.

Принципы практической реализации решения задач (1) и (2) рассмотрены на примере геохимической модели магматической эволюции гранитоидов докембрийского (1,7–1,8 млрд лет.) Коростенского плутона (КП) [Шнюков, 2001, 2002; Шнюков и др., 2012] (Украинский щит). Предложенная модель, помимо таких параметров системы как: эффективные комбинированные коэффициенты распределения для большинства микроэлементов, значения температуры для любого значения  $f$  (массовой доли остаточного расплава), концентрация воды в исходном расплаве, точка отделения флюидной фазы, значения коэффициентов распределения флюид/расплав для [Шнюков, 2001, 2002; Шнюков и др., 2012] микроэлементов — предоставляет данные о концентрациях каждого элемента как в остаточном расплаве, так и в самом флюиде, а также позволяет оценить суммарный ресурс флюида, отделившегося от материнской магматической системы на любом этапе эволюции. Полученные результаты отображены на рис. 1. На нем ресурс флюида используется в качестве параметра, который дает максимальную оценку масштабов потенциального оруденения для элементов и их природных групп.

При создании объединенных геохимических моделей сложных магматических комплексов, где частные модели серий построены аналогично разобранным выше примерам и содержат набор соответствующих уравнений, подлежат решению следующие задачи: (1) выяснение комагматичности различных серий пород; (2) определение источника (уровня генерации) первичных расплавов; (3) совмещение (объединение) частных геохимических моделей формирования различных магматических серий. Решение всех трех задач сводится к процедуре “стыковки” моделей — двух кристаллизационных или одной из них с моделью частичного плавления. При этом для двух “реперных” элементов с наиболее монотонным поведением в каждой из моделей

**Рис. 1.** Суммарный ресурс элементов во флюиде.

Черные столбики отвечают элементам, для которых наличие промышленной минерализации подтверждено геолого-разведочными работами.



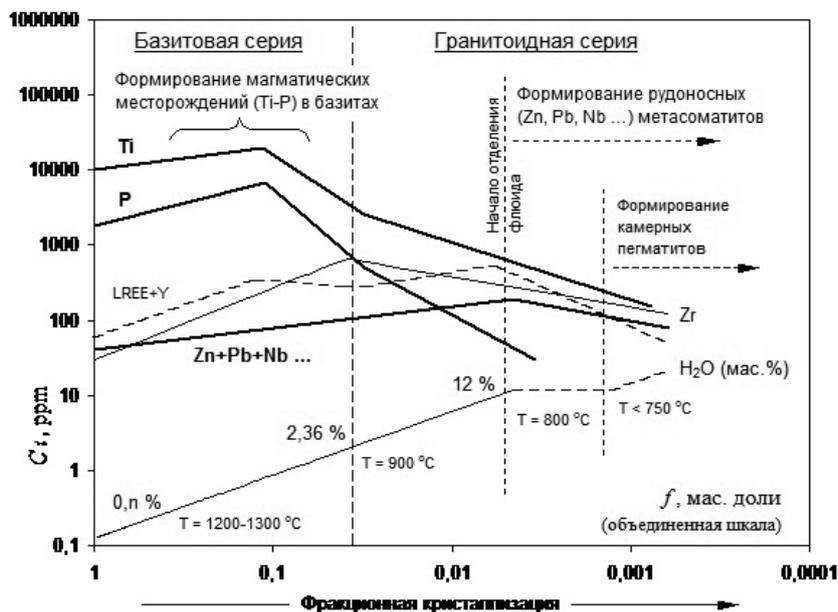
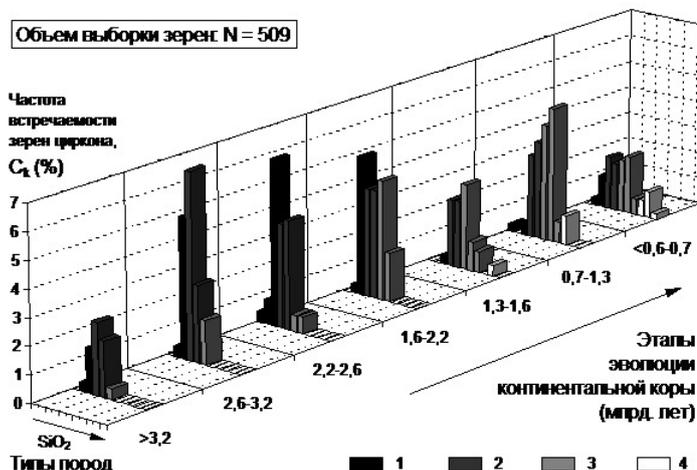


Рис. 2. Пример объединения двух отдельных моделей фракционной кристаллизации, независимо созданных для базитовой [Шнюков, 2002] и гранитной серий Коростенского плутона.

формируется система уравнений, решение которой дает такие значения  $f$  по принятой в каждой модели шкале ( $f_1$  и  $f_2$ ), при которых достигается равенство концентраций выбранных “реперных” элементов в расплаве. Дальнейшая проверка гипотез о комагматичности серий или возможности формирования какой либо из них за счет частичного плавления вещества рассматриваемой геосферы проводится путем сопоставления концентраций других элементов, рассчитываемых по каждой из “стыкуемых” моделей для полученных значений  $f_1$  и  $f_2$ . Согласованность таких расчетных концентраций подтверждает гипотезу. В этом случае совмещение моделей легко выполняется переходом на единую (объединенную) шкалу  $f$  с использованием значений  $f_1$  и  $f_2$ . Результаты проверки гипотез (рис. 2) свидетельствует о работоспособности предложенной процедуры и систем уравнений, обеспечивающих ее применение. Реставрация возрастной эволюции системы земная кора — верхняя мантия (3) требует применения моделей другого типа, основанных на оценках скорости роста континентальной коры за счет ее экстракции из деплетированной мантии. Они используются как главный входной параметр для расчета изменяющихся во времени концентраций редких элементов в геосферах, причем в качестве ведущего механизма их переноса из мантии в формирующуюся кору принимается процесс частичного плавления с последующей магматической эволюцией. Подобные модели создаются на различных принципах [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], однако для экспрессного получения реалистичных данных предложена процедура, основанная на геохимическом исследовании единичных зерен САМ (сквозных аксессуарных минералов) из их представительных терригенных популяций, которые объективно отражают состав, возраст и, что важно, объемные соотношения пород в пределах дренируемой территории (блока коры). Эффективность подхода подтверждается примерами применения для исследования этапов эволюции коры (рис. 3) и регистрации важных металлогенических событий (формирование алмазонасных кимберлитов, редкометалльных карбонатитовых и щелочных комплексов) [Шнюков, 2002]. Оба типа моделей тесно связаны. Так, в первом из них, процедура оценки уровня генерации первичного расплава и соответствующей степени частичного плавления требует введения данных о концентрациях редких элементов в геосферах, которые из-

менялись в ходе эволюции системы кора — мантия. Применение зависимостей концентрация — время, предоставляемых моделями второго типа, позволит проводить эту процедуру для различных моментов времени с выбором максимально реальных случаев и получением оценок наиболее вероятного возраста процесса генерации первичного расплава.

Рис. 3. Пример использования представительной популяции зерен терригенного циркона для выделения основных этапов формирования крупных участков земной коры (южная часть Украинского щита).



ЛИТЕРАТУРА

- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция (рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах). М.: Мир, 1988. 379 с.
- Шнюков С.С. Наскрісні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів // Зб. наук. праць УкрДГРІ. 2001. № 1/2. С. 41–53.
- Шнюков С.С. Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации // Геофизический журнал. 2002. Т. 24, № 6. С. 201–219.
- Шнюков С.С., Лазарева І.І., Хлонь О.А., Марченко Д.Ф. Оцінка рудогенеруючого потенціалу магматогенно-гідротермальних систем за результатами геохімічного моделювання// Геохімія та рудоутворення. 2012. Вип. 31. С. 105–111.

## РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА – ТИПЫ, РЕГИОНАЛЬНАЯ, ВОЗРАСТНАЯ, ВЕЩЕСТВЕННАЯ СПЕЦИФИКА, МЕХАНИЗМЫ, ИСТОЧНИКИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

В.И. Левицкий, И.В. Левицкий

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия  
vlevit@jgc.irk.ru*

Гранитоиды являются главным типом пород, индикаторами условий, механизмов генерации и кристаллизации магм при становлении континентальной коры юго-запада Сибирского кратона. Составные его части – Иркутский, Жидойский, Китойский, Булунский блоки в которых доля гранитоидов меняется от 65 % (Китойский, Булунский) до 85 % (Иркутский, Жидойский), полностью определяя их вещественно-структурный облик как гранитно-купольных структур. По механизму формирования среди гранитоидов можно выделить следующие (в порядке значимости) типы:

1. Палингенные: 1) палеоархейские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации (ТТГА; мантийные – плюмы (?) и коровые – при выплавлении из базитов в утолщенной коре) массивы и тектонические пластины в гранито-гнейсах; 2) неоархейские (?) и палеопротерозойские натриево-калиевые и известково-щелочные (плавление в коллизионных зонах) многофазные батолиты крупных изверженных провинций в зонах сочленения гранулитовых и зеленокаменных комплексов.

2. Ультраматаморфические, образующиеся путем метасоматического замещения метаморфических метаосадочных и метамагматических пород в шарыжалгайском и китойском комплексах, гранито-гнейсах ТТГА под воздействием глубинных мантийных флюидов при перерастании в магматическое при корово-мантийном взаимодействии [Таусон, 1977; Петрова, Левицкий, 1984; и др.]. Состав гранитоидов определяется субстратом гнейсов, сланцев, что предопределяет формирование гранитоидов S и I типов. Для ультраматаморфических образований характерна последовательность: гнейсы, сланцы – плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты – темные калишпатовые мигматиты – автохтонные и аллохтонные граниты. Состав ультраматаморфических гранитоидов определяется: 1) химической спецификой субстрата; 2) составом воздействующих мантийных флюидов; 3) проявлением магматической дифференциации и кислотно-основного взаимодействия расплавов. По двупироксеновым плагиосланцам развиваются чарнокитоиды, гиперстенные граниты, плагиоклазиты; по гнейсам, высокоглиноземистым сланцам – лейкократовые граниты, лейкограниты; по мономинеральным кварцитам – лейкограниты; по магнетитовым кварцитам – магнетитовые эндербиты и граниты; по амфиболитам, доломитовым мраморам – граносиениты, пироксеновые, амфиболовые, нефелиновые сиениты; по кальцитовым – пироксеновые, амфиболовые сиениты, граносиениты. Такое наследование минерального и химического состава субстрата гранитоидами, можно объяснить только ультраматаморфическим механизмом гранитообразования.

3. Анатектические – при изохимическом плавлении кислых метамагматических и метаосадочных гнейсов в гранулитовых комплексах. Им присуще сохранение геохимической специфики протолитов, особенно, близких по составу к гранитоидам.

4. Реоморфические – при плавлении (в основном ТТГА) в зонах субдукции (массивы и тела в гранулитовых и зеленокаменных комплексах). Их роль велика, но пока достаточно не определена из-за отсутствия изотопно-геохронологических данных.

Гранитообразование осуществлялось в палеоархее (3.2–3.4 млрд лет), мезо- и неоархее (2.8–2.45 млрд лет), палеопротерозое (2.4–1.85 млрд лет). Гранитоиды образуются в син-, пост- и позднеколлизионных геодинамических обстановках и могут быть отнесены к орогенным, посторогенным (посткинematическим) образованиям.

Каждый тектонический блок (Иркутский, Жидойский, Китойский, Булунский) характеризуется присутствием гранитоидов с присущими только ему вещественными характеристиками, которые отражают распространенность в блоках тех или иных протолитов, а также механизмов гранитообразования и кристаллизации магм.

В Булунском блоке и северной части Китойского доминируют палеоархейские гранито-гнейсы, залегающие в виде тектонических пластин и линз, крупных массивов массивных и полосчатых тоналитов или трондьемитов с возрастом 3.2–3.4 млрд лет,  $(Rb/Sr)_0 = 0.699–0.701$ ,  $T_{Nd}(DM) = 3.5–3.6$  млрд лет. Большинство из них относится к высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам и по высоким содержаниям CaO, Sr, низ-

ким –  $K_2O$ , Rb близки к гранитам I типа [Chappel, White, 1974], по значениям  $La_n/Yb_n$  и  $Yb_n$  – к архейским ТТГА [Martin, 1994, 1999 и др.]. Их образование связывается или с плавлением океанической коры в зоне субдукции, метабазитового или плагиогнейсового протолита в основании утолщенной коры [Martin, 1999 и др.].

В неоархее по слабометаморфизованным гранито-гнейсам Булунского блока и по гранулитовым шарыжалгайской (Иркутный и Жидойский блоки) и китойской (Китойский) серий образуются гранитоиды китойского ультраметаморфического комплекса – плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты, теньевые калишпатовые мигматиты, автохтонные и аллохтонные граниты, чарнокитоиды [Магматические формации..., 1989]. Они слагают массивы площадью до 1–2 км<sup>2</sup> (в Китойском, Жидойском, Иркутном) и до 10 км<sup>2</sup> (Булунском) блоках. Ультраметаморфическая природа большинства из них подтверждается геологическими взаимоотношениями, зависимостью состава гранитоидов от субстрата, степенью его преобразований. Для мигматитов и гранитов развитых по ТТГА Rb/Sr методом был получен возраст 2.65 млрд лет [Сандиминова и др., 1993]; по гранулитам шарыжалгайской серии – 2.56–2.65 млрд лет, а китойской – 2.48–2.54 млрд лет. Различия в составе гранитоидов китойского ультраметагенного комплекса определяются разным составом орто- и парапород шарыжалгайской и китойской серий. Возможно, среди них есть и магматические интрузивные образования (Малобельский и другие массивы), сейчас представленные мигматит-гранитами. По щелочнометалльности гранитоиды широко варьируют от низкощелочных до субщелочных, по распределению элементов относятся к ультраметаморфическому типу гранитов [Таусон, 1977] – обогащены  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , Ba, LREE, Zr, Cr, Ni, [Таусон, 1977], S или I типам. Гранитоиды (калишпатовые теньевые мигматиты, граниты, чарнокитоиды) китойского ультраметаморфического комплекса в шарыжалгайской (Иркутный и Жидойский блоки) и китойской (юг Китойского блока) серий по петрогеохимическим характеристикам отличаются от развитых по ТТГА (север Китойского, Булунский блок). В ТТГА они обеднены –  $TiO_2$ , железом, MgO, CaO, Ba, Sr, F, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cu, Cr, V, Ni, Co, Sc.

В Иркутском и Жидойском блоках в шарыжалгайской серии присутствуют не только неоархейские (2.56–2.65 млрд лет) гранитоиды китойского ультраметаморфического комплекса, но и палеопротерозойские (1.85–1.87 млрд лет) [Сальникова и др., 2007] ультраметаморфические гранитоиды, соответствующие I и S типам, развитые по метабазитовым дупироксеновым плагиосланцам и метаосадочным плагиогнейсам, биотитовым ( $\pm$  Grt, Орх, Crd, Sil) гнейсам гранулитовой фации [Петрова, Левицкий, 1984]. Они слагают субпластовые, линзовидные тела от 0.2×1 м до 0.5×2 км. Неоархейские ультраметаморфические гранитоиды шарыжалгайской серии по сравнению палеопротерозойскими обогащены  $SiO_2$ , обеднены железом, MgO, Cr, V, Ni, Co, при близких содержаниях REE, Ba, Sr, Zr.

На юго-западе Сибирского кратона известны многофазные гранитные батолиты саянского, шумихинского, игнокского, приморского комплексов, относящиеся к гранитоидам крупных магматических провинций. В Саянах и Западном Прибайкалье они простираются на 250–300 км. Породы первой фазы представлены гранодиоритами ( $\pm$  Amf, Bi), сиенитами, кварцевыми сиенитами и диоритами, второй – гранитами, а третьей – лейкократовыми гранитами и пегматитами. В гранитоидах наблюдается преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ ; железа над Mg; повышенные содержания K, Ba, Sr, LREE, Zr, Co, Cr и пониженные – V. Л.В. Таусон [Таусон, 1977] относил саянский комплекс к палингенным гранитам известково-щелочного ряда. На дискриминационных диаграммах составы главных фаз гранитоидов, отражающих состав родоначальных магм, расположены в поле гранитов А-типа или тяготеют к границе полей вулканических дуг и внутриплитных, что характерно для постколлизийных (посткинематических) гранитов. Рубежи их становления (1855–1871 млн лет), соответствуют периодам формирования ультраметаморфических гранитоидов в шарыжалгайском и китойском комплексах (1853–1868 млн лет). Последние образуются при замещении метаморфических пород гранулитовой фации с наследованием их вещественных характеристик под воздействием глубинных мантийных флюидов, обогащенных Si, Na, K, Rb, Ba, Pb, La, Ce, Nd, Zr. Составы гранитоидов саянского, шумихинского комплексов по уровням концентраций большинства элементов близки к содержаниям для ультраметаморфических шарыжалгайской серии и могут быть связаны с ними парагенетически. Повышенные количества в ультраметагенных гранитоидах железа, MgO, CaO,  $P_2O_5$ , Cr, V, Ni, Co и пониженные –  $SiO_2$ , Rb, F, Sn, Zr отражают влияние на них субстрата гранулитов, а повышенные содержания в посткинематических гранитах – Rb, Sn, F, Pb – проявление эманационной дифференциации. Ультраметаморфические гранитоиды сопряжены с процессами регрессивного гранулитового метаморфизма посткульминационного периода. Свидетельства о возможной парагенетической связи с ними гранитов саянского, шумихинского, приморского комплексов говорят об орогенном (постколлизийном), а не анорогенном (внутриплитном) геодинамическом режиме их формирования.

Рост континентальной коры юго-запада Сибирского кратона происходил как путем последовательного замещения палеоархейских гранитоидных ассоциаций неоархейскими и палеопротерозойскими, так и при

аккреции разновозрастных блоков (террейнов) в палеопротерозое. Гранитообразование осуществлялось при проявлении разных механизмов и коровых источников при корово-мантийном взаимодействии.

*Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 14-05-31036-мол-а.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Магматические формации юга Восточной Сибири и Северной Монголии (Объяснительная записка к карте масштаба 1:500 000. Ред. Абрамович Г.Я.). 1989. 119 с.
- Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука. 1984. 200 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.
- Сандмирова Г.П., Левицкий В.И., Пахольченко Ю.А. и др. // Rb-Sr возраст и геохимия рудоносных формаций Онотско-Савинского междуречья (В. Присаянье). М.: Наука//Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. 1993. С. 92–102.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 279 с.
- Chapped B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types// Pacif. Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.
- Martin H. The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam. 1994. P. 205–259.
- Martin H. The adakitic magmas: modern analogs of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

**БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДНЫЕ СИСТЕМЫ В ГРАНИТОИДАХ  
ВЕРХНЕ-БУЮНДИНСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)****И.С. Литвиненко***Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
Магадан, Россия, litvinenko@neisri.ru*

Верхне-Буюндинский (Чумышский) рудно-россыпной узел входит в состав Нерего-Буюндинского золотоносного района на юго-восточном фланге Яно-Колымского золотоносного пояса. В тектоническом отношении узел расположен в зоне юго-восточного замыкания Яно-Колымской складчатой системы вблизи ее границы с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом и приурочен к участку пересечения зон Маймаджинского, Умарского и Танья-Нурского глубинных разломов [Геологическая..., 1999]. Развитые в его пределах Чумышский и Березовский интрузивные массивы прорывают поздне триасовые и раннеюрские осадочные толщи Буюндинской зоны пологих дислокаций и образуют очаговые структуры, к которым приурочены выявленные в пределах узла рудные проявления.

Чумышский и Березовский массивы относятся к габбро-диорит-гранитной магматической формации [Романин и др., 2009]. Чумышский массив сложен в основном гранодиоритами с небольшими дайко- и штокообразными фазами лейкогранитов, диоритов, диоритовых порфиритов; Березовский массив – гранодиоритами. Данные U-Pb датирования пород по акцессорному циркону свидетельствуют о позднеюрском (152.5–156.2 млн лет) возрасте пород Чумышского массива [Романин и др., 2009]. Магматические образования, связанные со становлением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, представлены небольшими полями вулканитов (в юго-восточной части узла), субвулканическими телами и дайками риолитов, риолито-дацитов, дацитов, аплитовидных гранитов, гранит-порфиров, гранодиоритов, диоритов, андезитов и базальтов. Возраст их по данным U-Pb датирования (по акцессорному циркону из диоритовых штоков) – 90,8–94,2 млн лет [Романин и др., 2009].

По результатам выполненных в пределах узла геолого-поисковых и поисково-оценочных работ выделено несколько перспективных участков. Они включают в себя рудные проявления и точки минерализации и могут рассматриваться в ранге рудных полей. В основном они приурочены к эндоконтактной зоне Чумышского гранитоидного массива (Пологий, Забытый, Осадочный, Левое и др.), реже к эндо- и экзоконтактной зоне Чумышского и Березовского массивов (Чумыш, Березовый Тенкели).

Благороднометалльное оруденение в выявленных рудных проявлениях представлено четырьмя морфологическими типами: 1) жилы и зоны прожилкования кварц-сульфидного (сульфидов до 10 %) состава мощностью до 2–3 м и протяженностью до 200 м; 2) минерализованные (кварцем и сульфидами) зоны дробления мощностью от 1 до 10 м и протяженностью до 500 м; 3) участки площадного окварцевания; 4) зоны вкрапленной (прожилково-вкрапленной) сульфидизации. Ведущим типом являются зоны дробления, минерализованные кварцем и сульфидами. Степень сульфидизации в них крайне невыдержанна: от убогой вкрапленности до сплошных сульфидных руд, в которых преобладает арсенопирит. Остальные типы играют подчиненную роль.

В целом в пределах выявленных рудных проявлений узла выделяется три типа рудной минерализации.

Первый (золото-полисульфидный) тип оруденения наибольшим распространением пользуется в отдельных рудопроявлениях. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, железистым сфалеритом и халькопиритом. По результатам шлихового опробования элювиально-склоновых образований, перекрывающих рудные проявления с золото-полисульфидной минерализацией, самородное золото в них характеризуется преимущественно комковидными и таблитчатыми выделениями зачастую в сростках с гидроксидами железа. Наряду с весьма мелкими, тонкими и пылевидными зёрнами здесь в значительных количествах отмечаются золотины класса 0,25–0,5; 0,5–1,0 и 1,0–2,0 мм. Преобладает золото средней и высокой (800–950 %) пробы.

Второй тип (золото-редкометалльный) отмечается в пределах всех рудных проявлений узла. Среди рудных минералов преобладают пирит и арсенопирит, в подчиненном количестве галенит, пирротин, теллурувисмутит, молибденит, сульфотеллуриды Bi, висмутовые сульфосоли Pb и Ag(Au). В качестве микровключений в самородном золоте отмечаются переменного состава сульфиды Au-Ag. Наряду с весьма мелким, тонким и пылевидным золотом, представленным комковидными и таблитчатыми выделениями, здесь в небольшом количестве присутствует таблитчатого облика золотины крупнее 0,25 мм. Основная масса золотин имеет пробу от 650 до 750 %.

Третий (золото-серебряный) тип рудной минерализации наибольшим распространением пользуется в отдельных проявлениях. Среди рудных минералов преобладают пирит, арсенопирит и акантит, в подчиненном количестве присутствует пирротин, халькопирит и сфалерит. В сростках с золотом отмечаются переменного состава сульфиды Au-Ag, по периферии в виде фрагментов каймы – окислы Au-Ag. Золото представлено весьма мелкими, тонкими и пылевидными комковидными, таблитчатыми и пластинчатыми зернами двух генераций: весьманизкопробной (450–600 ‰) и высокосеребристой (200–400 ‰), при преобладании весьманизкопробной.

Выполненные детальные исследования типоморфных свойств самородного золота и минерального состава оруденения на различных участках узла позволили оценить в них роль различных выделенных тип рудной минерализации. Основная масса оруденения на участке Пологий представлена золото-серебряной минерализацией с весьма низкопробным и высокосеребристым золотом. На отдельных частях участка как самостоятельно, так и совместно с золото-серебряной минерализацией развито более бедное золото-редкометалльное оруденение. На юго-западном фланге участка Чумыш (рудопоявление Контактный) оруденение представлено в основном золото-редкометалльной минерализацией с подчиненным развитием золото-серебряной и золото-полисульфидной. Рудные зоны на северо-восточном фланге участка (рудопоявление Странное) характеризуются преимущественно золото-полисульфидной минерализацией. Золотое оруденение на участке Забытый относится к золото-полисульфидной и золото-редкометалльной минерализации с подчиненным развитием золото-серебряной. На участке Осадочный резко преобладающим является золото-редкометалльное оруденение с очень подчиненным развитием золото-серебряной и золото-полисульфидной минерализации. В пределах участка Березовый преимущественным развитием пользуется золото-редкометалльная и золото-полисульфидная минерализация с подчиненным присутствием золото-серебряной.

Тесная пространственная совмещенность всех трех типов минерализации, наличие сростков разнопробных генераций золота, присутствие в теллурувисмутите свинца, а в галените висмута и серебра указывают, что данные минеральные типы оруденения являются стадиями развития единой рудно-магматической системы. Золотое и серебряное оруденение Верхне-Буяундинского рудно-россыпного узла развивалось в рамках единой золото-порфировой рудной системы с пространственно временной сменой золото-полисульфидной, золото-редкометалльной и золото-серебряной минерализации. Это позволяет предполагать возможность выявления здесь крупнообъемных полиминеральных (полиформационных) месторождений с прожилково-вкрапленным оруденением или мелких, но очень богатых жильных месторождений «школьнинского» типа [Многофакторные..., 1992]. Установление же пространственной модели размещения различных типов рудной минерализации в пределах рудных систем позволяет использовать ее для оценки уровня эрозионного среза рудных колон.

#### ЛИТЕРАТУРА

Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4 кн. Кн. 1. Геологическое описание. Полезные ископаемые. Минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории. Магадан: Комитет природных ресурсов по Магаданской области; ГП «Магадангеология». 1999. 180 с.

Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России / Науч. ред. М.М. Константинов, И.С. Розенблюм, М.С. Зиннатуллин. М: Комитет по геологии и использованию недр РФ. 1992. 140 с.

#### GRANITOID-RELATED GOLD-SILVER SYSTEMS IN VERKHNE-BUYUNDINSKY MINERAL DISTRICT (NORTHEAST RUSSIA)

I.S. Litvinenko

*North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia  
litvinenko@neisri.ru*

Verkhne-Buyundinsky (Chumysh) Mineral District is a part of Nerego-Buyundinsky auriferous territory in southeastern Yana-Kolymian Metallogenic Belt. By its tectonics, it is placed in the southeastern closure area of Yana-Kolymian Fold System bounding Okhotian-Chukotian Volcanic Belt and is related to the intersection area of Maima-

jinsky, Umar and Tanya-Nur deep faults [Geologic..., 1999]. Its Chumysh and Beryozovsky intrusive massifs come through the Late Triassic and Early Jurassic sedimentary sequences of Buyundinskaya gentle faulting zone and make up spots of ore mineralization within the district.

The Chumysh and Beryozovsky massifs represent gabbro-diorite-granite magmatism [Romanin et al., 2009]. The Chumysh Massif mainly consists of granodiorite with minor dike- and stock-shaped leucogranite, diorite and porphyritic diorite phases, and the Beryozovsky Massif consists of granodiorite. The U-Pb accessory zircon determinations testify to the Late Jurassic ages (152.5–156.2 Ma) of the Chumysh Massif [Romanin et al., 2009]. Igneous rocks related by origin to the Okhotian-Chukotian Volcanic Belt include small fields of volcanics in the southeastern part of the mineral district, subvolcanic bodies and rhyolite dikes, rhyolite-dacite, dacite, aplitic granite, porphyry granite, granodiorite, diorite, andesite and basalt rocks. Their U-Pb ages established by accessory zircon from diorite stocks equal 90.8–94.2 Ma [Romanin et al., 2009].

Some prospects are identified within the mineral district, as the result of geologic prospecting and exploration activities conducted there. These prospects include mineral occurrences and spots of mineralization and can be assessed as ore fields. In majority of cases, they are related to the Chumysh Granitoid Massif endocontacts (Pology, Zabyty, Osadochny, Levoe), and, less frequent, to endo- and exocontacts of Chumysh and Beryozovsky massifs (Chumysh, Beryozovy, Tenkeli).

The established metallogeny consists of four morphologic types as follows: 1) quartz-sulfide (sulfides to 10 % veins and stringers, thickness about 2–3 m and length to 200 m; 2) crush belts with quartz and sulfide mineralization, thickness from 1 m to 10 m and length to 500 m; 3) quartz alteration areas; 4) disseminated (veinlet-disseminated) sulfidization zones. Crush belts with quartz and sulfide mineralization are the leading type. Sulfidization is quite impersistent and changes from poor disseminations to continuous sulfide ores dominated by arsenopyrite. The other types are subordinate to it.

In general, the discussed mineral district is characterized by three ore mineralization types as follows.

The first type is gold-polysulfide mineralization that is the most widespread in some mineral occurrences. Ore minerals include pyrite, arsenopyrite, galena, ferruginous sphalerite and chalcopyrite. According to panning sampling results, native gold from gold-polysulfide occurrences superimposed by eluvial deposits on slopes is usually present in its clotted and tabular forms and often as iron hydroxides intergrowths. Besides very small, fine and dusty grains, gold particle's size of 0.25–0.5 mm, 0.5–10 mm and 2.0–2.0 mm is frequent. Gold fineness is dominated by medium and high (800–950 ‰) values.

The second gold – rare metal type is characteristic of all mineral occurrences within the district. Ore minerals are dominated by pyrite and arsenopyrite, and subordinate minerals include galena, pyrrhotite, tellurobismuthite, molybdenite, Bi sulfotellurides, and Pb and Ag (Au) bismuth sulfosalts. Native gold contains Au-Ag sulfides alternating by composition as its microscopic inclusions. Besides very small, fine and dusty clotted and tabular-shaped gold, tabular gold particles larger than 0.25 mm can be present. Gold fineness is usually from 650 to 750 ‰.

The third gold-silver type is the most widespread in some mineral occurrences. Ore minerals are dominated by pyrite, arsenopyrite and acanthite, whereas subordinate minerals include pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite. Gold intergrowths contain Au-Ag sulfides of alternating composition and Au-Ag oxides as the fragmentary rims. Very small, fine and dusty gold particles are clotted, tabular and foliated by shape and exist as two generations of very low fineness (450–600 ‰), which dominates, and high-Ag (200–400 ‰) one.

Ample data obtained on typomorphic properties of native gold and ore composition served as a basis for researchers to assess the significance of different ore mineralization types throughout the mineral district. The Pology Prospect basically consists of gold-silver mineralization type characterized by rather low-fineness and high-Ag gold. Gold – rare metal type is of a lower grade and is present in some areas of the prospect, both independently and in association with gold-silver mineralization. Kontaktovy ore occurrence in the southwestern Chumysh Prospect basically consists of gold – rare metal mineralization, whereas gold-silver and gold-polysulfide types are subordinate to it. Ore zones in the south-east of the prospect (Strannoe ore occurrence) are dominated by gold-polysulfide mineralization type. Gold ores of Zabyty Prospect represent gold-polysulfide and gold – rare metal types with subordinate gold-silver mineralization. Osadochny Prospect is sharply dominated by gold – rare metal mineralization with gold-silver and gold-polysulfide types quite subordinate to it. Beryozovy Prospect basically consists of gold – rare metal and gold-polysulfide mineralization types, and gold-silver type is subordinate.

Such facts, as a close spatial co-occurrence of these three mineralization types, gold intergrowths of different generations, presence of lead in tellurobismuthite, and bismuth and silver in galena, serve as a basis for researchers to assume that these ore mineralization types represent development stages of a single ore-magmatic system. Gold and silver mineralization was developing within the Verkhne-Buyundinsky Mineral District as a single gold-porphyry

ore system with its gold-polysulfide, gold – rare metal and gold-silver ore types replacing one another in space and time. This assumption allows us to suggest here major polymineral deposits (complex ore deposits) characterized by veinlet-disseminated mineralization type or minor but very high-grade lodes of Shkolnoe type [Multifacet...., 92]. Development of a spatial model of different mineralization types within ore systems can allow researchers to assess the denudation level of ore pipes.

#### **REFERENCES**

- Geologic Map and Map of Minerals for Okhotian-Kolymian Region. Scale 1:500 000. Legend in 4 volumes. Volume 1. Geologic Description. Minerals. Metallogenic regioning and predicted reserves. Magadan: Magadan Committee on natural resources; Magadangeologia Company. 1999. 180 p.
- Multifacet search-and-prediction models for gold and silver deposits of Northeast Russia / Eds. M.M. Konstantinov, I.S. Rozenblyum, M.S.Zinatullin. M.: Russian Committee on Geology and Resource Management. 1992. 140 p.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТКИ

**М.В. Лучицкая<sup>1</sup>, С.Д. Соколов<sup>1</sup>, Л.М. Натапов<sup>3</sup>, Е. Белоусова<sup>3</sup>, А.Б. Котов<sup>2</sup>,  
Е.Б. Сальникова<sup>2</sup>, С.З. Яковлева<sup>2</sup>, С.М. Катков<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия  
luchitskaya@ginras.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Macquarie Univ, GEMOC, Sydney, Australia

На территории Чукотки выделяются следующие крупные тектонические элементы: Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская и Ануйско-Чукотская складчатые системы. Они образовались в результате коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) континента и Чукотского (Чукотка – Арктическая Аляска) микроконтинента [Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 2010].

В пределах Ануйско-Чукотской складчатой системы (Чукотских мезозоид) широко проявлен позднемезозойский гранитоидный магматизм; на разномасштабных геологических картах гранитоидные комплексы отнесены к раннемеловым чукотскому (Западная Чукотка) или тауреранскому (Восточная Чукотка) комплексам [Саморуков, Матвеев, 1984; Тибилев, Черепанова, 2001; Варламова и др., 2004].

В то же время в последние годы установлен палеозойский возраст (U-Pb метод) для ортогнейсов или гранито-гнейсов, присутствующих в структурах поднятий, которые первоначально выделялись как горстобразные выступы, в которых вскрыты палеозойские отложения чехла докембрийского массива [Тильман, 1973; Садовский, Гельман, 1970], а в настоящее время рассматриваются как гранитно-метаморфические купола [Гельман, 1995, 1996; Bering ... , 1997; Бондаренко, Лучицкая, 2003; Лучицкая и др. 2010; Акинин, 2011; Akinin et al., 2012]. Так, для ортогнейсов из ядра купола Коолень Восточной Чукотки оценки возраста цирконов составляют 369 и 375 млн лет [U-Pb TIMS, Natal'in et al., 1999]. В.В. Акининим с соавторами [Akinin, 2011; Ползунов и др., 2011] U-Pb SHRIMP методом по цирконам установлен девонский возраст ортогнейсов Велиткенайского массива  $363 \pm 44$  млн лет, позднедевонский возраст гранито-гнейсов Куэвуньского поднятия 380 млн лет. Ранее к допозднепалеозойским относили гранитоиды Киберовского массива Куульского поднятия (Rb-Sr метод,  $439 \pm 32$  млн лет) [Тибилев и др., 1986].

Авторами проведены геохронологические исследования гранитоидов Киберовского массива Куульского поднятия и Куэвуньского массива одноименного поднятия.

Куульское поднятие вытянуто в ЗСЗ направлении вдоль побережья Восточно-Сибирского моря на ~110 км при ширине до 15–30 км. В центральной части поднятия выходят преимущественно терригенные девонские и терригенно-карбонатные нижне-среднекаменноугольные отложения, которые со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями верхней перми – триаса. Гранитоиды Киберовского массива прорывают девонские отложения и слагают о. Шелаурова, расположенный севернее мыса Кибера.

Эндоконтактная зона массива, мощностью около 500 м, представлена среднезернистыми гнейсовидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Основная часть массива сложена гранодиоритами, адамеллитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, между которыми предполагаются постепенные переходы.

Для гнейсовидных биотитовых гранодиоритов эндоконтактной зоны установлен раннекаменноугольный возраст (U-Pb TIMS,  $353 \pm 5$  млн лет [Катков и др., 2013]). Близкие датировки получены авторами для гранитов из основной части Киберовского массива ( $357 \pm 3.6$  млн лет; U-Pb SIMS), для гранит-порфиров ( $352.1 \pm 3.6$  млн лет; U-Pb SIMS) и биотитовых гранитов из гальки конгломератов в основании каменноугольных отложений ( $359.2 \pm 3.2$  млн лет; U-Pb SIMS).

Куэвуньское поднятие вытянуто в широтном направлении примерно на 90 км и имеет около 25 км в поперечнике. В центре поднятия выходят метаморфизованные отложения девона – среднего карбона, которые со стратиграфическим контактом обрамляются терригенными отложениями верхней перми – нижнего триаса [Варламова и др., 2004].

Метаморфические породы вмещают пологие маломощные (до нескольких десятков метров) тела светло-серых гранитоидов, превращенных в очковые гнейсы или гранито-гнейсы с «очками» калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца.

В Куэвуньском массиве были проанализированы амфибол-биотитовые кварцевые сиениты. Конкордантный возраст составляет  $352 \pm 6$  млн. лет (U-Pb TIMS, [Катков и др., 2013]).

Гранитоиды Киберовского и Куэвуньского массивов характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  56–79 и 56–76 мас. % соответственно. Концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  в гранитоидах Киберовского массива варьируют от 3.0 до 6.43 мас. %, Куэвуньского массива – от 3.86 до 5.83 мас. %. По сумме  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  среди них выделяются породы нормального (преобладают) и субщелочного ряда. На диаграмме  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  гранитоиды Киберовского массива попадают преимущественно в поля адамеллитов, гранитов, субщелочных гранитов, реже лейкогранитов и аляскитов, один образец – в поле сиенитов; гранитоиды Куэвуньского массива – кварцевых монцодиоритов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов, гранитов, аляскитов. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] породы Киберовского массива относятся преимущественно к магнезиальным ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.70-0.85$ ), известковым и щелочно-известковым, умеренно- и перглиноземистым (индекс глиноземистости  $\text{ASI} > 1.0$ ) образованиям. В составе гранитоидов Куэвуньского массива выделяются как магнезиальные, так и железистые разновидности ( $\text{Fe}^* = 0.75-0.90$ ), они являются щелочно-известковистыми и известково-щелочными, низко- и умеренно-, частично перглиноземистыми образованиями. При этом для собственно гранитов с  $\text{SiO}_2 \geq 70$  % обоих массивов характерны содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15$  %, т. е. по классификации Ф. Баркера, Дж. Арта [1976] они являются низкоглиноземистыми.

На диаграмме  $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$  [Pearce et al., 1984], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования точки составов гранитоидов Киберовского и Куэвуньского массивов располагаются в пограничной области между полями гранитов вулканических дуг и синколлизонных гранитов, часть точек попадает в поле внутриплитных гранитов. В целом почти все точки составов перекрываются полем постколлизонных гранитов [Pearce, 1996].

На диаграммах  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  и  $\text{Zr} - 10^4\text{Ga}/\text{Al}$  [Whalen et al., 1987], разделяющих граниты I-, S- и A-типов, точки составов гранитоидов обоих массивов сосредоточены в поле гранитов I- и S-типов. Лишь отдельные составы гранитоидов с повышенным содержанием Zr или суммы  $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$  располагаются в области гранитов A-типа.

Таким образом, изложенные выше данные подтверждают представление о проявлении в пределах Чукотки гранитоидного магматизма позднепалеозойского возраста. Гранитоидные комплексы девонского и раннекаменноугольного возраста продолжают на территории Арктической Аляски, включая п-ов Сьюард, Юкона и Арктической Канады (о-ва Элсмир и Аксел Хелберг). Рубеж девона и карбона соответствует времени проявления тектонических событий элсмирской орогении в Арктическом регионе. Все это свидетельствует об общности геологической истории в рамках единого блока Чукотки–Арктической Аляски, перемещенного из района Арктической Канады согласно ротационной гипотезы (Grantz et al., 2011).

## ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
- Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО». Анадырь: ФГУП «Георегион», 2004.
- Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 84–93.
- Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-59-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Составитель Н.М. Саморуков. Редактор В.Т. Матвеев. М., 1984. 50 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 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., Бондаренко Г.Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–971.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1970, 84 с.
- Соколов С.Д. Классификация и иерархия складчатых сооружений // М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. М.: ГЕОС, 2007. С. 71–100.
- Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 95–98.
- Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозой севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 325 с.

- Akinin V.V. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI Abstracts. 2011.
- Akinin V.V., Miller, Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: an update of GEOCHRON2.0 // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-3876.
- Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. V. 16, N. 5, p. 713–729.
- 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.
- Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canadabasins, Arctic Ocean. In: Spencer, A. M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A. V. and K., Smrensens (eds). *Arctic Petroleum Geology Geological Society, London, Memoirs*, 2011. V. 35. P. 771–800.
- 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, N. 4. P. 956–983.
- Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. 1996. V. 19, N. 4. P. 120–125.
- 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.

## LATE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF CHUKOTKA

**M.V. Luchitskaya<sup>1</sup>, S.D. Sokolov<sup>1</sup>, L.M. Natapov<sup>3</sup>, E. Belousova<sup>3</sup>, A.B. Kotov<sup>2</sup>, E.B. Sal'nikova<sup>2</sup>, S.Z. Yakovleva<sup>2</sup>, S.M. Katkov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Geological Institute RAS, Moscow, Russia,  
luchitskaya@ginras.ru*

<sup>2</sup>*Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*Macquarie Univ, GEMOC, Sydney, Australia*

The following large tectonic elements are distinguished on the territory of Chukotka, Alazei-Oloy, South-Anuyi and Anuyi-Chukotka fold systems. They formed as a result of collision between structures of North-Asian (Siberian) continent active margins and Chukotka (Chukotka-Arctic Alaska) microcontinent [Parfenov, 1984; Zonenshain et al., 1990; Sokolov, 2010].

Whithin Anuyi-Chukotka fold system (Chukotka Mesozoides) Late Mesozoic granitoid magmatism is widespread; on different scale geological maps granitoid complexes are referred to Early Cretaceous Chukotka complex (West Chukotka) or Taureran complex (East Chukotka) [Samorukov, Matveenko, 1984; Tibilov, Cherepanova, 2001; Varlamova et al., 2004].

At the same time last years the Paleozoic age (U-Pb) is established for orthogneisses or granite-gneisses in the uplift structures. Earlier they are distinguished as horst-like buldges [Til'man, 1973; Sadovsky, Gel'man, 1970], and now are considered as granite-metamorphic domes [Gel'man, 1995, 1996; Bering... , 1997; Bondarenko, Luchitskaya, 2003; Luchitskaya et al., 2010; Akinin, 2011; Akinin et al., 2012]. Thus, zircon ages for orthogneisses from core part of Koolen' dome, East Chukotka, are 369 and 375 Ma [U-Pb TIMS, Natal'in et al., 1999]. Devonian age is established by V.V.Akinin with coauthors [Akinin, 2011; Polzunenkov et al., 2011] (U-Pb SHRIMP) for orthogneisses of Velitkenay massif – 363 ± 44 Ma, Late Devonian, for granite-gneisses of Kuekvun' uplift - 380 Ma. Earlier granitoids of Kibera massif of Kuul Uplift were referred to pre-Late Paleozoic ones (Rb-Sr, 439 ± 32 Ma) [Tibilov et al., 1986].

Authors carried out geochronological studies of granitoids of Kibera massif, Kuul Uplift and Kuekvun' massif of the same name uplift.

Kuul Uplift is stretched in WNW direction along the East-Siberian Sea coast on 110 km with 15–30 km wide. In the central part of uplift terrigenous Devonian and terrigenous-carbonate Lower-Middle Carboniferous deposits are located. They are overlain with stratigraphical unconformity by terrigenous deposits of Upper Permian-Triassic. Granitoids of Kibera massif intrude Devonian deposits and compose Shelaurov Island, locates northward of Kibera Cape.

Endocontact zone of massif, 500 metres in thickness, is represented by medium-grained gneissosed amphibole-biotite granodiorites. Main part of massif is composed of granodiorites, adamellites, biotite and amphibole-biotite granites with gradual transitions between them.

Gneissed biotite granodiorites of endocontact zone have Early Carboniferous age (U-Pb TIMS, 353 ± 5 Ma [Katkov et al., 2013]). Similar datings are carried out by authors for granites of main part of Kibera massif (357 ± 3.6 Ma;

U-Pb SIMS), granite-porphyre ( $352.1 \pm 3.6$  Ma; U-Pb SIMS) and biotite granites from conglomerate pebbles at the base of Carboniferous deposits ( $359.2 \pm 3.2$  Ma; U-Pb SIMS).

Kuekvun' Uplift is stretched in latitudinal direction on 90 km and is 25 km wide. In the centre of uplift metamorphosed Devonian-Middle Carboniferous deposits are located. They are framed with stratigraphical contact by terrigenous deposits of Upper Permian-Lower Triassic [Varlamova et al., 2004].

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.

Amphibole-biotite quartz syenites of Kuekvun massif were analyzed. Concordant age is  $352 \pm 6$  Ma (U-Pb TIMS, [Katkov et al., 2013]).

Granitoids of Kibera and Kuekvun' massifs are characterized by  $\text{SiO}_2$  56–79 and 56–76 wt. % respectively.  $\text{K}_2\text{O}$  concentrations in granitoids of Kibera massif varies from 3.0 to 6.43 wt. %, Kuekvun' massif – from 3.86 to 5.83 wt. %. According to  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  normal (they prevail) and subalkaline rocks are distinguished among them. On  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  diagram granitoids of Kibera massif plot in adamellite, granite, subalkaline granite fields, rarely, leucogranite and alaskite fields, one sample is syenite; granitoids of Kuekvun' massif, in quartz monzodiorite, quartz syenite, granodiorite, granite, alaskite fields. According to Frost et al. [2001] classification the rocks of Kibera massif are mainly magnesian ones ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.70\text{--}0.85$ ), calcic and alcalic-calcic, moderate- and peraluminous ( $\text{ASI} > 1.0$ ) ones. Granitoids of Kuekvun' massif are magnesian and ferroan ( $\text{Fe}^* = 0.75\text{--}0.90$ ), alkali-calcic and calc-alkalic, meta-, moderate-, partly peraluminous ones. At the same time granites with  $\text{SiO}_2 \geq 70$  % of both massifs have  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15$  %, i.e. according Barker, Arth [1976] they are low-Al rocks.

On Rb vs Y + Nb diagram [Pearce et al., 1984], discriminating granitoids according geodynamic settings granitoids of Kibera and Kuekvun' massifs plot in the area between volcanic arc granites and syncollisional granites, part of granitoids plots in within-plate granites field. As a whole nearly all granitoids are united by field of postcollisional granites [Pearce, 1996].

On  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  vs (Zr + Nb + Ce + Y) and Zr vs  $10^4\text{Ga}/\text{Al}$  diagrams [Whalen et al., 1987], discriminating I-, S- and A-types, granitoids of both massif plot in the field of I- and S-granites. Individual granitoids with increased Zr or Zr+Nb+Ce+Y, plot in the field of A-granites.

Thus, stated data confirm the existence of Late Paleozoic granitoid magmatism within Chukotka. Granitoid complexes of Devonian and Early Carboniferous age are continued on the territory of Arctic Alaska, including Seward Peninsula, Yukon and Arctic Canada (Elsmeier and Axel Heilberg islands). Devonian-Carboniferous boundary corresponds to the age of tectonic events of Ellesmerian orogeny in Arctic region. All data indicate the community of geological history in the framework of single block Chukotka-Arctic Alaska, transported from the Arctic Canada region according to rotation hypothesis (Grantz et al., 2011).

## REFERENCES

- Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
- Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО». Анадырь, ФГУП «Георегион», 2004
- Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 84–93.
- Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-59-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. Составитель Н.М.Саморуков. Редактор В.Т.Матвеев. Москва, 1984. 50 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР // М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 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., Бондаренко Г.Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмаутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–971.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
- Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1970, 84 с.
- Соколов С. Д. Классификация и иерархия складчатых сооружений // М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. М.: ГЕОС, 2007. С. 71–100.
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозой Севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. 1973. 325 с.

- Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С.95–98.
- Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
- Akinin V.V. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI Abstracts. 2011.
- Akinin V.V., Miller, Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: an update of GEOCHRON2.0 // Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-3876.
- Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16, N. 5, p. 713–729.
- 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.
- Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canadabasins, Arctic Ocean. In: Spencer, A. M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A. V. and K., Shrensen (eds). Arctic Petroleum Geology Geological Society, London, Memoirs, 2011. V. 35. P. 771–800.
- 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, N. 4. P. 956–983.
- Pearce J.A. Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19, N. 4. P. 120–125.
- 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.

**ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ СРЕДНЕКИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ ШИЛОССКОЙ  
И КАМЕННООЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО ЩИТА  
(ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ)**

**П.А. Львов<sup>1</sup>, Т.А. Мыскова<sup>1</sup>, И.А. Житникова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия  
pavellvov@gmail.com*

<sup>2</sup>*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия, iriina\_s@mail.ru*

На примере позднеархейского среднекислого магматизма Шилосской и Каменноозерской зеленокаменных структур древнего Водлозерского блока Балтийского щита рассматриваются вопросы длительности магматических процессов и источников вещества.

Позднеархейский среднекислый магматизм исследованного района представлен Шилосским массивом плагиигранитов и роями маломощных даек. Шилосский массив обнажается в центре одноименной зеленокаменной структуры. Дайки сосредоточены внутри зеленокаменных пород в виде роев, окружающих Шилосский массив, и выполняют мелкие трещины преимущественно субмеридионального направления.

По химическому составу дайки варьируют от андезибазальтов до риолитов. Риолиты и дациты пользуются широким распространением, а андезиты и андезибазальты присутствуют в подчиненном количестве. Породы имеют разные текстуры (афировые и порфиоровые) и различную степень раскристаллизованности основной массы – от микрофельзитовой до полнокристаллической микрогранитовой.

Плагииграниты Шилосского массива являются полными химическими аналогами даек дацитов и гранодиорит-порфиров.

Все перечисленные породы обладают одинаковыми геохимическими чертами, близкими раннедокембрийским гранитоидам ТТГ ассоциаций, и на тройной диаграмме К–Na–Ca [Barker, Arth, 1976] точки их составов укладываются в тоналит-трондьемитовый тренд дифференциации. Они обеднены такими несовместимыми элементами как K, Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U, Hf и являются умеренно- и высокоглиноземистыми (с величиной ASI 0.90–1.27), что согласно [Арт, 1983] присуще высокоглиноземистым тоналитам и трондьемитам. Изученные породы также характеризуются низкой и умеренной щелочностью при повышенных содержаниях Na<sub>2</sub>O и относительно низком K<sub>2</sub>O с отношением K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.1–0.5. Принадлежность даек среднекислого состава и плагиигранитов Шилосского массива к известковистой и щелочно-известковистой сериям согласно [Frost et al., 2001] и низкая железистость (0.3–0.7) позволяют сопоставлять их с I-гранитами по [Chappel, White, 1974]. С другой стороны рассматриваемые породы имеют низкие концентрации K<sub>2</sub>O, Rb, Th, U, характерные для гранитов M-типа. Наконец, по содержаниям Zr, Y, Nb и в соответствии с положением их составов на дискриминационной диаграмме FeO\*/MgO – (Zr + Nb + Ce + Y) [Whalen et al., 1987] они близки гранитам обоих типов: I и M.

Возраст кристаллизации даек укладывается в интервал 2862 ± 8 млн лет – 2785 ± 15 млн лет (U–Pb по циркону, SHRIMP-II). Возраст формирования плагиигранитов Шилосской интрузии, равный 2853 ± 11 млн лет, сопоставим с возрастом кристаллизации наиболее древних даек (2862 ± 8 млн лет). Таким образом, внедрение субвулканитов началось одновременно с кристаллизацией интрузии и, после того как Шилосский массив был сформирован, продолжалось еще в течение не менее 50 млн лет.

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов, возрастные данные и изотопно-геохимические характеристики изученных пород указывают на сложную эволюцию расплавов в процессе их формирования и не позволяют считать рассматриваемые породы продуктами простого фракционирования единого магматического очага. Так, отсутствует последовательное обогащение более кислых разновидностей даек легкими редкоземельными и несовместимыми элементами, характерное для процессов фракционной кристаллизации. Не выявлена закономерная в случае фракционирования последовательность кристаллизации даек (от основных пород к кислым). И, наконец, разные значения Sm–Nd модельного возраста (от 2.88 млн лет до 2.91 млн лет) свидетельствуют в одних случаях о ювенильной природе магм, в других – о примеси корового материала в магматическом источнике. Кроме того дайки различаются величинами ε<sub>Nd</sub> (от –0.1 до +2.9), указывающими на разную природу источников и возможность образования части даек путем контаминации мантийного материала коровым.

Попытка моделирования источников расплава с использованием экспериментальных данных по [Zamoga, 2000] привела к выводу, что при образовании даек, скорее всего, были задействованы сразу несколько про-

цессов, одним из которых мог быть процесс частичного плавления коровых пород. Исходный плавящийся материал, вероятнее всего, был основным по составу. Кристаллизация выплавов в виде даек, скорее всего, происходила в меняющихся термодинамических условиях. Разные физико-химические условия кристаллизации подтверждаются и разнообразием структурно-текстурных особенностей субвулканитов. Процесс мог усложняться еще дополнительным фракционированием целого ряда минералов (плагиоклаза, амфибола, пироксена, оливина), что нашло свое отражение в особенностях распределения редких и редкоземельных элементов.

*Работа выполнена по проекту «Геологическое доизучение Северо-Онежской площади масштаба 1:200 000» и при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00678 и 13-05-00402).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Арт Дж. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
- Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. 1976. V. 4. P. 596–600.
- Chappel B.W., White A.J. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. V. 8. P. 173–174.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Zamora D. Fusion de la croûte océanique subductée: approche expérimentale et géochimique // Clermont-Ferrand: Université Thèse Université Blaise Pascal. 2000. 314 p.

### THE LATE ARCHAEOAN INTERMEDIATE-FELSIC MAGMATISM OF SHILOSKY AND KAMENNOOZERSKY BALTIC SHEALD GREENSTONE BELTS (GEOCHEMISTRE, AGE, MAGMAS SOURCE)

**P.A. Lvov<sup>1</sup>, T.A. Myskova<sup>1</sup>, I.A. Zhitnikova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Institut of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St.Petersburg, Russia  
pavellvov@gmail.com*

<sup>2</sup>*A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St.Petersburg, Russia  
iriina\_s@mail.ru*

By example of Late Archaean intermediate-felsic magmatism of Shilovsky and Kamennoozersky greenstone structures that belong to ancient Vodlozero block of Baltic shield the questions of magmatism duration processes and sources of substance are considered.

Late Archaean intermediate-felsic magmatism of studied region is represented Shilovsky intrusion of plagiogranit and swarms of thin dikes. The Shilovssky Massif expose in the center same-name greenstone structure. The dikes are concentrated inside of greenstone rocks by means swarms that surrounded Shilovsky Massif and filling small cracks in mostly submeridional direction.

According chemical composition dikes are variated from intermediate to felsic. Rhyolites и dacites are widespread but andesites and andesibasalts are present in subordinate quantity. Rocks have different texture (aphyric and porphyritic) and different degree descriptalisation of microfelsic to microgranitic.

The plagiogranites of Shilovsky Massif are complete chemical analogue of dacites and granodiorite-porphyry dikes.

All enumerate rocks have identical geochemical features that are close to associations of Early Precambrian granites TTG. On the diagrams K–Na–Ca [Barker, Arth, 1976] points of their composition are line up in the tonalite-trondhjemite differentiation trend. They are depleted with such elements as K, Rb, Ba, Zr, Nb, Y, Th, U, Hf and are metaaluminum and peraluminum with value ASI (0.90–1.27) that according to [Art, 1983] is inherent to peraluminum tonalites and trondhjemites. Studied rocks are characterized also low and moderate alkalinity with high Na<sub>2</sub>O and respectively low K<sub>2</sub>O and ratio K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.1–0.5. Belonging of intermediate-felsic dikes and plagiogranites of Shilovsky Massif to calcareous and alkali-calcareous series according [Frost et al., 2001] and low iron index (0.3–0.7) compare them with I-granites after [Chapel, White, 1974]. From other side studied rocks have low concentrations K<sub>2</sub>O, Rb, Th, U are characterized to M-granites. At last, by contents Zr, Y, Nb and in conformity

with their position on discrimination diagram  $\text{FeO/MgO} - (\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Nb} + \text{Y})$  [Whalen et al., 1987] they are close to granites both types: I and M.

Dikes crystallization ages are vary in interval  $2862 \pm 8 \text{ Ma} - 2785 \pm 15 \text{ Ma}$  (U-Pb, SHRIMP-II). Age formation of Shilovssky plagiogranites equates  $2853 \pm 8 \text{ Ma}$ . Thus intrusion of dikes begun contemporaneously with Shilovssky Massif of crystallization was formed and after it had been continued for at least 50 million years.

The particular distribution of rare and rare-earth elements, age-related and isotopic and geochemical characteristic explored rocks shows on complex evolution of melts in process their formation and do not allow consider regard rocks as products simple fractionation unified magmatic chamber. Thus, no consistent enrichment more acidic dikes LREE and incompatible elements, characteristic for process of fractional crystallization. Regular sequence dykes crystallization in case of fractionating do not found (from mafic rocks to acid). And, at last, different meanings of Sm-Nd model age (from 2.88 Ga to 2.91 Ga) is evidence in one case about magmas juvenile nature in other case – about an addition of crustal material in the magma source. Moreover dikes are differ by values  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (from  $-0.1$  to  $+2.9$ ), that shows on different nature sources and possibility of the formation of part dikes by crustal contamination of mantle material. Attempt modeling of melting sources with use of experimental data after [Zamora, 2000] resulted to conclusion, that under dikes formations probably some processes were used together. One of them could be process partial crustal melting. Source melting material was most likely the mafic composition. Melting crystallization in form of dikes, most likely was happened in changing thermodynamic conditions. Different physic chemistry conditions of crystallizations confirmed by multiplicity structural and textural features of subvolcanics. The process could be complicated by more additional fractionation of minerals (plagioclase, amphibole, pyroxene and olivine) that had found its reflections in distribution of rare and rare-earth elements.

*The work is done according project "Additional geological survey Noth-Onezhskiy square scale 1:200 000" and with assistance RFFI (projects № 12-05-00678 and 13-05-00402).*

#### REFERENCES

- Арт Дж. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
- Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. 1976. V. 4. P. 596–600.
- Chappel B.W., White A.J. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974. V. 8. P. 173–174.
- Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Zamora D. Fusion de la croute oceanique subductee: approche experimentale et geochimique // Clermont-Ferrand: Universite Thesis Universite Blaise Pascal. 2000. 314 p.

**ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГРАНИТОИДЫ ХУНГАРИЙСКОЙ СЕРИИ  
ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ**

**Ж.В. Максимова**

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия  
itig@itig.as.khb.ru*

Высокоглиноземистые гранитоиды хунгарийской серии образуют крупные, до нескольких сотен квадратных километров, плутоны. Расположение интрузивов контролируется системой разломов: субмеридионального, совпадающего с центральным структурным швом, северо-восточного и северо-западного направлений, оперяющих или диагональных по отношению к структурному шву. Изученные Гобиллинский и Агусинский массивы расположены в пределах Аннойского метаморфического блока (среднее течение реки Анной) [Изох, 1967]. Из этих массивов были отобраны и изучены образцы мелкозернистых гнейсовидных гранитов, включающих ксенолиты кристаллических сланцев и кварцитов (пробы Ан. 1 и Ан. 2); двуслюдяных мелкозернистых гранитов (проба Ан. 3); мигматитов (пробы Ан. 5 и Ан. 6); среднезернистых биотитовых гранитов (проба Ан. 7); среднезернистых биотитовых гранитов, включающих многочисленные ксенолиты (пробы Гоб. 2.92 и Гоб. мас). Из Васильевского массива, расположенного на юге Хабаровского края, изучались образцы катаклазированных лейкогранитов (проба Вас. 1), крупнозернистых биотитовых гранитов (проба Вас. 3), мелкозернистых двуслюдяных гранитов (проба Вас. 5).

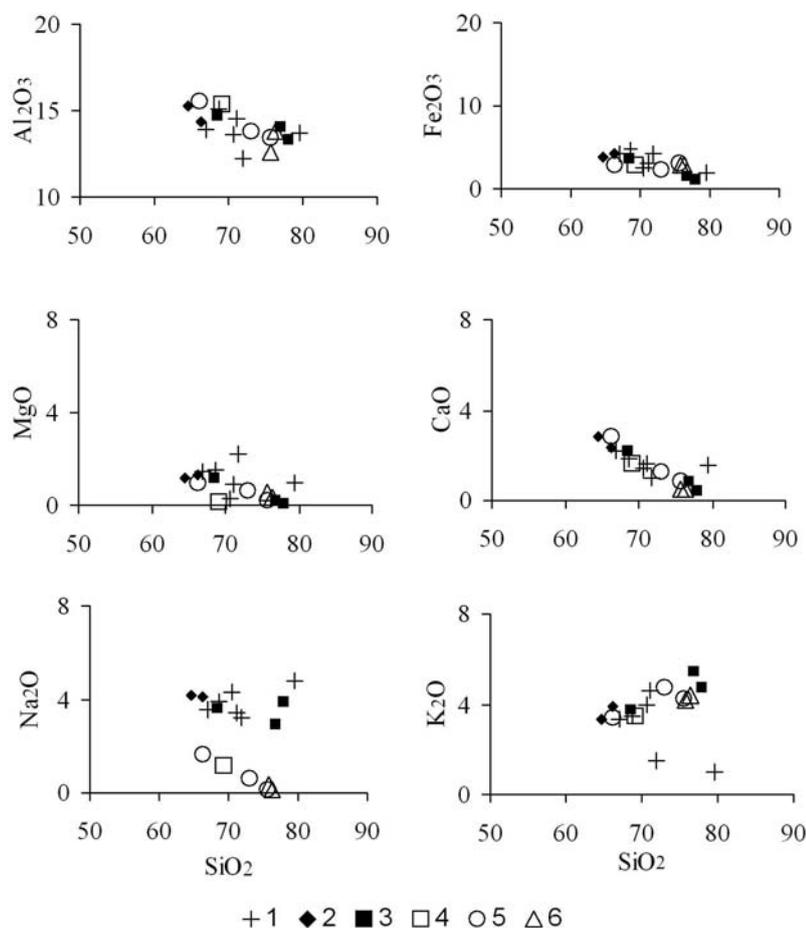
Проведенные исследования включали: силикатный анализ (рентгено-флюоресцентная спектрометрия), геохимию (ISP-MS) и минералогию (растровый электронный микроскоп) гранитоидов. Аналитика проводилась в лаборатории физико-химических методов исследований ФГБУН ИТиГ ДВО РАН.

Петрохимические характеристики изученных пород показывают высокую глиноземистость гранитов ( $A/CNK \geq 1,4$ ), калиево-натриевый ( $Na_2O + K_2O = 5.0-8.5$  мас. %) тип щелочности, умеренные содержания магния и железа ( $MgO + Fe_2O_3 = 1.3-6.4$  мас. %) и пониженные содержания кальция ( $CaO 1-2.5$  мас. %) (рис.). На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса в координатах  $Rb - Y+Nb$  фигуративные точки гранитоидов занимают поле гранитов S-типа [Chappell, White, 1974]. Содержания редких и редкоземельных элементов в изученных гранитоидах типично для коллизионных (табл.). Изученные гранитоиды имеют близкий минеральный состав: кварц, КПШ (содержание K от 8 до 12.5 мас. %), плагиоклаз (содержание Ca от 3 до 5 мас. %; Na от 6 до 7.5 мас. %), биотит (содержание Fe от 15 до 20 мас. %). Породы характеризуются высокими содержаниями биотита, мусковита, кордиерита при полном отсутствии роговой обманки. Среди аксессуарных минералов присутствуют: циркон, апатит, сфен, монацит, ксенотим, гранат, ториянит, гафнон. Рудные минералы представлены ильменитом, пиритом.

Таблица. Геохимический состав гранитоидов хунгарийской серии Центрального Сихотэ-Алиня.

Элемент	Ан-1	Ан-2	Ан-3	Ан-5	Ан-6	Ан-7	Вас-1	Вас-3	Вас-5	Гоб-2-92	Гоб-мас
Rb	191.31	151.13	203.85	82.67	43.63	138.24	241.32	137.13	154.51	120.45	153.43
Sr	124.31	180.33	134.43	210.77	362.80	169.67	62.00	190.71	79.23	192.68	168.31
Ba	359.26	454.05	553.46	308.23	240.89	596.27	142.45	598.42	252.29	483.63	549.61
Y	15.38	12.55	9.88	3.88	6.21	22.58	15.44	12.09	4.37	17.85	23.03
Zr	25.55	4.65	3.70	0.60	0.82	3.50	15.02	5.48	13.56	3.17	5.76
Hf	1.28	0.35	0.26	0.10	0.11	0.35	0.83	0.34	0.57	0.30	0.39
Th	13.20	11.17	13.13	5.83	4.56	11.59	7.88	10.65	5.89	8.22	8.49
U	2.14	2.31	1.27	0.99	1.03	1.89	3.17	2.03	4.86	1.38	1.26
$\Sigma$ РЗЭ	111.69	144.28	134.91	92.13	71.70	155.81	38.64	141.60	50.48	127.38	130.37

*Примечание.* Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования ФГБУН ИТиГ ДВО РАН (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина) методом ICP-MS на приборе: Elan DRC II. Единица измерения – г/т.



Диаграммы Харкера для гранитоидов хунгарийской серии Центрального Сихотэ-Алиня:  
 1 – пробы Ан-1, Ан-2, Ан-3, Ан-5, Ан-6, Ан-7; 2 – пробы Гоб 2.92, Гоб. мас.; 3 – пробы Вас. 1, Вас. 3, Вас. 5; 4 – биотитовый меланогранит, Васильевский массив [Изох, 1967]; 5 – двуслюдяной кордиеритовый гранит, массив Золотого ключа (Горбунский) [Изох, 1967]; 6 – мелкозернистые лейкократовые кордиеритовые граниты, руч. Глубокий, г. Самур [Изох, 1967].

Коллизионные гранитоиды хунгарийской серии сформировались в валанжин-готеривское время. Определения по биотиту Гобиллинского плутона Ag-Ag методом дают возраст  $107.2 \pm 1.4$  млн лет [Натальин и др., 1994]. Rb-Sr датирование гранитоидов Шивкинского массива  $127 \pm 4.5$  млн лет, а Лермонтовского от  $123.7 \pm 0.8$  до  $125.6 \pm 0.9$  млн лет [Хетчиков и др., 1998]. Имеющиеся значения возраста пород, выполненных различными методами, могут отражать истинный изотопный возраст происхождения массивов, или сказываются особенности используемых геохронологических методов. Ясно, чтобы получить представление о коллизионных процессах в регионе, нужны дополнительные геохронологические исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
- Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3–25.
- Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З. Изотопный возраст гранитоидов и руд Лермонтовского месторождения Центрального Сихотэ-Алиня (Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40, № 1. С. 74–80.
- Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. V. 8. P. 173–174.

## ГРАНИТОИДЫ ШОШОНИТОВОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ

Ю. Мамаджанов

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ,  
Душанбе, Таджикистан, director@ingeos.tj*

Гранитоиды шошонитовой серии включают гипабиссальные интрузивные породы калиевого субщелочного ряда – монцонитоидов, генетически родственных мантийным базальтоидам шошонит-латитовой серии поздних этапов развития орогенных поясов. В формационном плане интрузивы монцонитоидов фанерозойских подвижных поясов рассматривались в составе габбро-монцонит-сиенитовой [Кузнецов, 1964], монцонит-сиенитовой [Магматические..., 1979] и монцодиорит-гранитной [Ферштатер, 1987] формаций. Они выделены как монцонитоидная интрузивная серия [Изох, Налетов, 1974], соответствующая геохимическому типу гранитоидов латитового ряда [Таусон, 1977]. Бразильский петролог Нарди Лауро В.С. [Nardi, 1986] подобные плутонические образования относит к гранитоидам шошонитовой серии.

В Кураминской подзоне Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня наибольшим распространением и разнообразием состава отличаются субдукционно-коллизийные магматические серии и комплексы позднепалеозойского окраинно-континентального Кызылкумо-Кураминского вулканоплутоического пояса, формировавшиеся на южной (в современных координатах) окраине Казахстанского палеоконтинента в связи с субдукцией океанической коры Туркестанского палеоокеана. В эволюционном ряду позднепалеозойских магматических образований Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны (восточной обнаженной части Кызылкумо-Кураминского пояса) Срединного Тянь-Шаня выделяются [Мамаджанов, 2013]: раннесубдукционные известково-щелочные – андезибазальт-андезит-габбро-гранитоидная ( $C_2$ ) и риолит-гранитная ( $C_3$ ) ассоциации; поздне-субдукционно-коллизийные субщелочные – шошонит-латит-монцонитоидная ( $C_3$ - $P_1$ ) и калиевориолит-алаяскитовая ( $P_1$ ) ассоциации; постколлизийные – рифтогенная калиевая щелочная трахибазальт-лейцитит-шонкинит-сиенитовая ( $P_2$ ) ассоциация, а также региональные дайковые пояса диабаз-риолитоидной ( $P_2$ - $T_1$ ) серии.

Гранитоиды шошонитовой серии – монцонитоиды, генетически связанные с вулканитами шошонит-латитовой серии, в Кураминской подзоне рассматриваемой зоны слагают Бабаиобский, Чорухдайронский, Айгырбайтальский, Джульбарсотканский и другие интрузивы. Первые два интрузива находятся в таджикской части Чаткало-Кураминской зоны и объединены в чорухдайронский интрузивный комплекс. Гипабиссальные интрузивы монцонитоидов слагают лакколитовой морфологии тела площадью 10–50 км<sup>2</sup> и, как правило, приурочены к вулканическим прогибам и мульдам-депрессиям. Вмещающими породами для монцонитоидных интрузивов являются вулканогенные образования шошонит-латитовой серии шурабсайской свиты  $C_3$ - $P_1$  (Чорухдайронский интрузив), риолиты оясайской свиты  $C_3$  (Бабаиобский массив) и более древние геологические комплексы. Согласно радиологическим изотопным данным (К-Аг метод), полученным в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Аракелянц М.М), возраст вулканитов шурабсайской свиты – 300–279 млн лет (Гавасайский прогиб) [Рафиков и др., 2007] и монцонитоидов чорухдайронского комплекса – 303–280 млн лет (Чорухдайронский интрузив) [Мамаджанов, 2004]; время формирования субщелочной калиевой магматической ассоциации шошонит-латит-монцонитоидного состава соответствует позднему карбону-ранней перми ( $C_3$ g- $P_1$ s).

Среди монцонитоидных интрузивов Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны наиболее сложным внутренним строением отличается Чорухдайронский полифазный монцодиорит-монцогранитный массив – типоморфный представитель одноименного комплекса. В дифференцированном ряду гранитоидов шошонитовой серии Чорухдайронского интрузива (обнаженная площадь – 15 км<sup>2</sup>) нами выделяются: монцодиориты и кварцевые монцодиориты первой (ранней); кварцевые монцониты и монцогранодиориты второй (главной); монцограниты третьей (поздней) и лейкомонцограниты четвертой (заключительной) фазы внедрения или становления, а также генетически связанные с ними субплутонические дайковые комагматы – монцодиорит-порфириты, граносиенит-порфиры, разнофазовые монцонитоид-аплиты и лампрофиры. В отличие от Чорухдайронского полифазного массива, Бабаиобский интрузив (50 км<sup>2</sup>) Восточного Карамазара сложен только монцодиоритами и их кварцевыми разновидностями первой фазы становления комплекса [Мамаджанов, Джураев, 2008].

Гранитоиды шошонитовой серии – монцонитоиды мелко- и среднезернистые, темно-серые, серые и слегка розоватые, с преобладающей монцонитовой, гипидиоморфнозернистой и порфировидной структура-

ми. Порфириовидная структура характерна для монцогранитов третьей фазы и обусловлена наличием крупных (до 10 мм) идиоморфных кристаллов калиевых полевых шпатов – ортоклазов, занимающих от 10–15 до 25 % объёма породы. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз - андезин-лабрадор, андезин (49.3–13.0 %); калиевый полевой шпат – ортоклаз (21.3–52.8 %); кварц (5.3–30.7 %); биотит (1.0–4.3 %); амфибол – роговая обманка (0.1–4.1 %) и пироксены (19.0–3.2 %). Акцессорные минералы в гранитоидах шошонитовой серии представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, сфеном, флюоритом и др. Своеобразны типохимические особенности фемических породообразующих минералов монцонитоидов Чорухдайронского интрузива: биотит высокотитанистый ( $\text{TiO}_2 = 5.68\text{--}4.28\%$ ), магнезиальный ( $\text{MgO} = 13.77\text{--}8.77\%$ ), по соотношению основных компонентов в октаэдрической координации относится к магнезиальным (биотиты кварцевых монцонитов и монцогранодиоритов) и промежуточным - магнезиально-железистым (биотиты монцогранитов) разностям. Роговая обманка ( $c:\text{Ng} = 14\text{--}28^\circ$ ;  $2V = 70\text{--}84^\circ$ ) – кальциевой ( $\text{CaO} = 12.79\text{--}11.44\%$ ) разновидности, магнезиальная ( $\text{MgO} = 15.10\text{--}10.96\%$ ), отличается низкими количествами  $\text{TiO}_2$  (0.81–1.63 %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3.04–6.46 %), замещается актинолитом ( $c:\text{Ng} = 12^\circ$ ;  $-2V = 84^\circ$ ). Пироксен двух модификаций: клинопироксен – авгит ( $c:\text{Ng} = 39\text{--}46^\circ$ ;  $+2V = 51\text{--}60^\circ$ ), низкотитанистый, малоглиноземистый, с высокими содержаниями  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , интенсивно замещается вторичным зеленым амфиболом. Ортопироксен по кристаллооптике ( $c:\text{Ng} = 0^\circ$ ;  $-2V = 56^\circ$ ) и химизму ( $\text{FeO} = 19.74\%$ ;  $\text{MgO} = 21.40\%$ ) – гиперстен. Парагенезис авгита и гиперстена характерен только для двупироксеновых монцодиоритов первой интрузивной фазы.

На классификационной TAS диаграмме фигуративные точки составов пород занимают поле субщелочных образований: монцодиоритов, монцонитов, кварцевых монцонитов, монцогранитов и лейкогранитов. Содержание  $\text{SiO}_2$  в породах варьирует от 54.50 до 74.46 %. Сумма щелочных оксидов в них колеблется в интервале от 6.16 до 9.90 %. По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  к  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.80–2.15) монцонитоиды относятся к породам калиевого ряда, а по  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  – к гранитоидам дифференцированной шошонитовой серии. Геохимические особенности гранитоидов шошонитовой серии выражены в повышенных концентрациях редких и рудных элементов, г/т: Rb (127–300); Ba (1725–750); F (1060–470); B (30–15); W (7.4–3.0); Mo (3.3–2.0); Pb (46–28); Zn (68–30); Cu (53–30); U (4.0–14); Th (12–53); Zr (248–166); Nb (30–13);  $\Sigma\text{TR} + \text{Y}$  (184–274). При этом максимальные содержания Rb, F, W, Mo, Sn, Pb, Zr, Y и  $\Sigma\text{TR}$  свойственны породам главной фазы комплекса, наиболее обогащенных темноцветными породообразующими (пироксен, амфибол, биотит) и акцессорными (циркон, апатит, магнетит, флюорит, сфен) минералами.

Формирование гранитоидов шошонитовой серии – монцонитоидов связано с поздне-субдукционной стадией ( $\text{C}_3\text{g}\text{--P}_1\text{s}$ , стадия континентальной субдукции) развития позднепалеозойского Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса (Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня). В образовании гипабиссальных интрузий монцонитоидов и связанных с ними базальтоидов шошонит-латитовой серии ведущую роль сыграли мантийно-коровые петрогенетические процессы ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7051\text{--}0.7062$ ), кристаллизационная дифференциация, фракционированное распределение редких элементов в процессе кристаллизации расплава, её обогащенность летучими компонентами, предопределившие высокую рудную продуктивность гранитоидов шошонитовой серии.

С монцонитоидными интрузивами – гранитоидами дифференцированной шошонитовой серии Кураминской подзоны генетически и пространственно тесно ассоциируют промышленные месторождения полигенных рудных формаций: скарново-шеелит-молибденитовой (294–278 млн лет, Чорухдайрон, Южный Янгикан); скарновой и гидротермальной полиметаллической с Ag (285–279 млн лет, Алтынтюпкан, Канимансур); золото-кварц-карбонатной (281–277 млн лет, Школьное, Апрельевка, Кочбулак, Чадак и др.) и золото-сульфидной (280–278 млн лет, Бургунда, Иккижелон), а также крупнейшие в регионе Центральной Азии медно-молибден порфириовые с золотом месторождения Алмалык-Ангренского рудного концентра.

## ЛИТЕРАТУРА

- Изох Э.П., Налетов Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1974. Ч. 193, вып. 2. С. 205–218.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формации. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Магматические формации СССР. Т. 2/ В.Л. Масайтис, В.Н. Москалев, Н.А. Румянцева и др. Л.: Недра, 1979. 279 с.
- Мамаджанов Ю. Геодинамика и рудоносность шошонит-латитового магматизма Срединного Тянь-Шаня. Душанбе: Деваштич, 2004. 192 с.
- Мамаджанов Ю., Джураев Т. Петрогеохимические особенности монцонитоидов Бабаиобского интрузива (Чаткало-Кураминская зона, Срединный Тянь-Шань) // Тр. Института геологии АН РТ, нов. сер., вып. 7. Душанбе, 2008. С. 139–147.

- Мамаджанов Ю. Эволюция позднепалеозойского магматизма Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня // Геодинамика, оруденение, проблемы геоэкологии Тянь-Шаня (Материалы Междунар. конф., посвящённой 70-летию Института геологии НАН КР. Бишкек, 2013. С. 156–163.
- Рафиков Я.М., Мусаев А.А. Новые данные о последовательности формирования магматических образований Чаткало-Кураминского региона (по данным изотопной геохронологии) // Актуальные проблемы геологии и геофизики. Ташкент: Фан, 2007, с. 70–74.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Nardi Lauro V.S. As roches granitoides da seria shoshonitica // Rev. bras. Geociens. 1986. V. 16, N 1. P. 3–10.

## ИСТОЧНИКИ ГРАНИТНЫХ МАГМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ РУДОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

А.К. Мельниченко, Т.Б. Варзиева

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ,  
Душанбе, Таджикистан, alana-ir@mail.ru*

Южный Тянь-Шань (62000 км<sup>2</sup>) – средняя часть гигантского горного Урало-Монгольского пояса принадлежит к Гиндукуш-Гиссаро-Северопамирской системе. Представлен разнообразными по вещественному составу (от габбро-лейкогранитов до щелочных базальтоидов) [Азимов и др., 1976; Баратов и др., 1976; Гесь и др., 1982; Горецкая и др., 1972] и возрастному положению (от Pt<sub>3</sub> – 860 ± 30 до MZ<sub>1</sub> – 214 ± 8 млн лет) [Мельниченко, Баратов, 2007; Мельниченко, 2010] интрузивными образованиями (12500 км<sup>2</sup>), распространенными (%) в Гиссарском (42), Туркестанском (27), Зеравшанском (16), Каратегинском (12) и Алайском (3) хребтах. Характерными для этого региона являются плутонические формации геосинклинальных этапов развития и постконсолидационной активизации [Мельниченко, 1989].

Геохимической систематизацией гранитоидов Южного Тянь-Шаня по [Таусон, 1977] на количественной основе нами установлено 9 геохимических типов гранитов [Мельниченко, 1991, 2002; Мельниченко, Варзиева, 2003, 2007, 2009] с разной степенью редкометалльности [Мельниченко, Варзиева, 2006, 2011, 2012, 2013] и потенциальной рудоносности [Мельниченко, 1987, 2006; Мельниченко, Варзиева, 2011]. Они имеют 3 источника исходных магм: 1) кислые дифференциаты эффузивов основного и среднего составов, селективно выплавленные на разных уровнях верхней мантии и являющиеся конечными членами базальтоидных серий; 2) палингенного плавления вещества в верхних структурных ярусах континентальной коры и 3) глубокого ультраметаморфического преобразования осадочно-метаморфических пород кристаллического фундамента на этапе интенсивной дегазации мантии земли и выплавления из них анхизвектических гранитоидных расплавов.

Кислые дифференциаты основных магм – габбро-плагиограниты ходжамафраского, каратегинского, султаниздагского комплексов С<sub>2</sub> (4 %), идентичны геохимическому типу плагиогранитов толеитового ряда, потенциально рудоносны на As, Au, Ag, Cu, Sn, W, Mo, Co, Cr, Ni, V и генетически связаны с оруденением золото-полиметаллической, медно-молибденовой, золото-сульфидно-кварцевой формаций. Диориты-гранодиориты-граниты караказыкского комплекса Р<sub>1</sub> (9,7 %) – кислые производные известково-щелочных андезитовых магм, принадлежат к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда, обогащены As, Au, Cu, Pb, Sn, W, Mo, Co, Cr, Ni и генетически связаны со скарнами с сульфидно-редкометалльной, существенно вольфрам-мышьяковой, иногда золотой минерализацией, арсенопиритовым с золотым и кобальтовым оруденением. Монцогаббро-субщелочные граниты джавонинского комплекса Р<sub>1</sub> (0,8 %) принадлежат другой базальтоидной ассоциации – шошонит-латитовой, соответствуют геохимическому типу гранитов латитового ряда, потенциально рудоносны в отношении W, Sn, Pb, Be, Au, Mo, Ta, Ag, F, B и ассоциируют с рудопоявлениями золото-сульфидными, оловянными, вольфрамовыми и флюоритовыми.

Палингенные граниты (81 %) представлены 3 геохимическими типами: 1) граниты известково-щелочного ряда (60 %), 2) редкометалльные граниты щелочного ряда (19 %) и 3) плюмазитовые редкометалльные лейкограниты (2 %). К первому из них относятся редкометалльные граниты гиссарского, зеравшано-гиссарского, зирабулак-каратюбинского, тамдын-ауминзантауского, кульджантауского, южнокызылкумского комплекса С<sub>3</sub>, потенциально рудоносные на Sn, W, Au, As, Cu, Ag и приуроченные к скарнам с оловянно-вольфрамовым, золото-вольфрамовым, золото-мышьяковым, оловянным, вольфрамовым оруденением. К нему принадлежат и субредкометалльные гранодиориты диахандаринского, замбар-туйкутальского, ачикалминского комплексов Р<sub>1</sub>, ограниченно рудоносные в отношении Sn, W, Au, Pb, обычно в оловянно-вольфрамовых скарнах, грейзенах, кварцевых жилах. Субщелочные и повышенной щелочности редкометалльные граниты и лейкограниты пайронского, акбайджумонского (С<sub>3</sub>), обизарангского, южноварзобского, туркестанского, нуратинского (Р<sub>1</sub>) комплексов потенциально рудоносны на Sn, W, Cu, Au, Pb, Mo, Be, B и к ним приурочены шеелитоносные в той или иной степени золотоносные скарны, вольфрам-оловянное оруденение в грейзенах, кварцевых жилах и зонах окварцевания, Be и B присутствуют в пегматитах. Ультраредкометалльные субщелочные граниты-лейкограниты зеравшано-каратегинского комплекса (С<sub>3</sub>) близки к геохимическому типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, потенциально рудоносны на B, Sn, Au, W, Li, Sb, F, Ag, Be, Rb, Cs, генетически связаны с оруденением берилл-касситерит-кварцево-турмалиновой и касситерит-сульфидно-сульфасольной и

золото-антимонит-березитовой формаций, редкометалльным (Li, Rb, Cs, Sn, W, Be) в пегматитах, грейзенах (Li, Rb, Cs, Sn, W), альбититах (B, Sn).

Ультраметаморфические гранитоиды по возрасту и геохимически подразделяются на 2 группы. 1) Субредкометалльные гнейсовидные кварцевые диориты-гранитоиды айлянгарского, ангасайского, сурхантаубайсунтауского, гармского комплексов  $Pt_3$  (2,6 %) отвечают геохимическому типу чарнокитов, близких к тeneвым калишпатовым мигматитам более позднего этапа ультраметаморфического преобразования пород протокры, умеренно потенциально рудоносны на F, W, Sn, Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, Be, Cs, Ni, Co, Cr, V, генетически связаны с золото-сульфидным и ограничено с оловянным, вольрам-флюоритовым оруденением грейзенного и апогранитового типов. 2) Редкометалльные габбро-пироксениты-граниты иосского, каракумского, пизанского, зеравшанского, вадифского комплексов  $C_2$  (2 %) наиболее близки к геохимическому типу эндробитов, связанных генетически с плагиомигматитами, сформировавшимися на начальных этапах ультраметаморфического преобразования пород протокры, потенциально рудоносны на Sn, W, Au, Ag, Mo, B, Bi, Sb, Be, генетически связаны с оруденением касситерит-кварцево-турмалиновой, золото-антимонит-березитовой формаций и золото-вольфрам-висмутовым, золото-сурьмяным и золотым.

В основном редкометалльные гранитоиды Южного Тянь-Шаня являются одной из составляющих частей Среднеазиатской редкометалльной провинции горных систем Тянь-Шаня и Памира. Из-за мощного осадочно-терригенного чехла профилирующим оруденением в нем является оловянно-вольфрамовое, тесно сочетающееся с сопутствующим многометалльным – золотым, полиметаллическим, свинцовым, литиевым, цезиевым, бериллиевым, тантал-ниобиевым, урановым, серебряным.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Азимов П.Т. и др. Гранитоидные формации Узбекистана. 1976. 256 с.
- Баратов Р.Б. и др. Интрузивные образования Таджикистана // Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. 1976. С. 205–224.
- Гесь М.Д. и др. Карбоновые и пермские интрузивные породы // Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. 1982. С. 100–181.
- Горещкая Е.Н. и др. Интрузивные формации орогенных этапов // Геология СССР. Т. 25. 1972. С. 99–113.
- Мельниченко А.К. О потенциальной рудоносности интрузивных образований Зеравшано-Гиссарской зоны (Центральный Таджикистан) // Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. 1987. С. 166–172.
- Мельниченко А.К. Интрузивные формации Юго-Западного Тянь-Шаня // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. 1989. С. 134–135.
- Мельниченко А.К. Геохимическая типизация средне-позднекарбоновых гранитоидов Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня и некоторые вопросы их рудоносности // Потенциальная рудоносность, геохимические типы и формации магматических пород. 1991. С. 77–85.
- Мельниченко А.К. Геохимические типы и потенциальная рудоносность позднепалеозойских гранитоидов Центрального Таджикистана // Тр. ИГ АН РТ. Нов. сер. вып. 1. 2002. С. 172–179.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Позднепалеозойские редкометалльные граниты // Тр. ИГ АН РТ. нов.сер. вып. 1. 2002. С. 133–140.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные плюмазитовые граниты Дараиванджрудского и Сардаринского массивов Центрального Таджикистана // Тр. ИГ АН РТ. Нов. сер. вып. 2. 2003. С. 126–135.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Интрузивные образования Барзангинского массива (Центральный Таджикистан // Тр. ИГ АН РТ. Нов. сер. вып. 5. 2006. С. 116–128.
- Мельниченко А.К. Петрогеохимические особенности позднекаменноугольных гранитоидов гранитовой формации Гиссарского хребта // Тр. ИГ АН РТ. Нов. сер. вып. 5. 2006. С. 108–114.
- Мельниченко А.К., Баратов Р.Б. Возрастная последовательность формирования интрузивных образований Центрального Таджикистана // Тр. ИГ АН РТ, нов.сер., вып. 6. 2007. С. 91–101.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Раннепермская диорит-гранодиоритовая формация Зеравшано-Гиссара (Южный Тянь-Шань) // Тр. ИГ АН РТ. Нов. сер. вып. 6. 2007. С. 119–131.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Петрогеохимия и геохронология раннепермских гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань) // Тр. ИГ АН РТ. нов. сер. вып. 8. 2009. с. 201–218.
- Мельниченко А.К. Эволюция интрузивного магматизма Южного Тянь-Шаня во времени в свете радиологического датирования // Рудно-магматические системы орогенных областей. 2010. С. 201–203.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльный магматизм Южного Тянь-Шаня // Граниты и процессы рудообразования. 2011. С. 216–217.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Геолого-радиологическая и петрогеохимическая характеристика среднекаменноугольных кварцевых диоритов западной части Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня // Актуальные проблемы геологии и сейсмологии Таджикистана. 2011. С. 78–84.

- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Редкометалльные граниты Южного Тянь-Шаня и связанное с ним оруденение // Современные вопросы геодинамики и минерагении Памиро-Тянь-Шаня. 2012. С. 204–208.
- Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. Петролого-геохимические особенности среднекаменноугольных гранитоидов восточной части Зеравшано-Туркестанской зоны Южного Тянь-Шаня // Современные проблемы геологических и сейсмологических исследований Таджикистана. 2013. С. 94–107.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. 1977. 279 с.

## VARIOUS SOURCES GRANITIC MAGMA GEOCHEMICAL TYPES OF GRANITOIDS SOUTHERN TIEN-SHAN AND THEIR POTENTIAL RUDONOSNOST

A.K. Melnichenko , T.B. Varzieva

*Institute of geology, earthquake engineering and seismology,  
Dushanbe, Tajikistan, alana-ir@mail.ru*

Southern Tien-Shan (62000 km<sup>2</sup>) – the middle part of the giant mountain Ural- Mongolian belt belongs to the Hindukush-Hissar-Severopamirskoy system. Presents diverse in material composition (from gabbro-leucogranite to alkali basalts) [Asimov et al., 1976; Baratov et al., 1976; Ges et al., 1982; Goreckaya et al., 1972] and age position (Pt<sub>3</sub> from – 860 ± 30 to MZ<sub>1</sub> – 214 ± 8 Ma) [Melnichenko, Baratov, 2007; Melnichenko, 2010] intrusive formations (12500 km<sup>2</sup>), common (%) in Hissar (42), Turkestan (27), Zeravshan (16) Karategin (12) and Alai (3) ridges. Characteristic for this region are plutonic formations geosynclinal stages of development and revitalization postkonsolidatsionnoy [Melnichenko, 1989].

Geochemical systematization of granitoids of the Southern Tien-Shan on [Tauson, 1977] on a quantitative basis, we found 9 geochemical types of granites [Melnichenko, 1991, 2002; Melnichenko, Varzieva, 2003, 2007, 2009] with varying degrees of rare [Melnichenko, Varzieva, 2006, 2011, 2012, 2013] and potentially mineralized [Melnichenko, 1987, 2006; Melnichenko, Varzieva, 2011]. They have 3 source primary magmas: 1) acidic volcanics differentiates primary and secondary compounds are selectively melted at different levels of the upper mantle and the end members are basaltic series; 2) palingenic material melting in the upper structural stage of the continental crust and 3) deep ultrametamorphic sedimentary- metamorphic transformation of the crystalline basement rocks at a stage of intense degassing of the earth's mantle and the melting of them anhiavtekticheskikh granitic melts.

Acidic differentiation basic magmas – gabbro-plagiogranites hodzhamafrachskogo, karateghinskogo, sultanizdag-skogo complexes C<sub>2</sub> (4 %), identical type geohimicheskou plagiogranites tholeitic series, potentially mineralized to As, Au, Ag, Cu, Sn, W, Mo, Co, Cr, Ni, V and genetically related to mineralization of gold-polymetallic, copper-molybdenum, gold-sulfide-quartz formations. Diorite-granodiorite-granite complex karakazykskogo P<sub>1</sub> (9.7 %) – acid derivatives calc-alkaline andesite magmas belong to the geochemical type granitoids andesite series enriched As, Au, Cu, Pb, Sn, W, Mo, Co, Cr, Ni and genetically associated with skarns with rare metal sulfide significantly tungsten-arsenic sometimes with gold mineralization, arsenopyrite with gold and cobalt mineralization. Monzogabbro -subalkaline granites dzhavoninskogo complex P<sub>1</sub> (0.8 %) belong to other basaltic associations - shoshonite- latite correspond geochemical type granites latite series, potentially mineralized with respect to W, Sn, Pb, Be, Au, Mo, Ta, Ag, F, B and is associated with deposits of gold - sulfide, tin, tungsten and fluorite.

Palingenic granites (81 %) presented three geochemical types : 1) calc-alkaline granites of the series (60 %), 2) rare metal granites alkaline series (19 %) and 3) plumasite raremetal leucogranites (2 %). To the first of these are rare metal granites hissarskogo, zeravshano-hissarskogo, zirabulak-karatyubinskogo, tamdyn-auminzantauskogo, kuldzhantauskogo, yuzhnokyzylkumskogo kompleksaov C<sub>3</sub> potentially mineralized on Sn, W, Au, As, Cu, Ag and confined to the skarns with tin- tungsten, gold-tungsten, gold, arsenic, tin, tungsten mineralization. To him belong subredkometalnye diahandarinnskogo granodiorites, zambar - tuykutalskogo, achikalminskogo complexes P<sub>1</sub>, partially mineralized with respect to Sn, W, Au, Pb, usually tin-tungsten skarns greisens, quartz veins. Subalkaline and high alkalinity rare metal granites and leucogranites payronskogo, akbaydzhumonskogo (C<sub>3</sub>), obizarangskogo, yuzhnovarzobskogo, turkestanskogo, nuratauskogo (P<sub>1</sub>) complexes potentially mineralized on Sn, W, Cu, Au, Pb, Mo, Be, B and confined them in sheelitonosnye some extent auriferous skarn tungsten - tin mineralization in greisens, quartz veins and zones of silicification, Be and B are present and pegmatites. Ultraredkometalnye subalkaline granites-leykogranity zeravshan-karateghinskogo complex (C<sub>3</sub>) are close to the geochemical type plumasite rare metal leucogranites, potentially mineralized to B, Sn, Au, W, Li, Sb, F, Ag, Be, Rb, Cs, are genetically related to mineralization beryl-considerate-quartz-tourmaline and cassiterite-

sulphide-sulfasolnoy and gold-antimony-barest formations, rare metal (Li, Rb, Cs, Sn, W, Be) in pegmatites greisens (Li, Rb, Cs, Sn, W), albitites (B, Sn).

Ultrametamorphic granitoids age and geochemically divided into 2 groups. 1) Subredkometalnye gneissic quartz diorite-granitegneisses aylyangarskogo, angasayskogo, surhantau-baysuntauskogo, garmskogo complexes Pt<sub>3</sub> (2,6 %) correspond to the geochemical type charnockites close to shadow feldspar migmatites later stage of transformation of rocks ultrametamorphic protocrust moderately potentially mineralized on F, W, Sn, Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, Be, Cs, Ni, Co, Cr, V, genetically associated with gold-sulfide and limited with tin, fluorite mineralization wolframgreisen and apogranitovogo types. 2) Rare metal gabbro- pyroxenite-granites iosskogo, karakrumskogo, pizanskogo, zeravshanskogo, vadifskogo complexes C<sub>2</sub> (2 %) are most similar to the geochemical type enderbite related genetically plagiomigmatites, formed in the initial stages of transformation of rocks ultrametamorphic protocrust, potentially mineralized on Sn, W, Au, Ag, Mo, B, Bi, Sb, Be, genetically related to mineralization cassiterite-quartz-tourmaline, gold-antimony-barest formations and gold-tungsten-bismuth, gold-antimony and gold.

Basically rare metal granitoids of the Southern Tien-Shan is one of the constituent parts of the province of rare Central Asian mountain ranges of the Tien-Shan and Pamir. Due to strong terrigenous sedimentary cover profiling mineralization it is tin-tungsten, closely combined with concomitant mnogometallnym-gold, polymetallic, lead, lithium, cesium, beryllium, tantalum-niobievym, uranium and silver.

#### REFERENCES

- Asimov P.T. et al. Granitoid formation of Uzbekistan. 1976. 256 p.
- Baratov R.B. et al. Intrusive and other Tajik Education // Dismemberment stratified and intrusive rocks of Tajikistan. 1976. P. 205–224.
- Ges M.D. et al. Carbon and permian intrusive rocks // Stratified and intrusive formations Kyrgyzstan. 1982. P. 100–181.
- Goreckaya E.N. et al. Intrusive formation of orogenic stages // Geology of the USSR. V. 25. 1972. P. 99–113.
- Melnichenko A.K. On the potential ore-bearing intrusive rocks Zeravshan-Hissar zone (Central Tajikistan) // Geology minerals Zarafshan river basin. 1987. P. 166–172.
- Melnichenko A.K. Intrusive formations Southwestern Tien-Shan // Magmatic formations in the geological history and structure of the Earth. 1989. P. 134–135.
- Melnichenko A.K. Geochemical typing medium pozdnekarbonovyh granitoids Zeravshan-Hissar region of Southern Tien-Shan and some questions of their ore content // Potentially mineralized, geochemical types and formation of igneous rocks. 1991. P.77–85.
- Melnichenko A.K. Geochemical types and potentially mineralized late paleozoic granitoids of Central Tajikistan // Proc. IG AN RT. New. ser. Issue 1. 2002. P. 172–179.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Late Paleozoic rare metal granites of Central Tajikistan // Proc. IG AN RT. Nov. ser. Issue 1. 2002. P. 133–140.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Rare metal granites plumasite Daraivandzhrudskogo and Sardaryinsky arrays Central Tajikistan // Proc. IG AN RT. New. ser. Issue 2. 2003. P. 126–135.
- Melnichenko A.K. Petrogeochemical features pozdnekamennougolnyh granitoids granitic formations Hissar ridge // Proc. IG AN RT. New. ser. Issue 5. 2006. P. 108–114.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Intrusive bodies Barzanginskogo array (Central Tajikistan) // Proc. IG AN RT. Nov. ser. Issue 5. 2006. P. 116–128.
- Melnichenko A.K., Baratov R.B. Age sequence forming intrusive formations of Central Tajikistan // Proc. IG AN RT. Nov. ser. V. 6. 2007. P. 91–101.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Early Permian diorite-granodiorite formation Zeravshan-Hissar (Southern Tien-Shan) // Proc. IG AN RT. New. ser. Issue 6. 2007. P. 119–131.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Petrogeochemistry and geochronology of early permian granitoids diorite-granodiorite formation of the Turkestan-Alai (Southern Tien-Shan) // Proc. IG AN RT. New. ser. Issue 8. 2009. P. 201–218.
- Melnichenko A.K. Evolution intrusive magmatism Southern Tien-Shan in time in the light of radiological dating // Ore-magmatic system of orogenic areas. 2010. P. 201–203.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Magmatism of rare Southern Tien-Shan // Granites and mineralization processes. 2011. P. 216–217.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Geologi-radiological and geochemical characterization of middle quartz diorite western Zeravshan-Hissar region of Southern Tien-Shan // Actual problems of geology and seismology Tajikistan. 2011. P.78–84.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Rare metal granites of the Southern Tien-Shan and associated mineralization // Modern geodynamics and minerageny Pamir-Tien-Shan. 2012. P. 204–208.
- Melnichenko A.K., Varzieva T.B. Petrologi-geochemical characteristics of granitoids of middle eastern part Zeravshan-Turkestan region of Southern Tien-Shan // Modern problems of geological and seismological studies of Tajikistan. 2013. P. 94–107.
- Tauson L.V. Geochemical types and potential ore-bearing granitoids. M.: Nayka. 1977. 279 p.

## СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ПРИБАЙКАЛЯ

Е.И. Михеев

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

Коллизионная система ранних каледонид Прибайкалья, сформированная на окраине Сибирского кратона, на современном эрозионном срезе обнажена на территории Ольхонского региона (Приольхонье и о-в Ольхон) и п-ова Святой Нос [Fedorovsky et al., 2005; Владимиров и др., 2011]. В пределах всех тектонических единиц Ольхонского региона и п-ова Святой Нос, отвечающих различным уровням метаморфизма и глубинности, присутствуют мигматиты, многочисленные жилы и тела синметаморфических и интрузивных гранитов. Краткий обзор объектов и их геохронологическая характеристика (U-Pb изотопный метод) приводятся ниже.

*Гиперстеновые плагиограниты Чернорудской зоны* (по данным С.В. Хромыха, А.Г. Владимирова) слагают маломощные (0,3–0,5 м) жилы среди двупироксеновых гнейсов или секут габбро-пироксениты чернорудского комплекса. Наиболее крупным телом гиперстеновых плагиогранитов является Сапшиланский массив (0,5x1 км<sup>2</sup>). Массив представляет собой полого залегающее тело небольшой мощности, во вмещающих породах отсутствуют признаки ороговикования, а в плагиогранитах не наблюдается признаков закалки. Возраст гранитов Сапшиланского массива – 496 ± 3 млн лет [Хромых и др., 2004].

*Граниты Тутайского массива* (по данным Т.В. Донской, Д.П. Гладкочуба, А.М. Мазукабзова). Тутайский массив занимает площадь около 2,5 км<sup>2</sup> между Тутайским заливом в проливе Ольхонские Ворота и Змеиной падью, обращенной к Байкалу. Граниты Тутайского массива прорывают вмещающие гранат-биотитовые гнейсы. Экзо- и эндоконтактовые изменения отсутствуют. Граниты слагают аллохтонную интрузию. Мигматизированные гнейсы интродуцированы апофизами, отходящими от гранитоидного массива, а затем совместно с гнейсами вовлечены в мезомасштабные складчатые деформации F<sub>3</sub> и разгнейсованы. Внедрение гранитов Тутайского массива произошло на втором деформационном этапе F<sub>2</sub>. Центральная часть Тутайского массива сложена, главным образом, средне- и крупнозернистыми массивными гранитами, а породы его краевых частей частично огнейсованы. Возраст магматического ядра циркона – 488.6 ± 8.0 млн лет, возраст метаморфических краевых частей зерен циркона – 464 ± 11 млн лет [Донская и др., 2013].

*Шаранурский гранитогнейсовый купол* (по данным В.А. Макрыгиной, В.С. Антипина, Н.В. Горлачевой). Граниты расположены в центральной части о-ва Ольхон, изменяются от средне- до крупнозернистых, с гнейсовидной текстурой и крупными выделениями микроклина. Граниты имеют катакластические и гранобластовые структуры. Вмещающими породами являются гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и мигматиты. U-Pb возраст, определенный по циркону составил: 492 ± 10 (магматический циркон) и 455 ± 10 (метаморфическая кайма) [Макрыгина и др., 2014].

*Граниты покровного типа зоны Нутгей* (по авторским данным и данным В.С. Федоровского, А.Г. Владимирова). В зоне Нутгей (площадь Харикта) обнаружены пакеты складок покровного типа, а также синкинематические граниты, отвечающие этапу покровных деформаций [Федоровский и др., 2011]. Жильные тела тонкозернистых огнейсованных гранитов ориентированы субпараллельно осевым поверхностям ранних покровных складок. Выделяется два этапа складок покровного типа. Самые ранние покровные деформации привели к возникновению лежачих изоклинальных складок и полосчатости в мраморах, субпараллельной их осевым поверхностям. Граниты относительно времени формирования складок первого этапа являются либо синкинематическими, либо позднекинематическими, и их возникновение предшествовало проявлению второго этапа покровных деформаций. Тела гранитов деформированы и участвуют в строении поздних покровных складок, образующих в целом антиформу. Возраст гранитов покровного типа – 490–480 млн лет [Михеев и др., 2014].

*Синкинематические граниты в метаморфическом обрамлении реститовых гипербазитовых будин на п-ове Шида* (по данным А.С. Мехоношина, А.Г. Владимирова, В.Г. Владимирова, С.В. Хромыха, Д.С. Юдина) представлены гранит-лейкогранитами, иногда с пегматоидной графической структурой, тесно взаимосвязанные с вмещающими blastsмилонитами и милонитами, отвечающими амфиболитовой фации метаморфизма. Возраст гранитов синдвиговой гранитной жилы – 475 ± 1.5 млн лет [Юдин и др., 2011; Мехоношин и др., 2013].

*«Законсервированные» жилы в реститовых гипербазитах п-ова Шида* (по данным А.С. Мехоношина, А.Г. Владимирова, В.Г. Владимирова, С.В. Хромыха, Д.С. Юдина) характеризуются флогопит-плагиоклазовым

составом. Их характерной особенностью является наличие в более мощных прожилках серпентин-бруситовых оторочек. U/Pb датирование было проведено в центральной части одной из наиболее крупных жил, законсервированной в гипербазитовом теле. Возраст жилы плагиоклазитов на п-ове Шида –  $467,6 \pm 1,8$  млн лет [Юдин и др., 2011; Мехоношин и др., 2013].

Редкометалльные гранитные жилы, дайки и интрузивные массивы аинского комплекса (по данным А.Г. Владимирова) прорывают метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее крупным телом гранитов аинского комплекса является Айский массив размером  $1 \times 2$  км. Гранитные жилы аинского комплекса в большом количестве прорывают габброиды Бирхинского и монцодиоритоиды Улан-нурского массивов, заполняя трещины отрыва, возникшие при сдвиговых деформациях. Возраст редкометалльных гранитов Айского массива –  $468,6 \pm 3,2$  млн лет [Юдин и др., 2005; Владимиров и др., 2008].

Параавтохтонные гранитные жилы на участке Загалмай-Орсо (по данным А.Г. Владимирова, С.В. Хромыха). Синметаморфические биотитовые граниты являются наиболее распространенными магматическими образованиями в пределах Ольхонского региона. Главный их объем сосредоточен в пределах амфиболитовой зоны Анга-Сахурты. Параавтохтонные гранитные жилы проявлены преимущественно в оторочке ядер куполов и маркируют общую структуру, субконформны по отношению к мигматитам и гнейсам и лишь в некоторых случаях имеют рвущие контакты. Возраст гранитов параавтохтонной жилы на участке Загалмай-Орсо –  $458 \pm 2$  млн лет [Владимиров и др., 2004, 2011].

Автохтонные, параавтохтонные и инъекционные жилы граносиенит-гранитов и гранит-пегматитов, участвующие в строении гранулитов п-ова Святой Нос (по авторским данным), являются здесь наиболее молодыми магматическими образованиями. Эти породы имеют катакластические структуры. Возраст гранитов –  $445 \pm 5$  млн лет [Михеев и др., 2014].

Обзор геохронологических данных, полученных для гранитоидов, позволяет выделить два этапа синметаморфического гранитного магматизма в геологической истории региона: ранний (500–480 млн лет) и поздний (480–460 млн лет).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (ОНЗ-10.3), проекта РФФИ № 14-05-00747.*

## ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Хромых С.В., Докукина К.А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья. // Докл. РАН. 2004. Т. 397, № 5. С. 643–649.
- Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb-датирование и Sm-Nd-изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 5. С. 651–655.
- Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж. Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1543–1561.
- Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика - 2014. - Т. 55. - № 1. - С. 41–55.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В. Реситовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1562–1582.
- Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б., Хлестов В.В. Возраст синпокровных гранитов в аккреционно-коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания Том II. М.: ГЕОС, 2014. С. 8–12.
- Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ова Святой Нос (Забайкалье) // Докл. РАН. 2014. Т. 455, № 3. С. 317–322.
- Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Агапова А.Р. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. Масштаб 1:20000. Издание: группа компаний А1 TIS, Москва, 2011.
- Хромых С.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Руднев С.Н., Хлестов В.В., Юдин Д.С. U-Pb возраст (Shrimp-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского

- подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 2. С. 141–145.
- Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. 40Ar/39Ar возраст и геохимические признаки синколлизонных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 2.
- Юдин Д.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Корнева И.Б. Тектонотермальна история базит-ультрабазитов Шидинского массива (Западное Прибайкалье) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. Т. 38, № 1. С. 120–132.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGC-480). Irkutsk: Print. IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

## SYNMETAMORPHIC GRANITES IN THE BAIKAL REGION EARLY CALEDONIDES COLLISION SYSTEM

E.I. Mikheev

*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
mikheev@igm.nsc.ru*

The Baikal region early caledonides collision system formed on the margin of the Siberian craton is exposed nowadays on the territory of the Ol'khon region (Ol'khon island and Priol'khonie) and the Sviatoy Noss peninsula [Fedorovsky et al., 2005; Vladimirov et al., 2011]. Migmatites, numerous veins and bodies of synmetamorphic and intrusive granites are exposed within all tectonic units of the Ol'khon region and the Sviatoy Noss peninsula, corresponding to different levels of metamorphism and depth. The overview of the objects and their geochronological characteristics (U-Pb isotopic method) are given below.

*Hypersthene plagiogranites of the Chernorud zone (according to Khromykh S.V., Vladimirov A.G.)* compose thin veins (0.3-0.5 m) in the two-pyroxene gneisses or the Chernorud gabbro-pyroxenites. The largest body of hypersthene plagiogranites is Sapshilansky array (0.5×1 km<sup>2</sup>). The massif is a hollow thin body, the host rocks is not hornfelsed, and plagiogranites don't include hardening zones. Age of the granites is 496 ± 3 Ma [Khromykh et al., 2004].

*Tutai pluton granites (according to Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M.)*. Tutai pluton occupies an area of about 2.5 km<sup>2</sup>. The Tutai pluton granites intrude the host garnet-biotite gneisses. There are no alterations in the exo- and endocontact. The intrusion is allochthonous. The host migmatized gneisses are intruded by apophyses extending from the granitoid massif, and then they are involved in the mesoscale folding F<sub>3</sub>. The Tutai pluton granites intruded simultaneous with the second deformation stage F<sub>2</sub>. The central part of the pluton is composed mainly of medium- and coarse-grained massive granites and its edges partially gneissose. The age of zircon igneous core is 488.6 ± 8.0 Ma, and the age of zircon metamorphic rim is 464 ± 11 Ma [Donskaya et al., 2013].

*The Shara-Nur granite-gneiss dome (according to Makrygina V.A., Antipin V.S., Gorlacheva N.V.)*. The granites located in the central part of the Olkhon Island vary from medium-to coarse-grained, have gneissic structure and include large microcline grains. The granites are of cataclastic and granoblastic structure. The host rocks are garnet-biotite and amphibole-biotite gneisses and migmatites. U-Pb ages of zircon grains are 492 ± 10 Ma (magmatic zircon) and 455 ± 10 Ma (metamorphic rim) [Makrygina et al., 2014].

*Overthrust type granites of the Nutgey zone (according to author's data as well as Fedorovsky V.S. and Vladimirov A.G.)*. The overthrust type granites are fine-grained and have the gneissic structure. The veins of these granites are oriented subparallel to the axial surfaces of the overthrust type folds. Two stages of the overthrust type folds are presented. The earliest overthrust type deformation formed both the isoclinal recumbent folds and the banding of the marbles, subparallel the axial surfaces of the folds. The granites are either sinkinematic or postkinematic relative to the formation of the first stage overthrust type deformation. The granites formation predates the second stage of overthrust deformations. The granites deformed bodies are involved in the structure of the later overthrust type folds, forming antiforms in whole. [Fedorovsky et al., 2011]. The age of overthrust type granites is 490–480 Ma [Mikheev et al., 2014].

*The sinkinematic granites in metamorphic host of restitic ultramafic rocks of the Shida Peninsula (according to Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Khromykh S.V., Yudin D.S.)* are granite-leucogranites sometimes with pegmatoid graphical structure that closely related to the host mylonites and blastomylonites corresponding

to amphibolite facies of metamorphism. The age of the granites is  $475 \pm 1.5$  Ma [Yudin et al., 2011; Mekhonoshin et al., 2013].

Sealed veins in the restitic ultramafic rocks of the Shida Peninsula (according to Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Khromykh S.V., Yudin D.S.) are characterized by phlogopite-plagioclase composition. Their characteristic feature is the presence of serpentine-brucite rims in the thickest veins. The age of sealed plagioclases is  $467.6 \pm 1.8$  Ma [Yudin et al., 2011; Mekhonoshin et al., 2013].

Rare-metal granite veins, dikes and intrusions of Ainsky complex (according Vladimirov A.G.) intrude metamorphic rocks of the epidote-amphibolite metamorphic facies. The largest body of the complex is Aysky massif with size of  $1 \times 2$  km. Granite veins of Ainsky complex intrude gabbroids of Birhincomplex and monzodioritoids of the Ulan-Nur massif, filling fractures resulting from strike-slip deformations. The age of rare-metal granites is  $468.6 \pm 3.2$  Ma [Yudin et al., 2005; Vladimirov et al., 2008].

Para-autochthonous granite veins in the Zagalmay-Orso area (according Vladimirov A.G., Khromykh S.V.). Synmetamorphic biotite granites are the most common igneous rocks within the Olkhon region. Their main volume is focused within the Anga-Sakhyurty amphibolite facies metamorphic zone. Para-autochthonous granite veins are located mainly in the edges of the granite-gneiss domes cores and mark the general structure. The veins are mainly subconformable to migmatites and gneisses. The age of para-autochthonous granite veins is  $458 \pm 2$  Ma [Vladimirov et al., 2004, 2011].

Autochthonous, para-autochthonous injection veins of granosyenite-granites and granite-pegmatites involved in the structure of the Svyatoy Noss Peninsula granulites (by author's data) are the youngest of igneous rock here. The granites are of cataclastic structure. The host rocks are CPx-Amp-Grt gneisses. The age of the granites is  $445 \pm 5$  Ma [Mikheev et al., 2014].

Overview of the geochronological data obtained for granitoids allows to suggest two stages of synmetamorphic granite magmatism in the geological history of the region: early (500-480 Ma) and late (480-460 Ma).

*This work was financially supported by the RAS (ONZ-10.3) and the RFBR project № 14-05-00747.*

## REFERENCES

- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Cho M., Cheong W., Kim J. Synmetamorphic granitoids (~490 Ma) as accretion indicators in the evolution of the Ol'khon terrane (western Cisbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54 P. 1205–1218.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). Irkutsk: Print. IEC SB RAS, 2005. – P. 5–76.
- Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Lavrenchuk A.V., Izokh A.E., Kotov A.B., Agatova A.R. Aerospace geological map of the northeastern part of Priolhonie (Baikal). Nutgey zone and Orgoyta-Zmeinaya Pad. Ol'khon geodynamic polygon. Scale 1:20 000. Publishing - a group of companies A1 TIS, Moscow, 2011.
- Khromykh S.V., Sergeev S.A., Matukov D.I., Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Fedorovsky V.S., Volkova N.I., Rudnev S.N., Khlestov V.V., Yudin D.S. U-Pb age (SHRIMP-II) of hypersthene plagiogranites in Chernorud granulite zone (the Ol'khon region, Western Pribaikalie) // Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Orogenic Belt (from Ocean to Continent) Proceedings of scientific meeting on Basic Research Program, Irkutsk, Publ. Inst. of Geography SB RAS. 2004. V. 2. P. 141–145.
- Makrygina V.A., Tolmacheva E.V., Lepekhina E.N. Crystallization history of Paleozoic granitoids in the Ol'khon region, Lake Baikal (SHRIMP-II zircon dating) // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. P. 33–45.
- Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Vladimirov A.G., Vladimirov V.G., Volkova N.I., Mikheev E.I., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov V.V., Khromykh S.V. Restitic ultramafic rocks in the early caledonian collisional system of Western Cisbaikalia // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. № 10. P. 1219–1235.
- Mikheev E.I., Vladimirov A.G., Fedorovsky V.S., Bayanova T.B., Khlestov V.V. Age of overthrust type granites in accretion-collision system of the Western Pribaikalie early caledonides // Tectonics of fold belts in Eurasia: similarities, differences, characteristic features of modern orogeny, regional generalizations. Proceedings of XLVI Tectonic Conference Volume II. GEOS, Moscow, 2014. P. 8–12.
- Mikheev E.I., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Bayanova T.B., Travin A.V., Yudin D.S., Mekhonoshin A.S., Orsoev D.A. Thermochronology of Granulites from the Svyatoi Nose Peninsula (Transbaikalia) // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 455, N. 3. P. 317–322.
- Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Dokukina K.A., Fedorovsky V.S. Synmetamorphic stress-granites in deep levels of the early caledonian collisional system in the Western Baikal Region // Doklady Earth Sciences. 2004. V. 397, N 6. P. 771–777.

- Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Mekhonoshin A.S., Volkova N.I., Travin A.V., Yudin D.S., Kruk N.N. U-Pb dating and Sm-Nd isotopic systematics of igneous rocks in the Olkhon Region (West Pribaikalie) // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 423, N 5. P. 651–655.
- Vladimirov A.G., Volkova N.I., Travin A.V., Vladimirov V.G., Khromykh S.V., Yudin D.S., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. The geodynamic model of formation of early caledonides in the Olkhon Region (West Pribaikalie) // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 436, N 2. P. 203–209.
- Yudin D.S., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Travin A.V., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Volkova M.G.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemical features of syncollisional gabbroids and granites from the Western Baikal Region: evidence from the Birkhin massif and its folded framing // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 405, N 8. P. 1261–1265.
- Yudin D.S., Travin A.V., Vladimirov V.G., Mekhonoshin A.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Kolotilina T.B., Korneva I.B. Tectonothermal history of mafic-ultramafic rocks of Shida massif (Western Pribaikalie) // *Proceedings of the Siberian Branch of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences // Geology, Exploration of Ore Deposits*. 2011, V. 38, N 1. P. 120–132.

## АРХЕЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Л.Н. Морозова, Ф.П. Митрофанов, Т.Б. Баянова, П.А. Серов

Геологический институт КНЦ РАН, Анатиты, Россия  
morozova@geoksc.apatity.ru

Наиболее детально изученным архейским комплексом северо-восточной части Балтийского щита, сформированным в интервале времени 2.83–2.81 млрд лет, является тоналит-трондьемитовый комплекс полигона Воче-Ламбина.

В структурно-тектоническом плане полигон Воче-Ламбина расположен на границе Центрально-Кольского блока и Беломорского подвижного пояса. В его пределах обнажается палеопротерозойская Воче-Ламбинская зона пластического сдвигового течения (*shear zone*). Данная зона входит в систему разломов, обрамляющих с юга Печенга-Имандра-Варзугскую зону. В строении полигона выделяют два структурно-вещественных комплекса – нижний (фундамент) и верхний (супракомплекс, зеленокаменный комплекс), неоднократно деформированных, метаморфизованных и мигматизированных в условиях амфиболитовой фации. Фундамент зеленокаменного комплекса сложен породами тоналит-трондьемитового состава с жилами разновозрастных гранитов и пегматитов и дайками базитов. Верхний комплекс состоит из четырёх толщ вулканогенно-осадочных образований, слагающих фрагмент зеленокаменного пояса [Воче-Ламбина..., 1991]. Согласно геологическим и геохронологическим данным, в истории геологического развития полигона выделяются следующие этапы: 1) формирование фундамента преимущественно тоналит-трондьемитового состава (2.83–2.71 млрд лет); 2) заложение на этом сиалическом основании зеленокаменного пояса (2.76–2.67 млрд лет); 3) формирование палеопротерозойской зоны пластического сдвигового течения (2.49–2.4 млрд лет) и ее активизации – 1.9 млрд лет назад. Геологическое развитие сопровождалось внедрением широкого спектра магматических пород.

Самые древние породы полигона, на долю которых приходится до 80 % площади, представлены преимущественно трондьемитовыми гнейсами. Возраст цирконов из трондьемитов, был определен на ионном микрозонде SHRIMP-II [Морозова, 2012]. Часть зерен имеет древние ядра. Были проанализированы два ядра, возраст которых по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  составил  $2919 \pm 10$  и  $2897 \pm 10$  млн лет, причем в последнем случае возраст оболочки вокруг ядра равен  $2831 \pm 18$  млн лет. Центральные части цирконов без ядер имеют конкордантные возрасты в интервале 2833–2826 млн лет (приведены значения по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Расчет конкордантного возраста (Concordia Age) по трем конкордантным возрастам дал значение  $2829 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.37), которое в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом  $2829.6 \pm 4.6$  млн лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией, построенной по пяти анализам. Вероятнее всего, возраст 2.83 млрд лет отражает время кристаллизации трондьемитов.

Следующий этап гранитоидного магматизма связан с внедрением даек и интрузии тоналитов. Для даек метатоналитов U-Pb (TIMS) изотопный возраст цирконов по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил  $2814 \pm 4$  млн лет [Морозова и др., 2011]. Он интерпретируется как возраст магматической стадии формирования тоналитов. Полученное для них значение U-Pb возраста в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом магматических цирконов из интрузии метатоналитов ( $2807 \pm 10$  млн лет; [Balashov et al., 1992]) и метатоналита в гальке базальных конгломератов Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса ( $2807 \pm 7$  млн лет; [Кислицын, 2001]).

На рубеже 2.71 млрд лет плавление пород тоналит-трондьемитового состава привело к образованию жильных гранитов. По геологическим наблюдениям, становление этих гранитов отделено от этапов тоналит-трондьемитового магматизма внедрением даек метагабброидов с возрастом  $2768 \pm 11$  млн лет [Balashov et al., 1992]. U-Pb (TIMS) изотопный возраст магматических цирконов из биотитовых гранитов по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил  $2708 \pm 5$  млн лет [Морозова и др., 2011].

По основным петрохимическим параметрам, концентрациям редких и редкоземельных элементов трондьемитовые гнейсы и метатоналиты соответствуют архейским ТТГ породам. Трондьемиты и тоналиты имеют резко дифференцированные спектры распределения РЗЭ, крутые наклоны графиков для легких ((La/Sm) $N$  = 6–15) и тяжелых лантаноидов ((Gd/Yb) $N$  = 3.6–6.6), при этом европиевые аномалии положительные ((Eu/Eu\*) = 1.9–2.0) или отсутствуют ((Eu/Eu\*) = 1.02–1.07). Мультиэлементные спектры распределения редких и редкоземельных элементов для этих пород характеризуются наличием отрицательных ано-

малий Nb, Ta, Ti и U и положительных аномалий Ba и Th. Трондьемитовые гнейсы и метатоналиты имеют низкую магнезиальность ( $mg\#_{cp} = 0.27-0.39$ ), концентрации Y ( $\leq 5$  г/т), Ta ( $\leq 0.1$  г/т) и Yb ( $\leq 0.2$  г/т) и повышенные отношения Sr/Y ( $\geq 40$ ) и  $(La/Yb)_N$  ( $> 40$ ).

Трондьемитовые гнейсы характеризуются  $t_{Nd}(DM)$  от 2.9 до 3.0 млрд лет и положительными значениями величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  (1.29–3.20). Метатоналиты имеют модельные возрасты от 2.8 до 3.1 млрд лет и положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ , лежащие в интервале от 0.60 до 3.3 [Морозова, 2012; Морозова и др., 2011; Daly et al., 1993].

Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в гранитоидах свидетельствуют о формировании тоналитовых и трондьемитовых расплавов из метабазитовых источников [Морозова, 2012]. Низкая магнезиальность пород указывает на отсутствие взаимодействия первичных расплавов с перидотитами мантийного клина и не согласуется с моделью их образования счет плавления субдуцирующей океанической плиты [Drummond, Defant, 1990]. Обеднение тоналитовых и трондьемитовых расплавов несовместимыми элементами связано с концентрацией HREE и Y в реститовом гранате, который является стабильным при давлениях выше 10–12 кбар [Foley et al., 2002; Туркина, 2000]. Деплетированность тоналитов и трондьемитов тяжелыми редкоземельными элементами, Y, высокие отношения Sr/Y и  $(La/Yb)_N$  могут быть обусловлены формированием пород за счет плавления метабазитового источника в нижних частях утолщенной коры [Stern, Kilian, 1996].

Бiotитовые граниты относятся к богатым K ( $Na_2O/K_2O = 0.7-0.8$ ), бедным Mg (0.4–0.6 %) гранитоидам и характеризуются низкой магнезиальностью (0.17–0.27), высокими отношениями K/Na (0.7–1.0), значениями A/CNK от 0.98 до 1.08. Бiotитовые граниты характеризуются дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов ( $(La/Yb)_N = 41-67$ ) и большей степенью фракционирования легких лантаноидов ( $(La/Sm)_N = 8.6-10$ ) по сравнению с тяжелыми лантаноидами ( $(Gd/Yb)_N = 2.1-3.5$ ). Наличие ярко выраженной отрицательной европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0.51-0.53$ ) свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. Nd модельный возраст биотитовых гранитов ( $t_{Nd}(DM) = 2.9-3.0$  млрд лет) превышает возраст их кристаллизации на 200–300 млн лет, что указывает на источники с достаточно длительной коровой предысторией. Величина  $\epsilon_{Nd}(t)$  варьирует от –0.40 до –0.73. Наиболее вероятной моделью образования биотитовых гранитов является плавление корового источника, преимущественно тоналит-трондьемитового состава [Морозова, 2012].

Сопоставление возрастных, геохимических и изотопных Nd характеристик биотит-плагиоклазовых гнейсов и пород тоналит-трондьемитовой ассоциации полигона Воче-Ламбина выявило общие для всех этих пород черты [Морозова и др., 2012]. Эти данные указывают на то, что начало становления в значимых масштабах континентальной коры в Кольском регионе было заложено тоналит-трондьемитовым магматизмом в период 2.83–2.81 млрд лет назад. Этот тоналит-трондьемитовый магматизм имел, таким образом, очень важное значение в образовании наблюдаемого ныне древнейшего архейского фундамента Кольского региона.

## ЛИТЕРАТУРА

- Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского п-ова / Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
- Кислицын Р.В. Возраст и кинематика тектонических движений в ядре раннепротерозойского Лапландско-Кольского орогена. Автореф. дисс. к.г.-м.н. Санкт-Петербург. 2001. 21 с.
- Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Серов П.А. Основные этапы гранитообразования в архее северо-востока Балтийского щита (на примере полигона Воче-Ламбина) // Литосфера. 2011. № 6. С. 14–26.
- Морозова Л.Н. Геология, геохимия и возраст гранитоидов полигона Воче-Ламбина: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: КНЦ РАН. 2012. 22 с.
- Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. и др. Гомологи архейских пород разреза Кольской сверхглубокой скважины в северной части Беломорского подвижного пояса (полигон Воче-Ламбина) // Докл. РАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 215–218.
- Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity. 1992. P. 13–34.
- Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm–Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 189–195.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503–21521.
- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V. 417. P. 837–840.
- Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the genesis of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 263–281.

## ARCHEAN GRANITOID MAGMATISM IN NORTHEASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD

L.N. Morozova, F.P. Mitrofanov, T.B. Bayanova, P.A. Serov

*Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Murmansk Province, Russia  
morozova@geoksc.apatity.ru*

In terms of structure and tectonics, the Voche-Lambina lies at the border between the Central Kola Block and the Belomorian Mobile Belt. There, the Paleoproterozoic Voche-Lambina shear zone crops out. This shear zone belongs to a fault system that separates the Pechenga-Imandra-Varzuga zone from the south. The structure of the ground includes two complexes, a lower complex (basement) and an upper complex (the supracomplex and greenstones), which repeatedly experienced deformation, metamorphism, and migmatization in the amphibolites facies setting [Voche-Lambina..., 1991]. In accordance with the geological and geochronological data, the history of the polygon is divided into two stages: 1) generation of the tonalite-trondhjemite basement (2.83–2.71 Ga); 2) origination of a greenstone belt on the sialic basement (2.76–2.67 Ga); 3) generation of the Paleoproterozoic shear zone (2.49–2.4 Ga), and its activation 1.9 billion years ago. The geological evolution was accompanied by the injection of a wide range of igneous rocks.

The oldest rocks, which occupy up to 80 % of the polygon's area, are represented by the trondhjemite gneisses. The age of zircons from was determined at the ion microprobe SHRIMP-II [Morozova, 2012]. Some grains have ancient cores. Two cores were analyzed to yield a  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $2919 \pm 10$  and  $2897 \pm 10$  Ma with the second case having the age of the shell around the core of  $2831 \pm 18$  Ma. Central parts of non-core zircons have concordant ages in the interval of 2833 to 2826 Ma (as per  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). The Concordia Age was calculated in three concordant ages at  $2829 \pm 5$  Ma (MWCD = 0.37), which within the analytical error coincides with an age of  $2829.6 \pm 4.6$  Ma in the upper Discordia and Concordia intersection plotted on five analyses. The age of 2.83 Ga most probably reflects the time of trondhjemite crystallization.

The next stage of the granitoid magmatism is related to the dikes and tonalite intrusions. For dikes of metatonalite U-Pb (TIMS), isotope age of zircons in the upper Discordia and Concordia intersection was  $2814 \pm 4$  Ma [Morozova et al., 2011]. It is interpreted as an age of tonalite crystallization. The resultant U-Pb age within the analytic error coincides with the age of igneous zircons from the metatonalite intrusions ( $2807 \pm 10$  Ma; [Balashov et al., 1992]), and metatonalite in pebbles of basal conglomerate in the Voche-Lambina greenstone belt ( $2807 \pm 7$  Ma; [Kislitsyn, 2001]).

At the border of 2.71 Ga, the melting of tonalite-trondhjemite rocks resulted in the formation of veined granite. Geological studies show that the origination of the granite is separated from the stages of tonalite-trondhjemite magmatism by the injection of metagabbroid dikes with an age of  $2768 \pm 11$  Ma [Balashov et al., 1992]. U-Pb (TIMS) isotope age of the igneous zircons from the biotite granite on the upper Discordia and Concordia intersection was  $2708 \pm 5$  Ma [Morozova et al., 2011].

In terms of petrochemistry of the concentrations of rare and rare earth elements, the trondhjemite gneisses and metatonalite comply with the Archaean TTG rocks. Trondhjemites gneisses and metatonalites show abruptly differentiated spectra of the REE distribution, with positive ((Eu/Eu\*) = 1.9–2.0) or absent ((Eu/Eu\*) = 1.02–1.07) europium anomalies. The multi element spectra of the rare and rare earth elements distribution for granitoids show negative anomalies in Nb, Ta, Ti and U, and positive anomalies in Ba and Th. The trondhjemite gneisses and metatonalite have low Mg content (mg#av. = 0.27–0.39), low concentrations of Y ( $\leq 5$  ppm), Ta ( $\leq 0.1$  ppm), and Yb ( $\leq 0.2$  ppm), and increased ratios: Sr/Y ( $\geq 40$ ) and (La/Yb)<sub>N</sub> ( $> 40$ ).

The trondhjemite gneisses show  $t_{\text{Nd}}$  (DM) from 2.9 to 3.0 Ga and positive  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (1.29–3.20). For metatonalites,  $t_{\text{Nd}}$  (DM) varies from 2.8 to 3.1 Ga at positive  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  from 0.60 to 3.3. [Morozova, 2012; Morozova et al., 2011; Daly et al., 1993].

The style of rare and rare earth elements distribution in the granitoids indicates the generation of tonalite and trondhjemite melts from metamafic sources [Morozova, 2012]. The low magnesium content of the rocks indicates the absence of interaction between the primary melts with peridotites of a mantle wedge, and does not agree with the generation model due to the melting of a subducting oceanic plate [Drummond and Defant, 1990]. The consolidation of the tonalite and trondhjemite melts with incompatible elements is related to the concentrations of HREE and Y in the restite garnet, which is stable under the pressure of over 10–12 kbar [Foley et al., 2002; Turkina, 2000]. The depletion of the tonalites and trondhjemites with heavy rare earth elements, Y, high Sr/Y and (La/Yb)<sub>N</sub> ratios can be caused by the rock generation due to the melting of the metamafic source in the lower parts of the thickened mafic crust [Stern, Kilian, 1996].

The biotite granites belongs to the K-rich ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7\text{--}0.8$ ), Mg-poor (0.4–0.6%) granitoids and exhibits low magnesium ratios ( $\text{Mg}\# = 0.17\text{--}0.27$ ), high K/Na ratios (0.7–1.0), and A/CNK values from 0.98 to 1.08. Biotite granite show a differentiate spectrum of rare earth element distribution ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 41\text{--}67$ ) and negative Europium anomaly ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.51\text{--}0.53$ ). Nd model ages for the granite ( $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.9\text{--}3.0$  Ga) exceed the age of crystallization by 200–300 Ma indicating the sources with a long crust prehistory. The  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  value varies from  $-0.40$  to  $-0.73$ . The most probable model of the biotite granite generation involves the melting of the crustal source, which has predominantly tonalite-trondhjemite composition [Morozova, 2012].

The correlation of the age-related, geochemical, and isotope Nd features of the biotite-plagioclase gneiss and tonalite-trondhjemite rock assemblage at the Voche-Lambina has demonstrated similarities of the rocks [Morozova et al., 2012]. These data indicate significant scale of the continental crust generation on the Kola Peninsula 2.80–2.83 billion years old. Thus, tonalite-trondhjemite magmatism was of great importance in the evolution of the continental crust in late Mesoarchean, which provided the basement for the Neoarchean and Paleoproterozoic complexes of the Kola Peninsula.

## REFERENCES

- Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // Correlation of Precambrian Formations in the Kola–Karelian Region and Finland. Apatity. 1992. P. 13–34.
- Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm–Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 189–195.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 21503–21521.
- Foley S., Tiepolo M., Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones // Nature. 2002. V. 417. P. 837–840.
- Kislitsyn, R.V. Age and kinematics of tectonic movements in the nuclear of the Early Proterozoic Lapland-Kola orogen. Geol., and Min. Candidate thesis abstract: St. Petersburg. 2001. 21 p.
- Morozova L.N., Bayanova T.B. and Serov P.A. Main stages of Archaean granite formation s in the northeastern Baltic Shield (an example from the Voche-Lambina study area) // Lithosphere. 2011. N 6. P. 14–26.
- Morozova, L.N. Voche-Lambina granitoid geology, geochemistry, and age. Geol., and Min. Candidate thesis abstract: Apatity, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences. 2012. 22 p.
- Morozova L.N., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Vetrin V.R., and Serov P.A. Archaean Rock Homologs in the Kojla Superdeep Borehole Stction in the Northern Part of the White Sea Mobile Belt, Voche-Lambina Nest Site // Doklady Earth Sciences. 2012. V. 442. P. 28–31.
- Stern, C.R., Kilian, R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the genesis of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 263–281.
- Turkina OM Modeling geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents // Geochemistry. 2000. N 7. P. 704–717.
- Voche-Lambina Archean Geodynamic Test Site of the Kola Peninsula // Mitrofanov, F.P., and Pozhilenko V.I., eds. 1991. Kola Science Centre. RAS. Apatity. 196 p.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ВОЗРАСТУ ГРАНИТОИДОВ ВОЙНИЦКОГО БЛОКА  
(ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)****Т.А. Мыскова<sup>1</sup>, М.А. Корсакова<sup>2</sup>, Н.М. Иванов<sup>2</sup>, П.А. Львов<sup>1</sup>**<sup>1</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия  
tmyskova@gmail.com*<sup>2</sup>*Санкт-Петербургское государственное геологическое унитарное предприятие “СФ «Минерал»”,  
Санкт-Петербург, Россия, ivanov@scmin.spb.ru*

Войницкий блок, известный также как Вокнаволоцкий, обнажается в восточной части Фенноскандинавского щита и выделен, главным образом, на основании характерного сочетания положительных геофизических полей: гравиметрического и магнитного. Блок сложен преимущественно плутонитами: гранитоидами и гранито-гнейсами, содержащими различные по размеру включения амфиболитов, неравномерно распределенные по площади. Несмотря на повышенный интерес исследователей к геологии данного района [Свириденко, 1974; Кожевников, 2000; Самсонов и др., 2001], вопросы структуры, возраста, условий метаморфизма и происхождения протолитов до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Это связано с недостатком геохимических и изотопных данных. В опубликованной литературе геохимия пород подробно не рассматривалась, а из датировок известен только возраст эндербитоподобных Amf-Bt плагиогранитов, полученный U-Pb классическим методом и составивший  $2744 \pm 9$  млн лет [Самсонов и др., 2001].

В рамках проекта ГДП-200 Костомукшской площади нами получены новые геохимические и изотопные данные (U-Pb, SHRIMP-II и Sm-Nd), благодаря которым стало возможным разграничение гранитоидов Войницкого блока по возрасту и происхождению.

Блок представляет собой сложно построенный батолит, включающий четыре главные группы гранитоидов, которые по ряду геохимических параметров обнаруживают черты сходства. Все они одинаково умеренно и слегка высокоглиноземистые образования с величиной ASI = 0.83–1.16 и с низкими и умеренными показателями железистости (0.48–0.69). Наряду со сходными чертами гранитоиды каждой из групп имеют петрохимические отличия.

К первой группе относятся плагиограниты, пользующиеся наибольшим площадным распространением, но хорошо сохранившиеся только в локальных участках. На остальной площади они присутствуют преимущественно в виде трудно картируемого разгнейсованного и гранитизированного материала. По минеральному составу это биотитовые, реже амфибол-биотитовые плагиограниты, в редких случаях содержащие еще и реликты ортопироксена. Положение составов данной группы гранитоидов на дискриминационной диаграмме FeO\*/MgO – (Zr + Nb + Ce + Y) [Whalen et al., 1987] позволяет сопоставлять их с гранитами I типа, а индикаторные отношения Y/Nb (0.66–1.19) свидетельствуют о базитовом характере источника [Eby, 1990]. Для плагиогранитов получен наиболее древний для гранитоидов Войницкого блока возраст кристаллизации: кроме уже известного значения  $2744 \pm 9$  млн лет [Самсонов и др., 2001] в двух пробах определены значения  $2716 \pm 13$  и  $2715 \pm 4$  млн лет. Согласно Sm-Nd модельному возрасту, они имеют и самый древний коровый источник – 3.1–3.2 млрд лет. Гранитоиды данной группы различаются крутизной спектров распределения PЗЭ – от умеренно дифференцированных с  $La_N/Yb_N$  отношением 16–47 до относительно крутых ( $La_N/Yb_N = 58–102$ ) с отчетливыми европиевыми минимумами, что позволяет предположить неоднородный состав протолита.

Вторая группа представлена субщелочными гранитоидами: граносиенитами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами и монцодиоритами. Они имеют ограниченное распространение и обнажаются на севере Войницкого блока. Так же как и плагиограниты первой группы, субщелочные граниты разгнейсованы и несут следы гранитизации. Темноцветные минералы представлены биотитом, находящимся в породах в повышенных количествах (до 15–25 %). Согласно дискриминационной диаграмме FeO\*/MgO – (Zr + Nb + Ce + Y) [Whalen et al., 1987] гранитоиды данной группы имеют разное происхождение. Большая часть по природе тяготеет к гранитам I-типа, выплавленным из сиалических пород ( $Y/Nb = 1.38–3.28$ ) [Eby, 1990]. Остальные, имея высокие содержания Zr и редкоземельных элементов, проявляют свойства гранитов A-типа, выплавленных из базитового протолита ( $Y/Nb = 0.72–1.21$ ). Для них получен только возраст метаморфизма, составивший  $2674 \pm 6$  млн лет. Значения Sm-Nd модельного возраста (2.99–2.89 млрд лет) свидетельствуют о выплавлении субщелочных гранитов из более молодого по сравнению с протолитом плагиогранитов корового материала.

Оставшиеся две группы гранитоидов представлены биотитовыми плагио-микроклиновыми гранитами и лейкогранитами, минералогически отличающимися только количеством темноцветных минералов (в лей-

когранитах количество биотита не превышает 3 %). Граниты данных групп присутствуют в виде маломощных прожилков и жил и развиты практически повсеместно. Лейкограниты, имея невысокие содержания редких и редкоземельных элементов на дискриминационной диаграмме  $FeO^*/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$  [Whalen et al., 1987] попадают в поле I-гранитов, а низкое Y/Nb отношение 0.53-1.05 (в редких случаях чуть выше единицы) свидетельствует о выплавлении их из коры основного состава [Eby, 1990]. Группа биотитовых плагио-микроклиновых гранитов включает как граниты I-типа, так и граниты A-типа, демонстрируя в большей степени кислый, но в целом смешанный состав протолита (Y/Nb отношение варьирует в широких пределах от 0.94 до 3.12 и выше). Для трех проб плагио-микроклиновых гранитов получен близкий возраст кристаллизации  $2706 \pm 9$ ,  $2698 \pm 9$  и  $2694 \pm 7$  млн лет, а их Sm-Nd модельный возраст (3.02-2.91 млрд лет) близок модельному возрасту протолита субщелочных гранитов второй группы.

Приведенные данные свидетельствуют о сложной геологической истории развития Войницкого блока и позволяют предположить разные варианты источников магм. В основании блока в виде сочетания гравитационного и магнитного полей фиксируется кора основного состава. Ее частичное плавление вследствие подъема астеносферы могло приводить к генерации магмы и к последующему ее продвижению на более высокие коровые уровни. По пути к поверхности расплав имел возможность контаминировать различающиеся составом вмещающие породы и давать разнообразие гранитоидов, фиксируемое теперь в пределах Войницкого блока.

*Работа выполнена по проекту «Геологическое доизучение Костомукшской площади масштаба 1:200 000, составление и подготовка к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ листа Q-35-XXX, Q-36-XXV, XXVI, издание второе, Серия Карельская» и при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00402).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможня Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-3 Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь–Калевала) / Ред. Р.Г. Берзин и др. Петрозаводск, 2001. С. 109–143.
- Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Л., 1974. 155 с.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

#### NEW GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA OF GRANITES FROM VOYNITSKY BLOCK

**T.A. Myskova<sup>1</sup>, M.A. Korsakova<sup>2</sup>, N.M. Ivanov<sup>2</sup>, P.A. Lvov<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia,  
tmyskova@gmail.com*

<sup>2</sup>*Saint Petersburg State Company «Mineral», St. Petersburg, Russia,  
ivanov@scmin.spb.ru*

The Voynitsky block, known also as Voknavoloksky, is exposing in western part Fennoscandian shield. It selected according to characteristic combination positive of geophysical fields: gravimetric field and magnet field. The block composed primarily of plutonic rock: granites and gneisses which are include amphibolites that are different in sizes. They are unevenly distributed over the area. Despite the increased interest of researchers to geology of the area [Свириденко, 1974; Кожевников, 2000; Самсонов и др., 2001] the questions of texture, age, condition of metamorphism and origin of protoliths are still subject of discuss to present time. It is connected with lack of geochemical and isotopic data. In published literature geochemistry of rocks was not considered in detail and known only single age of Amf-Bt plagiogranites. It was obtained by the classical method of U-Pb and equate  $2744 \pm 9$  Ma [Самсонов и др., 2001].

Under project GDP-200 Kostomuksha area we had got new geochemical and isotopic data (U-Pb, SHRIMP-II and Sm-Nd), which have made possible to distinguish granites of Voynitsky block by age and origin.

The block is a complexly structured batholith, including four main groups of granites which according some of geochemical parameters have similarities. All of them equally metaaluminum and peraluminum rocks with value  $ASI = 0.83-1.16$  and with low and moderate iron index (0.48–0.69). Together with the similarity of each group granites are petrochemical differences.

To the first group belong plagiogranites with most areal expansion but they are well preserved only in local areas. On the remaining area they are present as gneisses and granitization material which is difficult to map. According mineral composition there are biotite, less amphibole-biotite plagiogranites, in rare cases they include orthopyroxene. Their position on the discriminatory chart  $FeO^*/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$  [Whalen et al., 1987] allows to compare them with the granites of type I and indicator ratio  $Y/Nb$  (0.66–1.19) suggest the nature of mafic source. There are obtained oldest crystallization age for plagiogranites: besides the already known value of  $2744 \pm 9$  Ma [Самсонов и др., 2001] in two collected samples identified values  $2716 \pm 13$  and  $2715 \pm 4$  Ma. According Sm-Nd model age they have the most ancient crust source – 3.1–3.2 Ga. Granites of this group differ steep REE patterns: from moderately differentiated with  $La_N/Yb_N$  ratio 16–47 to relatively steep ( $La_N/Yb_N = 58-102$ ) with distinct Eu minima, suggesting the heterogeneous composition of the protolith.

The second group is represented by subalkaline granites: granosyenites, syenite, quartz syenite, monzonites and monzodiorites. They have limited expansion and are outcrop on the North Voynitsky block. Subalkaline granites like plagiogranites above group subjected to metamorphism and have marks of granitization. Dark-colored minerals are represented by biotite which is in rocks in increased quantity (to 15–25 %). According discriminated diagram  $FeO^*/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$  [Whalen et al., 1987] granites of this group have different origin. Most part of granites gravitates to the I-type, melted from silica rocks ( $Y/Nb = 1.38-3.28$ ) [Eby, 1990]. The rest, having high contents of Zr and rare earth elements show the properties of A-type granites, melted from mafic protolith ( $Y/Nb = 0.72-1.21$ ). For them, only the age of metamorphism obtained, equate to  $2674 \pm 6$  Ma. Values of Sm-Nd model ages (2.99–2.89 Ga) suggest melting of sub-alkaline granites from crustal material younger than protolith plagiogranites.

The remaining two groups of granites are represented by biotitic-plagioclase-microcline granites and leucogranites, differing only in the percentage of mafic minerals. Quantity of biotite not to exceed 3 % in leucogranites. Granites of these groups are present in the form of thin veins and outcrop almost everywhere. Leucogranites, having a low content of trace elements and REE, fall into I-granite field on discrimination diagram  $FeO^*/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$  [Whalen et al., 1987] and low  $Y/Nb$  ratio (0.53–1.05) suggest melting them from mafic crust [Eby, 1990]. Biotite-plagioclase-microcline granites include I-type and also A-type granites, showing more silica, but in general the mixed composition of the protolith ( $Y/Nb$  ratio varies widely from 0.94 to 3.12 and above). For three samples of plagioclase-microcline granites obtained similar age crystallization ( $2706 \pm 9$ ,  $2698 \pm 9$  and  $2694 \pm 7$  Ma), and their Sm-Nd model age (3.02–2.91 Ga) is close to the model age subalkaline granites protolith of the second group.

These data indicate the complex geological history of Voynitsky block and allow us assume different magma source variations. At the block base in the form combination of gravimetric and magnet field's mafic crust was detected. Its partial melting due to ascent of the asthenosphere could lead to the generation of magma and its subsequent moving on higher crustal levels. The melts on the way to the surface had opportunity to contaminate the rocks of different composition and provide a variety of granites, fixed now within Voynitsky block.

*The work is done according project «Additional geological survey Kostomuksha square scale 1: 200 000» and with assistance RFFI (projects № 13-05-00402).*

## REFERENCES

- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 222 с.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможня Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры С-3 Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение земной коры по профилю 4В (Кемь–Калевала) / Ред. Р.Г. Берзин и др. Петрозаводск, 2001. С. 109–143.
- Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Л., 1974. 155 с.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

**ALBITIC GRANITES IN THE AREA OF TAMANRASSET (HOGGAR CENTRAL, ALGERIA)  
AND ASSOCIATED RARE METALS MINERALIZATIONS**

**Gaci Nabila, Azizi Assia, Kesraoui Mokrane**

*Geology Department, Laboratory of Metallogeny FSTGAT – USTHB – Algiers  
peeress@hotmail.fr*

The albitic granites constitute the last plutonic activity in Central Hoggar. In the area of Tamanrasset, these granites form small isolated cupolas made up of different evolved facies, they are associated to Sn-W mineralizations.

These advanced granite cupolas reveal clearly three parallel alignments, they are separated by 25 km and follow a dominant direction NNW – SEE, which reveals their membership of megadykes.

Sn-W indices and deposits, in their distribution, follow same alignments as those of the albitic granites.

Advanced granites alignments and Sn-W deposits highlighted in the area of Tamanrasset constitute an excellent guide of research. They recall structures favorable to the installation of rare metal deposit.

**ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ  
И СИНХРОННЫЙ РИФТОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА  
КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ РАСПАДА РОДИНИИ**

**А.Д. Ножкин**

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

Енисейский кряж представляет собой докембрийскую складчатую область в пределах ЮЗ окраины Сибирского кратона. Кристаллическое основание представлено раннедокембрийскими гранулитогнейсовыми и сланцевогнейсовыми комплексами, инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет [Ножкин и др., 2009]. В мезопротерозое произошло заложение Преденисейского перикратонного прогиба и последующее формирование осадочных толщ мощностью до 10–13 км, которые в связи с гренвильской орогенцией (1.05–0.95 млрд лет) были подвержены метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху сформированы синколлизонные гранитогнейсовые купола тейского типа и регионально метаморфизованные породы низких давлений [Ножкин и др., 1999]. Закартировано два пояса гранитогнейсовых куполов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской зон разломов. В позднеколлизонный этап формируются плутоны каламинского типа, сложенные низкощелочными гранитами и гранодиоритами, происходит реоморфизм и рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией Na-K-ых порфиробластических гранитогнейсов и гнейсогранитов. U-Pb возраст гранитоидных плутонов и гранитогнейсовых куполов одинаков – 870–880 млн лет [Ножкин и др., 1999; Верниковский, Верниковская, 2006]. Формирование гранитоидов могло произойти при коллизии блоков континентальной коры с Сибирским кратоном в процессе гренвильского орогенического события. Подтверждением этому служит возраст (1050–900 млн лет) метаморфизма вулканитов Рыбинско-Панимбинского пояса и время (~850 млн лет) образования надвигов и ассоциирующих метапород дистен-силлиманитового типа [Лиханов и др., 2012].

В постколлизонную эпоху формируется ряд рифтогенных прогибов и происходит внутриплитный магматизм. Более ранние прогибы (Верхневороговский, Глушихинский) выполнены вулканогенно-осадочными комплексами верхневороговской и орловской серий неопротерозоя. В их составе развиты вулканические породы риолит-базальтовой ассоциации. Поздние прогибы (Тейско-Чапский, Захребетнинский, Уволжский) сложены осадочными или вулканогенно-осадочными толщами чингасанской серии. В Захребетнинской вулканотектонической структуре, развитой в центральной, ядерной части Верхневороговской грабен-синклинали, широко представлены вулканиты трахибазальт-трахитовой ассоциации. В тех и других прогибах в нижней части преобладают субаэральные пестроцветные грубообломочные, а в верхней мелководные морские отложения. В современной структуре они распространены в грабенах и грабен-синклиналих, залегая несогласно на метаморфических толщах и гранитоидах.

В пределах обрамляющих поднятий одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий аяхтинского, глушихинского (750–730 млн лет), кутукасского (700–690 млн лет), щелочных интрузий захребетнинского и среднетатарского (~700 млн лет) комплексов.

Кислые вулканиты верхневороговской серии представлены лавами, туфами, экструзивными и дайковыми телами. Химический состав их отвечает калиевым риолитам, реже риодацитам. Они характеризуются высокой железистостью (0.85–0.95), обогащены (в г/т) U (5–12), Th (60–90), P3Э (320–350), Y (50–70), Zr (180–250), Nb (30–35), Ta (3–5.5), отличаются повышенным Th/U (6–20) и Rb/Sr (8–12). Спектры P3Э слабо фракционированы ((La/Yb)<sub>n</sub> = 3–9, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 0.6–2) с резко выраженной отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu\* = 0,1–0,05). По геохимическим характеристикам риолитоиды сопоставимы с А-гранитами, характерными для внутриплитных обстановок. U-Pb возраст циркона (SHRIMP-II), выделенного из риолитов, составляет 753±6 млн лет [Ножкин и др., 2008]. Риолиты характеризуются T(DM) = 1961 и T(DM-2st) = 2140 млн лет и ε<sub>Nd</sub>(T) = –8,4. Их формирование происходило за счет источника с длительной коровой предисторией.

Среди вулканических пород трахибазальт-трахитовой ассоциации Захребетнинской структуры выделяются субщелочный базальты, трахибазальты, трахидолериты, трахиандезиты и их туфы и щелочные трахиты. В центральной части мульды размещены небольшие массивы щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Для преобладающих субщелочных пород характерны высокие концентрации щелочей, Ti, Fe и P. Дифференциатами субщелочной базальтовой магмы являются породы щелочного ряда, наиболее обогащенные U,

Th, Ba, P3Э, Y, Ta. P3Э спектры всех разновидностей характеризуются умеренным фракционированием ((La/Yb)<sub>n</sub> = 4–9), без Eu аномалии. Мультиэлементные спектры субщелочных базальтов без минимумов по Nb, Ta, Ti, что характерно для внутриплитных базальтов. Ar-Ar возраст биотита трахидолеритов составляет 703±4, а менее чистой фракции титан-авгита – 695±6 млн лет [Ножкин и др., 2008].

В западном обрамлении Верхневороговской структуры среди гранитизированных гнейсов и сланцев палеопротерозоя развиты гранитоидные интрузии, синхронные по времени внедрения с проявлениями риолит-базальтового и трахибазальт-трахитового вулканизма. Так, субщелочные лейкограниты Верхнекутукасского массива имеют U-Pb возраст циркона 753±4 млн лет (SHRIMP-II), т.е. аналогичный риолитам риолит-базальтовой ассоциации. Гранитоиды представлены субщелочными лейкогранитами, лейкогранитами, сиенитами, альбитизированными редкометалльными лейкогранитами. Это Na-K-ые (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1.1–1.8), высокожелезистые породы. Как и риолиты, они обогащены (г/т) U (5–18), Th (50–70), высокозарядными (Zr = 170–490), Ta = 7–25, Nb = 120–170) элементами, Rb (200–560) и Cs, суммой P3Э (300–450), Y (30–90), резко обеднены Ba и Sr. В альбитизированных лейкогранитах резко возрастает концентрация (в %) U (0,08), Th (0,08), Zr (2,6), Hf (0,12), Nb (0,6), Ta (0,16), Y (0,08), P3Э (0,24). В них установлены циркон, торит, фергусонит, эвксенит, уран-пирохлор, касситерит, танталоколумбит. Спектры P3Э слабо фракционированы ((La/Yb)<sub>n</sub> = 5.6–9.6) с резко выраженной отрицательной аномалией Eu (Eu/Eu\* = 0.1–0.08). По петрогеохимическим признакам эти лейкограниты сопоставимы с А-гранитами, характерными для внутриплитных обстановок. К этому типу относятся и субщелочные А-граниты Аяхтинского массива, расположенные южнее в пределах этой же зоны.

В 5 км к юго-востоку от Верхнекутукасского массива, в истоках р. Вороговка, расположен Хребтовый гранитный массив, сложенный субщелочными лейкогранитами, лейкогранитами и кварцевыми сиенитами. U-Pb возраст циркона, выделенного из лейкогранитов, составляет 690±8 млн лет (аналитик Т.Б. Баянова). В пределах ошибки анализа он соответствует возрасту субщелочных и щелочных пород Захребетнинской структуры. По петрогеохимическим характеристикам эти граниты близки гранитам Верхнекутукасского массива. Это также Na-K граниты (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1.7–2.3), обогащенные (в г/т) U (7–12), Th (70–112), P3Э (до 760), Y (до 86), Zr (270–400), Rb (270–465), но отличаются пониженным содержанием Nb и Ta и повышенным Ba и (La/Yb)<sub>n</sub> = 10–17. Принадлежность гранитов к А-типу подтверждают высокие концентрации U, Th, K, Rb, Zr, Hf и P3Э, а также Sn и F, резкое обеднение Sr и Eu (Eu/Eu\* = 0.1–0.26). Аналогичный возраст и близкий петрогеохимический состав имеют субщелочные граниты и лейкограниты Гурахтинского, Панимбинского, Чистопольского массивов, а также нефелиновые сиениты Среднетатарского массива.

Субщелочные лейкограниты Верхнекутукасского массива имеют T<sub>(DM)</sub> = 1454 и T<sub>(DM-2st)</sub> = 1490 млн лет и ε<sub>Nd</sub>(T) = –0,5. Лейкограниты Хребтового массива характеризуются T<sub>(DM)</sub> = 1755 и T<sub>(DM-2st)</sub> = 1773 млн лет и ε<sub>Nd</sub>(T) = –4,5. Несмотря на одинаковый возраст (750 млн лет) риолитов и верхнекутукасских гранитов, залегающих среди гранитизированных гнейсов палеопротерозоя, граниты отличаются пониженным, мезопротерозойским значением модельного возраста T(DM) и большей величиной ε<sub>Nd</sub>, что свидетельствует об увеличении вклада ювенильного компонента. Подтверждением этому служит и высокая концентрация в гранитах высокозарядных элементов. Что касается лейкогранитов Хребтового массива, то доля ювенильной составляющей в них существенно ниже.

Все гранитоиды расположены в зоне Татарско-Ишимбинской системы разломов, в пределах Центрального сиалического высокодифференцированного блока. Становление их происходило примерно через 120 и 170 лет после коллизионного события. Близость по возрасту ко времени рифтогенеза и внутриплитного вулканизма свидетельствует о связи этих гранитоидов и сиенитов с обстановками растяжения. Предполагается, что неопротерозойский рифтогенез и внутриплитный магматизм связаны с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния, что согласуется со временем проявления аналогичных процессов в других регионах Сибири и континентальных блоках Родинии [Ярмолюк, Коваленко, 2001; Ножкин и др., 2008; Ernst et al., 2008; Богданова и др., 2009].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 29–45.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35–52.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar-данным) // Докл. РАН. 2010. Т. 433, № 6. С. 796–801.

- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb-ый возраст // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1305–1313.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. № 7. С. 666–689.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb-геохронологические и Sm-Nd-изотопные данные // Доклады РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 386–391.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднерифейский раскол Сибири и Лаврентии в проявлениях внутриплитного магматизма // Докл. РАН. 2001. Т. 379, № 1. С. 94–98.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 159–178.

### LATE NEOPROTEROZOIC INTRAPLATE GRANITOID MAGMATISM AND SYNCHRONOUS RIFTING VOLCANISM OF THE YENISEI MOUNTAIN RIDGE AS THE INDICATOR OF BREAKUP PROCESSES OF RODINIA

A.D. Nozhkin

*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
nozhkin@igm.nsc.ru*

The Yenisei mountain ridge is a Precambrian folded region within the SW of the Siberian craton margin. The crystalline basement is made up of Early Precambrian granulite-gneiss and slate-gneiss complexes injected by collision and intraplate granitoids dated 1.84 and 1.75 Ga [Nozhkin et al., 2009]. In the Mesoproterozoic the initial stage of subsidence of the Pre-Yenisei pericraton depression took place with further formation of 10–13 km thick sedimentary strata, which owing to Grenville orogeny (1.05–0.95 Ga) underwent metamorphism and granitization. At that period syncollision granite-gneiss domes of the Teya type and regionally metamorphosed low-pressure rocks were formed. [Nozhkin et al., 1999]. Two belts of granite-gneiss domes occurring in the linear zones of crush along the Tatarsk-Ishimbin and Pre-Yenisei zones of fracture were mapped. The late collision stage is characterized by the formation of the Kalamин type plutons made up of low-alkaline granites and granodiorites, and rheomorphism and growth of granite-gneiss domes represented by the association of Na-K porphyroblastic granite-gneisses and gneiss-granites. U-Pb dating of granitoid plutons and granite-gneiss domes is the same – 870–880 Ma [Nozhkin et al., 1999; Vernikovskii, Vernikovskaya, 2006]. Formation of granitoids could be the result of the collision of the blocks of continental crust with the Siberian craton during the Grenville orogeny event. The evidence for this is the age (1050–900 Ma) of metamorphism of volcanites from the Rybnaya-Paninba belt and time (~850 Ma) of formation of overthrusts and associated metarocks of disthene-sillimanite type [Likhanov et al., 2012].

At the postcollision stage a number of rift troughs form and intraplate magmatism takes place. Earlier depressions (Verkhne-Vorogskii and Glushikhinskii) are made up of volcanogenic-sedimentary complexes of the Neoproterozoic Verkhne-Vorogskii and Orlovskii series. They contain abundant volcanic rocks of rhyolite-basalt association. Later depressions (Teisko-Chapskii, Zakhrebetenskii and Uvolzhskii) consist of sedimentary and volcanogenic-sedimentary strata of the Chingasan series. In the Zakhrebetinskii volcano-tectonic structure, which occurs in the central, core part of the Verkhne-Vorogskii graben-syncline, of wide occurrence are volcanites of trachybasalt-trachyte association. The upper parts of the both types of depressions are dominated by subaerial variegated coarse deposits, whereas the lower part, by shallow-water marine deposit. In the present-day structure they are widespread in grabens and graben-synclines, occurring discordantly on metamorphic strata and granitoids.

Within the framing uplifts, rifting and intraplate volcanism processes occurred simultaneously with the formation of granitoid intrusions of the Ayakhtinskii, Glushikhinskii (750–730 Ma), and Kutukasskii (700–690 Ma), alkaline intrusions of the Zakhrebetinskii and Srednetatarskii (~700 Ma) complexes.

Acid volcanites of the Verkhne-Vorogskii series consist of lavas, tuffs, extrusive and dike bodies. Their chemical composition is similar to potassic rhyolites, less often to rhyodacites. They have high iron content (0.85–0.95), enriched in (in ppm) U (5–12), Th (60–90), REE (320–350), Y (50–70), Zr (180–250), Nb (30–35), Ta (3–5.5), and have increased concentrations of Th/U (6–20) Rb/Sr (8–12). REE spectra are weakly fractionated ((La/Yb)<sub>n</sub> = 3–9, (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 0.6–2) with a drastically pronounced negative Eu anomaly (Eu/Eu\* = 0.1–0.05). In geochemical characteristics rhyolitoids are comparable with A-granites typical of intraplate settings. U-Pb dating of zircon (SHRIMP-II),

separated from rhyolites, is  $753 \pm 6$  Ma [Nozhkin et al., 2008]. Rhyolites have  $T_{(DM)} = 1961$  and  $T_{(DM-2st)} = 2140$  Ma,  $\epsilon_{Nd}(T) = -8.4$ . They formed from a source with a long-term crust prehistory.

Among the volcanic rocks of trachybasalt-trachyte association of the Zakhrebetinskii structure there occur basalts, trachybasalts, trachydolerites, trachyandesites and their tuffs and alkaline trachytes. In the central of the trough there are small massifs of alkaline gabbroids and nepheline syenites. Predominant subalkaline rocks contain high concentrations of alkalis, Ti, Fe and P. Differentiates of subalkaline basalt magma are the rocks of alkaline series, the most enriched in U, Th, Ba, REE, Y, and Ta. REE spectra of all varieties are characterized by moderate fractionation ( $(La/Yb)_n = 4-9$ ), without Eu anomaly. The multielement spectra of subalkaline basalts are without minimums on Nb, Ta, Ti, which is typical of intraplate basalts. Ar-Ar dating of biotite from trachydolerites is  $703 \pm 4$ , and of less pure fraction of titanium-augite is  $695 \pm 6$  Ma [Nozhkin et al., 2008].

In the western framing of the Verkhne-Vorogskii structure among the Paleoproterozoic granitized gneisses and shales there are granitoid intrusions synchronous in the time of penetration with the occurrences of rhyolite-basalt and trachybasalt-trachyte volcanism. For example, subalkaline leucogranites of the Verkhne-Kutukasskii massif dated by U-Pb of zircon are  $753 \pm 4$  Ma (SHRIMP-II), i.e. is similar to rhyolites from the rhyolite-basalt association. Granitoids are represented by subalkaline leucogranites and syenites albitized by rare-metal leucogranites. These are Na-K ( $K_2O/Na_2O = 1.1-1.8$ ) high-Fe rocks. The same as rhyolites these are enriched (ppm) in U (5–18), Th (50–70), HFS (Zr = 170–490), Ta = 7–25, Nb = 120–170) elements, Rb (200–560) and Cs, REE (300–450), Y (30–90), and are drastically depleted in Ba and Sr. Albitized leucogranites demonstrate a drastic increase in the concentrations of (in %) U (0.08), Th (0.08), Zr (2.6), Hf (0.12), Nb (0.6), Ta (0.16), Y (0.08), and REE (0.24). The rocks contain zircon, thorite, fergusonite, euxenite, uranium-pyrochlore, cassiterite, and tantalocolumbite. REE spectra are weakly fractionated ( $(La/Yb)_n = 5.6-9.6$ ) with a sharply pronounced negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.1-0.08$ ). In petrogeochemical features these leucogranites are comparable to A-granites typical of intraplate settings. Subalkaline A-granites of the Ayakhtinskii massif occurring to the south within this zone also belong to this type.

Five kilometers to the southeast of the Verkhne-Kutukasskii massif, in the source of the Vorogovka river, there occurs the Khrebtovy granite massif made up of subalkaline leucogranites, leucogranites and quartz syenites. U-Pb dating of zircon separated from leucogranites is  $690 \pm 8$  Ma (analyst T.B. Bayanova). Within the limit of analysis error it corresponds to the age of subalkaline and alkaline rocks from the Zakhrebetenskii structure. In petrochemical characteristics these granites are similar to granites from the Verkhne—Kutukasskii massif. These are also Na-K granites ( $K_2O/Na_2O = 1.7-2.3$ ), enriched in (ppm) U (7–12), Th (70–112), REE (to 760), Y (to 86), Zr (270–400), Rb (270–465), but differ in the low contents of Nb and Ta and higher contents of Ba and  $(La/Yb)_n = 10-17$ . The fact that these granites belong to A-type is supported by the high concentrations of U, Th, K, Rb, Zr, Hf and REE, as well as Sn and F, and drastic depletion in Sr and Eu ( $Eu/Eu^* = 0.1-0.26$ ). Similar age and close petrochemical composition are demonstrated by subalkaline granites and leucogranites from the Gurakhtinskii, Panimbinskii, and Chistopolskii formations and nepheline syenites from the Sredne-Tatarskii formation.

Subalkaline leucogranites from the Verkhne-Kutukasskii massif have  $T_{(DM)} = 1454$  and  $T_{(DM-2st)} = 1490$  Ma and  $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5$ . Leucogranites from the Khrebtovy massif have  $T_{(DM)} = 1755$  and  $T_{(DM-2st)} = 1773$  Ma and  $\epsilon_{Nd}(T) = -4.5$ . In spite of the similar age (750 Ma) of rhyolites and Verkhne-Kutukasskii granites occurring among Paleoproterozoic granitized gneisses, granites differ in decreased Mesoproterozoic value of the model age  $T_{(DM)}$  and higher  $\epsilon_{Nd}$ , which suggests an increase in the contribution of the juvenile component. The evidence for this is also the high concentration of HFSE in the granites. As for leucogranites from the Khrebtovy massif, the contribution of the juvenile component is significantly lower.

All granitoids occur in the zone of the Tatarsk-Ishimbin system of faults within the Central sialic highly differentiated block. Their formation took place approximately 120 and 170 years after the collision event. Closeness in the age to the time of rifting and intraplate volcanism evidences the relation of these granitoids and syenites with the settings of stretching. It is assumed that the Neoproterozoic rifting and intraplate magmatism are related to the occurrence of plume activity which caused the breakdown of the Rodinia supercontinent. This fact conforms to the time of occurrence of similar processes in other regions of Siberia and continental blocks of Rodinia [Yarmolyuk, Kovalenko, 2001; Nozhkin et al., 2008; Ernst et al., 2008; Bogdanova et al., 2009].

## REFERENCES

- Bogdanova S.V., Pisarevskii S.A., Li Z.X. Formation and breakdown of Rodinia (from results of MPGK 440) // Stratigraphy. Geologic correlation. 2009. V. 17, N 3. P. 29–45.
- Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 159–178.

- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Travin A.V. Upper Riphean age of kyanite-sillimanite metamorphism in the Angara district of the Yenisei mountain range (from  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -dating) // *Doklady RAN*. 2010. V. 433, N 6. P. 796–801.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bibikova E.V., Terleev A.A., Khomentovskii V.V. Riphean granite-gneiss domes of the Yenisei mountain range: geologic structure and U-Pb age // *Geologiya i Geofizika (Geology and Geophysics)*. 1999. V. 40, N 9. P. 1305–1313.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Travin A.V. Ernst R.E.. Neoproterozoic rifting and intraplate magmatism of the Yenisei mountain range as the indicator of the breakdown processes of Rodinia // *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2008. N 7. P. 666–689.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B. Early Proterozoic collision and intraplate granitoids from the southwestern margin of the Siberian craton: petrogeochemical features, U-Pb-geochronological and Sm-Nd-isotope data // *Doklady RAN*. 2009. V. 498, N 3. P. 386–391.
- Vernikovskii V.A. and Vernikovskaya V.A. Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei mountain range // *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. 2006. V. 47, N 1. P. 35–52.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Late Riphean split of Siberia and Laurentia in the occurrences of intraplate magmatism // *Doklady RAN*. 2001. V. 379, N 1. P. 94–98.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА Cu-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦАГАНСУВАРГА (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

Д. Оролмаа, Н. Тунгалаг

*Институт геологии и минеральных ресурсов АН Монголии, Улан-Батор, Монголия  
igmr\_mn@yahoo.com*

Месторождение Цагансубарга, являющееся одним из крупных Cu-Mo-порфировых месторождений Монголии, хотя было открыто в конце 50-х годов прошлого столетия, многие вопросы по геологии, в том числе вещественным составам вмещающего его гранитоидного массива остались слабо изученными. Проведенные нами исследования были направлены на дополнение этого пробела, получены новые результаты по абсолютным возрастам и геохимии этих гранитоидов. Впервые нами для этого гранитоидного массива установлен возраст  $366.3 \pm 5.2$  и  $369.4 \pm 1.2$  млн лет по U-Pb, который соответствует данным, установленным другими исследователями в рудной зоне месторождения: гранитоиды – 365,7 млн лет (Hou et al., 2010), метасоматические серициты – 364 млн лет (Lamb et al., 1998) и молибденит – 370 млн лет (Watanabe et al., 2000). Поэтому Cu-Mo оруденение этого месторождения имеет не только пространственную, но и временную связь с гранитоидным массивом и, по-видимому, они в целом составляют единую рудно-магматическую систему. Интрузивный массив сложен ассоциацией порфировидных гранитоидов диорит-гранодиорит-гранитного состава с наложенной постмагматической калишпатизацией площадного характера. Среди них преобладают гранитоиды со следующим составом: SiO<sub>2</sub> 60.58–68.40 % (среднее содержание 65.89 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17.08–17.90 % (17.45 %), tFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.45–4.72 % (2.71 %), MgO 0.23–1.15 % (0.46 %), CaO 1.22–4.00 % (2.15 %), Na<sub>2</sub>O 4.18–6.23 % (5.40 %), K<sub>2</sub>O 2.70–6.71 % (4.32 %); среди щелочей в большинстве преобладает натрий над калием (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.56–0.8); в редкоэлементном составе пород определяются следующие параметры, в г/т: Sr 782–921 (853.3), Y 7.9–26.2 (14.9), Yb 1.11–3.29 (1.86) и Sr/Y 30.6–99.0 (63.5);  $\Sigma$ REE 46.31–108.5, LREE/HREE 5.97–7.89, (La/Yb)<sub>N</sub> 3.96–7.49; а также значение первичных соотношений для Sr и Nd изотопов:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70271\text{--}0.70380$  (0.70341),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51656\text{--}0.512720$  (0.512691). Гранитоиды позднедевонского Цагансубаргинского массива в целом характеризуются едиными свойствами распределение рассеянных элементов относительно стандарта примитивной мантии, выраженным повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов по сравнению с высокозарядными. На общем фоне этих спектров отмечаются четкие положительные аномалии – U, Sr и отрицательные – Nb, Ta, Ti и Nd.

Для этих гранитоидов характерен своеобразный спектр распределения РЗЭ, отличающийся от типичных гранитных отсутствием или иногда слабо выраженной положительной европиевой аномалией. Кроме того, на фоне общего преобладания легких лантаноидов появляется сравнительно пониженное значение для средних групп РЗЭ – Gd, Tb, Dy, Ho, чем тяжелых лантаноидов. В связи с этим на диаграмме распределения РЗЭ в отношении хондритового стандарта вырисовываются легкая плавная дугообразная форма спектров РЗЭ или “ложкообразная форма”, которая является характерной чертой пород порфировых систем. Приведенные петро-геохимические характеристики свидетельствуют о близости гранитоидов изученного массива к адакитовым породам, являющимся своеобразным магматическим образованием, сформированным при участии субдукцированных океанических материалов в конвергентных зонах. Позднедевонский гранитоидный массив и ассоциирующееся с ним Cu-Mo-порфировое месторождение Цагансубарга также как и Cu-Au-порфировое месторождение Оюутолгой находится в пределах одного из островодужных террейнов (Гурвансайханской) Южномонгольской герцинской орогенной системы, характеризовавшейся в течении девона и раннего карбона интенсивным развитием островодужного магматизма.

## RB-SR И U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ФАЗ НЕПЛЮЕВСКОГО ПЛУТОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ

Т.А. Осипова

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

Неплюевский гранитоидный плутон, сравнительно небольшое (20×14 км) интрузивное тело, расположен в южном блоке Восточно-Уральского поднятия, примерно в 20 км к югу от широко известного Джабыкского гранитного батолита. В состав массива входит широкий ряд пород от габбро до лейкогранита, который со времен первых петрологических исследований был выделен в самостоятельный неплюевский тип [Львов, 1965]. Вмещающими являются терригенные отложения рымникской свиты ранне-среднеордовикского (?) возраста, по которым в контактовой зоне образуются биотит-кордиеритовые роговики.

В ходе геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 в 2000–2004 гг. в Неплюевском плутоне было выделено четыре главных фазы внедрения (от ранних к поздним): I – габбро и диориты; II – кварцевые диориты и гранодиориты; III – адамеллиты; IV – лейкограниты. Изохронным Rb-Sr методом возраст гранитоидов II–IV фаз определен в интервале 346–340 млн лет с последовательным омоложением от ранней фазы к поздней.

Кроме пород главных фаз в центральной части Неплюевского плутона были выявлены небольшие тела мелкозернистых гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, прорывающие раннекаменноугольные гранитоиды главных интрузивных фаз и содержащие их небольшие (первые десятки сантиметров) ксенолиты. Мелкозернистые гранитоиды слагают дайки и пластовые тела мощностью в первые метры и протяженностью в десятки и сотни метров. Некоторые из них содержат базитовые включения с псевдоэмульсионными текстурами, указывающими на одновременное внедрение основного и кислого расплава. Увеличение количества включений в отдельных участках, и их ассимиляция вмещающим гранитом обуславливают изменение основности гранитоидов этих секущих тел от гранитов до гранодиоритов. По химическому составу они относятся к высококалиевым известково-щелочным сериям в классификации С.Р. Тейлора, на диаграмме TAS располагаются в области пород нормальной щелочности.

Гранодиориты сложены плагиоклазом (60–70 %,  $An_{42}$  в ядре, часто сосюритизированном, и  $An_{20-22}$  в краевой зоне), кварцем (15–20 %), биотитом (10%) и микроклином (5–7 %); граниты отличаются меньшим количеством плагиоклаза (55–50 до 40 %,  $An_{27}-An_{12}$ , до  $An_{20-22}$  в самых кислых разностях), биотита (5–7 %), большим – кварца (30 %). Типичные акцессории: апатит, циркон, единичные зерна магнетита. Структура мелкозернистых гранитоидов слабопорфировидная, обусловленная присутствием более крупных (1.0–1.5 мм) кристаллов плагиоклаза. Структура основной массы отчетливо гипидиоморфнозернистая, образованная лейстами и табличками плагиоклаза и чешуйками буроватого биотита, в интерстициях между которыми располагаются резко ксеноморфные выделения решетчатого микроклина с тонкими пертитами распада, и кварца. Иногда микроклин и кварц слагают несовершенные микрографические агрегаты. Ни мелкозернистые гранитоиды секущих тел, ни породы главных фаз Неплюевского плутона не обнаруживают существенных эпигенетических изменений.

Минеральная Rb-Sr изохрона для мелкозернистого гранита, построенная по пяти точкам (вал, апатит, полевой шпат, две фракции биотита) отвечает раннепермскому возрасту  $278 \pm 1$  млн лет (СКВО = 1.4) и определяет сравнительно высокое для гранитоидов восточного склона Южного Урала первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70673$  [Попов и др., 2003]. Поскольку параметры полученной линейной зависимости для минералов с различными коэффициентами диффузии и породы в целом уверенно отвечают изохронной [Wendt et al., 1991], то эта изохрона должна датировать именно процесс кристаллизации гранита из расплава, определивший облик породы, наблюдаемый в шлифе – магматические структуры при отсутствии значительных постмагматических изменений [Костицын и др., 2004]. Достаточно радиогенный состав Sr в граните коррелируется со слабо отрицательным значением  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.7$  [Попов и др., 2003].

Образование на восточном склоне Урала гранитоидов повышенной основности и пород базитового состава в раннепермское время, на коллизионном этапе развития складчатого пояса, требует обоснования надежными геохронологическими данными. Для этого в цирконах из изученного мелкозернистого гранита было проведено изучение U-Pb изотопной системы (Shrimp-II, ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ).

Зерна цирконов представлены призматическими идиоморфными, обычно прозрачными кристаллами «гиацинтового» (по [Краснобаев, 1986]) габитуса размером 200–400 мкм, изредка встречаются крестообраз-

ные двойники. В катодных лучах большая часть кристаллов обнаруживает грубую осциллярную зональность, иногда нарушенную в центральных частях. Единичные зерна содержат «ядра» неправильной, амёбовидной формы, сложенные цирконом с «пятнистой» зональностью и отделенные от обрастающей их «каймы» криволинейными границами. Содержания урана и тория варьируют в широких пределах: 135–1410 и 20–1240 г/т соответственно, Th/U отношение – от 0.02 до 1.40. Многие кристаллы содержат полиминеральные, реже – мономинеральные включения неправильной, часто остроугольной формы с криволинейными границами размером до 100 мкм.

18 аналитических точек располагались в областях кристаллов, обладающих четко выраженным зональным строением и различными концентрациями U, Th и величиной Th/U отношения, 1 точка – в «ядре» пятнистого строения, характеризующемся низкими значениями U и Th и Th/U = 0.38 и 1 точка – в «кайме», окружающей «ядро», обладающей максимальным содержанием U (1410 г/т), минимальным – Th (22 г/т), крайне низким Th/U = 0.02 и нарушенной структурой. Измеренные U–Pb изотопные отношения по 18 точкам в зональных частях зерен циркона и 1 точке в «кайме» с нарушенной структурой при СКВО = 0,30 и вероятности конкордантности, равном 0.58, определяет значение возраста  $360 \pm 2$  млн лет, отвечающее рубежу девона и карбона и значимо отличное от раннепермского значения возраста, установленного Rb–Sr изохронным методом. Точка, расположенная в «ядре» с «пятнистой» зональностью характеризуется раннесилурийским возрастом  $430 \pm 9$  млн. л.

Для объяснения столь значительного расхождения U–Pb и Rb–Sr датировок было проведено определение концентраций PЗЭ и изотопного состава Hf в цирконе (LA\_MC\_ICPMS, ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ), а также изучение составов минералов – включений в цирконе (Cameca SX-100, ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН).

3 аналитические точки лазерной абляции располагались в областях зерен циркона с ясно выраженной зональностью с возрастом 357–362 млн лет, 1 точка – в «ядре» с «пятнистой» зональностью с возрастом 430 млн. л. и 1 точка – в «кайме» с возрастом 362 млн лет, обрастающей «ядро». В первых трех точках суммарное содержание PЗЭ варьирует от 700 до 3821 г/т при изменении значений (La/Yb)<sub>n</sub> и (Ce/Ce\*)<sub>n</sub> от 0,0005 до 0.0087 и от 5 до 22 соответственно. «Ядро» и окружающая его «кайма» характеризуются экстремально высокими значениями SPЗЭ (13879 и 33222 соответственно), обусловленными, в первую очередь, резким обогащением ЛРЗЭ – (La/Yb)<sub>n</sub> составляет 0.1425 в «ядре» и 0.2407 в «кайме», и практически отсутствием цериевой аномалии – (Ce/Ce\*)<sub>n</sub> ≤ 1,5. Приведенные данные указывают на различную, но значимую роль флюида в процессе образования циркона почти во всех проанализированных точках [Hoskin, 2005]: наименьшую для двух точек с ясной зональностью и максимальную для кристалла, состоящего из более древнего ядра и более молодой каймы. Примечательно, что несмотря на весьма различную степень «гидротермального влияния» все точки, за исключение «ядра», характеризуются очень близкими значениями U–Pb возраста.

Все изученные образцы циркона с осциллярной зональностью с возрастом 357–362 млн. л. имеют близкий изотопный состав гафния:  $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i = 0.282672\text{--}0.282757$ ,  $\epsilon_{\text{Hf}} = 4.3\text{--}7.4$ . Согласно условию «принадлежности» циркона «the terrestrial array» (ТА) – «земной совокупности пород» [Лохов и др., 2009], такой циркон в момент времени 360 млн лет не мог кристаллизоваться из расплава, по изотопному составу Nd соответствующего рассматриваемому граниту, и с высокой долей вероятности может считаться метаморфическим, ксеногенным.

Из минералов – включений в цирконе наиболее часто встречается фторопатит (2.5–4 мас. % F), который обычно образует сравнительно крупные (до 10–15 мкм) мономинеральные включения разной формы; лишь в одном случае он выполняет большую часть включения совместно с кварцем. Вторым по частоте встречаемости является «эпимагматический» эпидот (Ps<sub>30–32</sub>) [Tulloch, 1979], изредка содержащий «мирмекитовые» вроски кварца. Кварц и ортоклаз встречаются и в виде мономинеральных включений, но чаще совместно друг с другом и эпидотом, реже – с альбитом. В одном случае, в крупном включении совместно с кварцем, ортоклазом, альбитом и эпидотом присутствует биотит с очень низким (0.3 мас. %) содержанием TiO<sub>2</sub>, не характерным для гранитоидов Неплюевского плутона.

Суммируя имеющиеся геохимические, изотопно-геохронологические и минералогические данные автор считает Rb–Sr изохронную датировку соответствующей времени кристаллизации расплава, а цирконы – унаследованными, не снимая, однако, проблемы отсутствия цирконов раннепермского возраста.

*Исследование выполнено при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проекты №№ 12-С-5-1036, 12-П-5-1024).*

ЛИТЕРАТУРА

- Костицын Ю.А., Петрова А.Ю. Устойчивость Rb-Sr изотопной системы магматических горных пород к наложенным процессам // *Геохимия*, 2004. № 8. С. 826–834.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.
- Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н. и др. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // *Региональная геология и металлогения*, 2009. № 38. С. 43–53.
- Львов Б.К., Ветрин В.Р., Кетрис М.П. Геологическое положение и петрографические особенности гранитоидов Джабыкско-Суундукского района (Южный Урал) // *Вопросы магматизма и метаморфизма*. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. Т. II. С. 96–114.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беязцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // *Докл. РАН*, 2003. т.391. №1. С. 89-94.
- Hoskin P.W.O Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005. V. 69, N 3. P. 637-648.
- Tulloch A.J. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite // *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1979. V. 69. P. 105-117.
- Wendt I., Carl C. The statistical distribution of the mean squared weighted deviation // *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1991. V. 86. P. 275–285.

## ИНДИЙ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ

**Г.Г. Павлова<sup>1</sup>, А.С. Борисенко<sup>1,2</sup>, А.В. Прокопьев<sup>3</sup>, А.И. Иванов<sup>3</sup>,  
А.А. Боровиков<sup>1</sup>, Е.А.<sup>1,2</sup>, Васюкова, А.В. Травин<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия  
pavlova@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск Россия  
borisenko@igm.nsc.ru*

<sup>3</sup>*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия  
prokopiev@diamond.ysn.ru*

Резкое повышение спроса на индий на мировом рынке металлов в последние 10 лет связано с активным использованием его в микроэлектронике, атомной и солнечной энергетике, электрохимии, в машиностроении, космической отрасли и медицине. Это неизбежно ставит вопрос о поиске новых источников индия и переоценке традиционных: колчеданно-полиметаллических и оловорудных месторождений. В России добыча индия сейчас осуществляется в основном из руд колчеданно-полиметаллических месторождений Урала при содержаниях в них In от 10 до 25 г/т. Использование оловянных руд и концентратов для производства индия прекратилось из-за резкого свертывания оловянной отрасли в горнодобывающей промышленности. Поэтому переоценка ресурсного потенциала российских оловорудных месторождений на индий в настоящее время является важной и актуальной задачей. В этом плане представляется важным изучение условий формирования и закономерностей проявления индиевой минерализации на разных типах оловорудных месторождений.

Крупным регионом с In-содержащим оловянным оруденением является Яно-Полоусный металлогенический пояс в Верхояно-Колымской провинции, в котором локализован ряд известных месторождений олова: Чурпунья, Чокурдах, Эге-Хая, Кестер, Хонорское, Илинтасс, Аномальное и другие, том числе и весьма крупное Депутатское. В этом регионе выделялось два главных типа оловянных месторождений: касситерит-кварцевый и касситерит-сульфидный [Флеров, 1976; Радкевич, 1971; Лугов, 1986 и др.]. Геологическими особенностями этих месторождений является локализация в карбон-пермских и триас-юрских углистых терригенных толщах Верхоянского складчато-надвигового пояса и локальных ареалах проявления мелового гранитоидного (касситерит-кварцевое оруденение) или пестрого по составу гранитоидного, базитового и щелочно-базитового магматизма.

Касситерит-кварцевые жилы первого этапа являются основными продуктивными на олово, они характеризуются невысоким содержанием вкрапленных сульфидов, среди которых преобладает арсенопирит, меньше халькопирита. Содержание индия в касситеритовом концентрате из кварц-касситеритовых жил до 60 г/т [Флеров, 1976]. Оловянное оруденение этого типа связывают с магматизмом гранодиоритового и гранит-лейкогранитного состава [Флеров, 1976; Родионов, 2005].

Геохимической особенностью касситерит-сульфидного (Sn-сульфидного) оруденения второго этапа является существенное обогащение индием, который обычно входит в состав сульфидов в виде изоморфной примеси, реже образует собственные минералы, в основном сложные сульфиды. Содержания индия в Fe-сфалерите из Sn-сульфидных жил месторождений Депутатское, Эге-Хая, Илинтасс составляют по данным рентгеноспектрального микроанализа до 0.5 мас. % и от 100 до 10000 г/т по результатам химического анализа [Иванов, Розбианская, 1961; Индолев, Невойса, 1974; Некрасов, 1966]. В станине этих же жил отмечалось до 0.15 мас. % индия, в халькопирите от 50 до 1500 г/т [Некрасов, 1966]. В сфалерите из Sn-сульфидно-турмалинового прожилка на Депутатском месторождении отмечалось от 50 до 2100 г/т In [Иванов, 1964]. В сфалерите месторождений Эге-Хая и Кутинское спектральным количественным анализом установлено 1350 и 330–9200 г/т индия соответственно [Костин, 1989]. На месторождении Зарница Fe-сфалерит (9–13 мас. % Fe) из пирротин-сфалеритовых жил содержит от 50 до 1600 г/т индия по результатам спектрального анализа и от 0.05 до 0.5 мас. % по данным микронзондовых анализов [Костин, 1989]. В рудах Мангазейского месторождения Fe-сфалерит содержит от 100 до 600 г/т индия [Индолев, Невойса, 1974]. В рудах Высокогорного месторождения в Южном Верхоянье установлены минералы индия (рокезит, лафоретит, сакураит- и петрукит-подобные фазы с содержанием индия до 22 мас. %, сульфиды индия и марганца, индия и серебра). Содержания In в руде Высокогорного месторождения варьируют от 30 до 300 г/т [Кокин и др., 2010]. Геохимической особенностью индиеносного оруденения этого месторождения является крайне низкое содержание Cu и невысокие содержания Pb и Zn, и тогда при тех же содержаниях серы и марганца кристаллизуется алабандин. Такие про-

Таблица

Породы и оруденение	Минерал	Возраст, млн лет	Метод
Дайка лампрофиров (уч. Инари-Буревестник)		>113	Геол. данные
Березитизированный лампрофир из кварцевых прожилков с галенитом (уч. Инари-Буревестник)	Фуксит Серицит	113±1.5 111.5±1.1	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
<b>Кварцевые жилы с галенитом и сфалеритом</b>		113	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Граниты Депутатского плутона	Циркон	112.3±1.7	U-Pb, SHRIMP
Мелкозернистые граниты, Депутатское м-ние, скв. 1002, инт. 466 м	Циркон	112.2±1.4	U-Pb, SHRIMP
Грейзенизированный гранит с касситеритом	Мусковит	111.7±1.6	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Гранит-порфиры	биотит	108.8±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Риолит-порфиры		<108	K-Ar
Кварц-мусковитовый грейзен с касситеритом, Депутатский плутон, скв. 1001, инт. 272 м.	Мусковит	106.2±1.3	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Лампрофировые дайки	Флогопит	106.1±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Кварц-турмалин- <b>Sn-сульфидные жилы</b> , Депутатское м-ние, скв. 1001, инт. 699 м.	мусковит	106.3±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
<b>Sn-Ag-Sb оруденение</b>			
Дайки лампрофиров	флогопит	97.7±1.1	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
То же	флогопит	93.3±2.3	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar

*Примечание:* U-Pb определение возраста выполнено в Аналитическом Центре ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург (аналитик И.П.Падерин); Ar-Ag возраст слюд из магматических пород и руд определен в Аналитическом Центре ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик А.В. Травин).

порции содержания рудных элементов объясняются локализацией оруденения в вулканогенных породах мелового возраста, пермские терригенные породы известны только в нижнем структурном ярусе на глубине >1 км.

Отмечаются общие для месторождений Якутии и Дальнего Востока закономерности распределения индия в минералах. Как в кварц-касситеритовых, так и в Sn-сульфидных жилах отложение рудных минералов начиналось с более высокотемпературного касситерита, главного минерала кварц-касситеритовых жил или второстепенного в Sn-сульфидных рудах. Индий входит в виде изоморфной примеси в состав касситерита оловорудных жил первого этапа в количестве до 100 г/т, и до 400 г/т в касситерит Sn-сульфидных жил второго этапа, количество которого невелико. При снижении температуры In входит в состав сульфидов. Содержания индия в сульфидных кварц-касситеритовых жил незначительные, на уровне ошибки определения, а в минералах Sn-сульфидных жил достигают нескольких кг/т. Основная часть индия отлагается в интервале температур 350–250 °С.

В наиболее крупном Депутатском рудном узле на севере Якутии проявлено многоэтапное оруденение, включая Sn-W руды в виде кварц-касситеритовых жил, которые сложены ранней кварц-турмалин-касситеритовой ассоциацией первого этапа, и Sn-сульфидным и Sn-Ag оруденение второго этапа. Общая хронология развития процессов магматизма и рудообразования в Депутатском рудном узле по данным Ar-Ag и U-Pb датирования представляется в следующем виде (см. таблицу).

Индиеносное Sn-сульфидное оруденение является производным эволюции мантийно-коровой рудно-магматической системы, связанной с пост-коллизийным гранитоидным и щелочно-базитовым магматизмом. Во время коллизии Колымо-Омолонский супертеррейн представлял собой жесткий индентор, что привело к формированию сложной напряженной складчатости пород Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона вдоль обрамления Колымо-Омолонского супертеррейна и к образованию зон поперечных разломов, вдоль которых происходило внедрение пост-коллизийных гранитоидных расплавов и даек лампрофиров.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Иванов В.В., Розбианская А.А. Геохимия индия в касситерит-силикатно-сульфидных рудах // Геохимия. 1961. № 1. С. 71–82.  
 Иванов В.В. Минералого-геохимические черты и индиеносность оловорудных месторождений Якутии. Москва: Наука. 1964. 252 с.  
 Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука. 1974. 351 с.  
 Кокин А.В., Силаев В.И., Киселева Д.В., Филиппов В.Н. Новый потенциально промышленный сульфидно-индиево-марганцевый тип оруденения // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 3. С. 359–364.

- Костин А.В. Индиеносность сфалерита оловорудных и полиметаллических месторождений Восточной Якутии. В кн.: Оловоносные магматические и рудные формации Восточной Якутии. Якутск: Якутский институт геологических наук СО АН СССР. С. 115–121.
- Лугов С.Ф. (ред.) Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра. 1986. Т. 1. 429 с.
- Некрасов И.Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской области. М.: Наука. 1966. 380 с.
- Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 93 с.
- Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука. 1980. 240 с.
- Радкевич Е.А. (ред.) Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М.: Наука. 1971. 335 с.
- Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука. 2005. 327 с.
- Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука. 1976. 286 с.

### INDIUM IN TIN-ORE DEPOSITS OF YAKUTIA

**G.G. Pavlova<sup>1</sup>, A.S. Borisenko<sup>1,2</sup>, A.V. Prokopiev<sup>3</sup>, A.I. Ivanov<sup>3</sup>,  
A.A. Borovikov<sup>1</sup>, E.A. Vasyukova<sup>1,2</sup>, A.V. Travin<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, pavlova@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, borisenko@igm.nsc.ru*

<sup>3</sup>*Institute of Diamond and Precious Metals SB RAS, Novosibirsk, Russia, prokopiev@diamond.ysn.ru*

World production of indium steadily increased during the last 10 years, because consumption is growing constantly in microelectronics, nuclear and solar power plants, electrochemistry, ultra-high vacuum technique, aerospace industry, pharmaceuticals and medicine. Growing demand for indium requires the involvement of new raw materials instead of traditional VMS and tin deposits. Commercial grade indium is currently recovered as a by-product of the Sn-massive sulfide deposits of the Urals with In contents in the ores from 10 to 25 g/t. Indium production from the ores of tin deposits stopped in the result of collapse of tin mining industry. Therefore, reassessment of indium resource potential of tin deposits of Russia is now an important and urgent task. It is important to study conditions and regularities of indium-bearing mineralization formation in the tin deposits of different types.

Large region with In-bearing tin mineralization is Yano-Polousnyi metallogenic belt in the Verkhoyansk province where most part of known tin deposits are located: Churpunya, Chokurdakh, Ege-Khaya, Kester, Honorskoe, Ilintass, Anomalnoe and others including large high grade tin Deputatsky deposit. Two main types of tin deposits have been recognized: cassiterite-quartz and cassiterite-sulfide [Flerov, 1976; Radkevich, 1971; Lugov, 1986, etc.]. Geological feature of these deposits is localization in the Carboniferous-Permian and Triassic-Jurassic carbonaceous terrigenous strata of the Verkhoyansk fold-thrust belt and local areas proximate to the Cretaceous granite (cassiterite-quartz mineralization) or diverse granite, mafic and mafic alkaline magmatism.

Cassiterite-quartz veins of the first stage with low content of disseminated sulfides (dominated by arsenopyrite with less quantity of chalcopyrite) are the main productive tin ore. Indium contents in cassiterite concentrate from quartz-cassiterite veins are in the range from 10 up to 60 g/t [Flerov, 1976]. Tin mineralization is linked with granodiorite and granite-leucogranite magmatism [Flerov, 1976; Rodionov, 2005].

Geochemical feature of cassiterite-sulfide (Sn-sulfide) mineralization of the second stage is a significant enrichment in indium, which is usually occurs as an impurity in sulfides, rarely forms own minerals. Indium contents in the Fe-sphalerite from Sn-sulfide veins of the Deputatskoe, Ege-Khaya, and Ilintass deposits according to EPMA data is up to 0.5 wt. %, and from 100 to 10000 g/t by the results of the chemical analysis [Ivanov, Rozbianskaya, 1961; Indolev, Nevoisa, 1974; Nekrasov, 1966]. It was determined up to 0.15 wt. % indium in stannite from the same veins and from 50 to 1500 g/t in chalcopyrite [Nekrasov, 1966]. Sphalerite of Sn-sulfide-tourmaline veins from the Deputatsky deposit contains from 50 to 2100 g/t In [Ivanov, 1964]. Indium contents in sphalerite from the Ege-Khaya and Kutinskoe deposits is about 1350 and 330–9200 g/t, respectively by data of spectral quantitative analysis [Kostin, 1989]. In the ore fields of the Zarnitsa deposit Fe-sphalerite (9–13 wt. % Fe) from Sn-sulfide veins of quartz-pyrrhotite-sphalerite composition contains from 50 to 1600 g/t indium by the results of spectral analysis, and from 0.05 to 0.5 wt. % by microprobe analysis [Kostin, 1989]. In the ores of the Mangazeisky deposit Fe-sphalerite contains from 100 to 600 g/t indium [Indolev, Nevoisa, 1974]. Indium minerals (roquesite, laforetite, sakuraiit- and petrukite-like phases with indium content up to 22 wt. %, indium-manganese sulfide and indium-silver sulfide) have been found in the ore of the

Table

Rocks and mineralization	Mineral	Age (Ma)	Method
Lamprophyre dike (Inari-Burevestnik occurrence)		>113	Geol. data
Berezitized lamprophyre from quartz vein with galena (Inari-Burevestnik)	Fuchsite Sericite	113.0±1.5 111.5±1.1	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
<b>Quartz veins with galena and sphalerite</b>		113	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Granite of the Deputatsky pluton	Zircon	112.3±1.7	U-Pb, SHRIMP
Fine-grained granite, Deputatsky pluton, bore hole 1002, 466 m	Zircon	112.2±1.4	U-Pb, SHRIMP
Greisenized granite with cassiterite	Muscovite	111.7±1.6	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Granite-porphyre	Biotite	108.8±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Rhyolite-porphyre		<108	K-Ar
Quartz-muscovite greisen with cassiterite, Deputatsky pluton, bore hole 1001, 272 m	Muscovite	106.2±1.3	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Lamprophyre dike	Phlogopite	106.1±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
Quartz-tourmaline-Sn-sulfide veins, Deputatsky deposit, bore hole 1001, 699 m	Muscovite	106.3±1.2	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
<b>Sn-Ag-Sb mineralization</b>			
Lamprophyre dikes	Phlogopite Phlogopite	97.7±1.1 93.3±2.3	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar

U-Pb dating has been performed in the Analytical Centre of VSEGEI (Saint-Petersburg) by I.P.Paderin; Ar-Ar dating has been carried out in the Analytical Centre of Institute of Geology and Mineralogy (Novosibirsk) by A. V. Travin.

Vysokogornoe deposits (Southern Verkhoyansk province). Indium contents in the ore of the Vysokogornoe deposits range from 30 to 300 g/t [Kokin et al 2010]. Geochemical feature of the In-bearing Sn-sulfide mineralization of the Vysokogornoe deposit is a very low Cu content, and low Pb and Zn contents, therefore at the same sulfur and manganese contents, alabandite aggregates were crystallized in the veins instead of chalcopyrite. Such proportions of the main ore elements we can explain by location of mineralization in the Cretaceous volcanic rocks, Permian terrigenous rocks are known here only in the lower structural unit at the depth more than 1 km.

There are common pattern of indium distribution in the deposits of Yakutia and Russian Far East. Ore mineral deposition started with high temperature cassiterite crystallization in quartz-cassiterite and Sn-sulfide veins, at that cassiterite is the major mineral in quartz-cassiterite veins and minor mineral in the Sn-sulfide veins. Indium is present as an impurity in cassiterite of quartz veins of the first stage in an amount of up to 100 g/t, and up to 400 g/t in the less abundant cassiterite from Sn-sulfide veins of the second stage. As the temperature decreases, indium enters the structure of sulfides. Indium content in the sulfides of the quartz-cassiterite veins is similar to an inaccuracy of determination, and in minerals of the Sn-sulfide veins up to several kg per tonn. The main part of indium is deposited in the temperature range from 350 to 250 °C.

The largest multistage Deputatsky ore cluster in northern Yakutia was formed as the result of combination of Sn-W (quartz-tourmaline-cassiterite veins) mineralization of the first stage, and Sn-sulfide and Sn-Ag mineralization of the second stage. General chronology of the magmatic processes development and mineralization in the Deputatsky ore cluster according to Ar-Ar and U-Pb dating is represented as follows (see Table).

Indium-bearing Sn-sulfide mineralization was formed in the result of evolution of mantle-crust ore-magmatic system linked with post-collisional granitoid and mafic alkaline magmatism. During collision, Kolyma-Omolon superterrane worked as a hard indenter, which led to the formation of a complex intense folding of rocks of the Verkhoyansk passive margin of the North-Asian craton along margin of the Kolyma-Omolon superterrane and to the formation of transverse faults zones along which post-collisional granitic melts and lamprophyre dikes had been intruded.

## REFERENCES

- Ivanov V.V., Rozbianskaya A.A. Geochemistry of indium in cassiterite-silicate-sulfide ores // *Geochimia*. 1961. N 1. P. 71–83. (in Russian).
- Ivanov V.V. Mineralogical-geochemical features and indium-bearing potential of tin-ore deposits. Moscow: Nauka. 1964. 252 p. (in Russian).
- Indolev L.N., Nevoisa G.G. Silver–lead deposits of Yakutia. Novosibirsk: Nauka. 1974. 250 p. (in Russian).

- Kokin A.V., Silaev V.I., Kiseleva D.V., Filippov V.N. New potentially industrial sulphide indium-magmanese ore type // Doklady RAS. 2010. V. 430. N 3. P. 108–113.
- Kostin A.V. Indium contents in sphalerite of tin-ore and polymetallic deposits of Eastern Yakutia. *In: Tin-bearing magmatic and ore formations of the Eastern Yakutia*. Yakutsk: Geological Institute, Siberian Branch of Academy of Sciences USSR. P. 115–121. (in Russian).
- Lugov S.F. (ed.) *Geology of tin-ore deposits of the USSR*. Moscow: Nedra. 1986. V. 1. 429 p. (in Russian).
- Nekrasov I.Ya. *Geochemistry of tin and rare elements of the Verkhoyansk-Chukotka area*. Moscow: Nauka. 1966. 380 p. (in Russian).
- Nekrasov I.Ya. *Magmatism and ore mineralization of NW part of the Verkhoyansk-Chukotka fold area*. Moscow: Publishing House of Academy of Sciences of the USSR. 1962. 93 p. (in Russian).
- Nenashev N.I., Zaitsev A.I. *Geochronology and problem of genesis of granites of the Eastern Yakutia*. Novosibirsk: Nauka. 1980. 240 p. (in Russian).
- Radkevich E.A. (ed.) *Geology, mineralogy and geochemistry of the Komsomolsk district*. Moscow: Nauka. 1971. 335 p.
- Rodionov S.M. *Metallogeny of tin in the Eastern Russia*. Moscow: Nauka. 2005. 327 p.
- Flerov B.L. *Tin-ore deposits of the Yano-Kolymsky fold area*. Novosibirsk: Nauka. 1976. 286 p.

**СТРУКТУРЫ И ФАКТОРЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ  
В ГРАНИТАХ****Е.С. Пржиялговский, М.Г. Леонов, Е.В. Лаврушина***Геологический институт РАН, Москва, Россия  
prz4@yandex.ru*

К настоящему моменту не вызывает сомнения, что гранитные массивы в составе фундамента древних и молодых платформ остаются важным компонентом тектонической жизни и формирования структуры континентальной коры даже на поздних стадиях геодинамической эволюции. В последние годы появляется все больше свидетельств широкого распространения структур протрузивного внедрения гранитных массивов в вышележащие породы, иногда – в более молодой осадочный чехол (см., например, обзор в: [Леонов, 2008]). Структуры тектонического течения в гранитах отмечаются, как правило, внутри крупных зон активизированных разломов [Пржиялговский и др., 2014].

Детальное геологическое картирование участков проявления гранитных протрузий в зонах внутриплитной активизации Центрально-Азиатского подвижного пояса (Южная Монголия, Тянь-Шань, Забайкалье) позволило установить, что деформации и экзгумация массивов значительно отставали по времени от интрузивного внедрения и консолидации гранитов и продолжались даже на этапе формирования современного рельефа [Леонов и др., 2008, 2014; Пржиялговский и др., 2014]. Возникающие при этом внутри массивов и в их окружении парагенезы структур указывают на то, что на определенных этапах деформации граниты обладали пониженной вязкостью относительно большинства других пород консолидированного фундамента и даже осадочного чехла. К объяснению этого парадокса приближает рассмотрение деформационных структур самих гранитов и синдеформационных минеральных преобразований.

1. Во всех исследованных гранитных протрузиях деформации (в масштабе обнажения) имеют квазипластический характер. Основными деформационными структурами в массиве являются многочисленные зоны катаклаза, брекчирования и минеральных преобразований, проявленные во всем объеме мобилизованных гранитов и организованные в решетчатую систему (мезо-уровень структур), в ячейках которой в виде линзовидных или округлых блоков сохраняются останцы наименее измененных и недеформированных пород. Перемещение и деформация массива в целом (на макро-уровне) происходит в результате малоамплитудных подвижек по этим зонам по законам вязко-пластического течения. Размер линзовидных останцов варьирует от 7 до 30 м по длинной оси при удлинении 1:3–1:5.

2. Анализ микроструктур внутри зон брекчирования и катаклаза на границах линзовидных останцов указывает на многоактное возобновление деформационного процесса, причем в масштабе шлифа деформации на разных стадиях имели либо пластический, либо хрупкий характер. Продуктом пластических деформаций являются микробрекчии, матрикс которых представляет собой агрегат кристаллов размером 5–50 мкм, состоящий из кварца с подчиненным количеством полевых шпатов, слюд или глинистых минералов. Возникновение тонкокристаллического агрегата – микрокластита [Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2014] – происходило на разных стадиях деформации и в различных условиях.

Наиболее ранние деформации, сохранившиеся в останцах гранитов, слабо переработанных поздним катаклазом и брекчированием, сопровождалась процессом динамической рекристаллизации, которая в кварц-полевошпатовых породах обычно проявляется в температурном интервале 250–400 °С [Passchier, Trouw, 1996]. В исследованных породах она протекала путем «вспучивания» границ зерен (BLG) и/или обособления и вращения субзерен (SGR), не доходя до высокотемпературной миграции границ (GMB), предполагающей более высокую температуру более 400 °С (при скоростях тектонической деформации порядка  $10^{-12}$ – $10^{-15}$ /с). Характерные черты этих процессов (описанных многими исследователями в милонитах и всесторонне изученных экспериментально [Passchier, Trouw, 1996]) отмечаются в большинстве изученных нами шлифов. Процесс динамической рекристаллизации в реологическом смысле отвечает вязкому течению. Минеральная перестройка и изменение реологических характеристик пород связаны также с процессами карбонатизации и каолинитизации, происходящими в умеренно- и низкотемпературных условиях. Большинство поздних пластических деформационных микроструктур – катаклазитов, мозаичных и хаотических микробрекчий, микрокластитов – обусловлено низкой вязкостью вторичных минералов, обильное появление которых в породе было подготовлено процессами дезинтеграции и хрупкого разрушения. Наблюдаемое в шлифах замещение каолина более прочным кварцем, может увеличивать вяз-

кость матрикса микробрекчий, что является одним из путей смены деформационных режимов, развития хрупкого разрушения.

3. Следами хрупкого разрушения, которое, очевидно, также могло отвечать более низко-температурным фазам (или участкам) увеличения скорости деформации с преодолением предела прочности, являются прожилки по трещинам нескольких генераций, заполненные окислами Fe и Mn, кальцитом, органическим веществом или каолином (самые поздние). В некоторых разностях трещиноватых гранитов кальцитовые или каолиновые прожилки занимают до 1/3–1/2 объема, что неизбежно отражается на изменении реологических свойств пород. Возникают катаклазиты и тектонические брекчии с глинисто-кремнистым или кальцитовым (рекристаллизованным крупнокристаллическим) цементом, в которых фрагменты реликтовых минералов гранитов смещаются и переориентируются. Система прожилков, как правило, имеет ячеисто-полигональный характер, с признаками дилатансии и грануляции породы в процессе деформации. В то же время полигональная и дуговая форма характерна для наиболее ранних микротрещин в слабоизмененных гранитах, предположительно отвечающих прототектоническим структурам грануляции [Пржиялговский и др., 2009].

4. Для всех микроструктур характерно отсутствие упорядоченных линейных или плоскостных элементов, обычных в милонитах, систем параллельных и сопряженных трещин или других признаков сдвиговых деформаций в однородном поле напряжений. Для большинства деформационных фаз устанавливается увеличение объема пород за счет увеличения межзернового пространства.

Таким образом, можно сделать вывод, что наблюдаемые на более высоких масштабных уровнях пластические деформации и перемещения значительных объемов пород (изначально гранитного состава с гипидиоморфной структурой) обусловлены потерей сплошности кристаллических пород и рассредоточенными относительно перемещениями блоков пород, минеральных зерен или их фрагментов. Деформации на разных стадиях происходят в различных режимах и в реологическом смысле отвечают вязкому течению и хрупкоупругому разрушению и сопровождаются необратимой дилатансией. Многие особенности описанных деформационных структур могут быть объяснены законами мезомеханики, объектом исследования которой являются гранулированные (т. е. дезинтегрированные) среды [Yaeger, Nagel, 1996].

Основными факторами эндогенной дезинтеграции являются: *контракция* при остывании массива, *декомпрессия* (тектоно-кессонный эффект) и сама *тектоническая деформация*. Прототектоническая грануляция на минеральном уровне для гранитоидов связана, прежде всего, с существенными различиями физических свойств главных породообразующих минералов гранитов – кварца и полевых шпатов.

В процессе охлаждения все полевые шпаты демонстрируют близкие величины *контракционной усадки* в большинстве интервалов температур, что резко контрастирует с изменением объема зерен кварца. При остывании массива до 575 °С, (т. е. до перехода бета- в альфа-модификацию) кварц несколько увеличивается в объеме при охлаждении. Зато дальнейшая его контракционная усадка превосходит усадку полевых шпатов в среднем в 4 раза [Справочник..., 1966].

В первом приближении можно считать, что полевые шпаты, составляющие 65–75 % породы, образуют связный «каркас», определяющий изменение объема породы в целом. Усадка полевых шпатов на 1.15 % (при остывании с 600 °С до 20 °С) сопоставима с усадкой в 1.39 %, рассчитанной по величине теплового расширения гранита при атмосферном давлении [Справочник..., 1966]. Аномальная усадка кварца (25–30 % объема гранитов) при остывании породы ниже 600 °С создает условия для увеличения внутреннего пространства в породе. Трещины по периферии зерен кварца (величина которых заметно различается по разным кристаллографическим направлениям) обычно заполняются новыми минералами и агрегатами, что может ослаблять эффект грануляции.

*Декомпрессия* в процессе эксгумации массива (как тектонической, так и при денудации вышележащих пород) выражается в увеличении объема массива. В связи с незначительным различием величин упругой деформации породообразующих минералов [Справочник..., 1966] декомпрессия может быть действенным фактором общего изменения объема гранитного массива и возникновения соответствующей макротрещиноватости [Пржиялговский и др., 2009, 2014], но слабо влияет на микрогрануляцию. В реальности необходимо учитывать различие температур на разных глубинах, и термическую контракцию при подъеме. Контракция и декомпрессия по смыслу противоположны и в реальных обстоятельствах могут взаимно компенсировать изменения объема минералов. В зонах тектоно-магматической активизации, где геотермическом градиент может увеличиваться до 60–100 °С/км и более, контракция при приближении массива к поверхности оказывается более важным фактором грануляции пород, чем декомпрессия.

*Тектоническая переработка* пород может рассматриваться в качестве самостоятельного фактора микрогрануляции. Описанные выше микроструктуры пород из протрузивных массивов свидетельствуют о неоднократной смене условий грануляции и консолидации в процессе деформации.

Специфической особенностью процесса катакластического течения является увеличение межзернового пространства, значительно превосходящее по величине декомпрессионное или контракционное. Дилатационный эффект при деформации гранулированных тел хорошо известен. Возникающая «пористость», которая частично или полностью компенсируется минерализацией, может варьировать в широких пределах, обычно в интервале 10–25 % объема [Yaeger, Nagel, 1996], что зависит от формы гранул, их количества, длительности процесса и др. Подобным образом по гранитам формируются кварц-каолиновые или кварц-карбонатные тектонокластиты [Леонов и др., 2008; Пржиялговский и др., 2014]. Дилатационный эффект описанных реидных деформаций соизмерим по величине с пористостью, наблюдаемой в гранитных коллекторах нефте-газовых месторождений, и, по-видимому, может быть ее основной причиной.

Таким образом, тектоническое течение значительных объемов пород, предпосылкой которого является прототектоническая дезинтеграция (в частности – микрогрануляция пород гранитного ряда), в свою очередь оказывается важнейшим фактором продолжения дезинтеграции на разных масштабных уровнях.

*Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и Проекта РФФИ 13-05-00298-а.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука. 2008. 454 с.
- Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В. Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
- Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В. Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 1. Экзогенная и тектоническая постагмагматическая дезинтеграция гранитных массивов // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 1. С. 89–112.
- Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., А.В. Никитин, Щербакова Т.Ф.. Особенности трещиноватости некоторых гранитоидных массивов Хэнтэйского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат. совещания. Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, Т. 2. 2009. С. 43-46.
- Пржиялговский Е. С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. (В печати).
- Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка). М.: Мир. 1966. 545 с.
- Passchier C., Trouw R. Microtectonics. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag. 1996. P. 289.
- Yaeger H.M., Nagel S.R. The physics of granular materials // Physics Today. 1996. April. P. 32–38.

## РУДОНОСНОСТЬ РАННЕПЕРМСКИХ ПОРОД ГРАНИТ- ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НА РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА)

Я.М. Рафиков

*Институт Геологии и Геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, Ташкент, Узбекистан  
rafikov\_yalkin@mail.ru*

В пределах Туркестанского и Зарафшанского палеоокеанов, Южно-Гиссарского и Байсунского рифтогенных палеобассейнов субокеанического типа, Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина ранней перми, часто именуемая «позднеорогенной», знаменуется затуханием субдукционно-коллизийных процессов, локализацией продуктов пароксизма кислого вулканизма (риолит-трахириолитового комплекса) и комагматического им гранит-лейкогранитового комплекса в системах кольцевых вулканотектонических депрессий.

Ранняя стадия развития Чаткало-Кураминского региона ознаменовалась активной «переработкой» древней континентальной коры (архей-протерозойских гнейсов и кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов, метабазитов) и сопутствующих им ультрамафитов на базальтоидный состав расплавов (известково-щелочной калий-натриевой серии). В внутриплитном развитии Чаткало-Кураминского региона на стадии завершения процессов магматизма ( $P_1$ ), формируются породы гранит – лейкогранитового комплекса и сопутствующие им альбититовые апограниты, редкоземельные (ортитовые, монацитовые, титано-тантало-ниобатовые, уранинитовые) пегматиты, альбититы грейзеново-гидротермальные образования и гидротермалиты. В условиях малых глубин (2.5–4.0 км; малые и средние глубины) формируются альбититы Келенчек-Ташсайского рудного поля (арашанский комплекс). В Арашанском плутоне на куполовидных выступах и апофизах размещаются постмагматические метасоматические образования (тела альбититов и др., до первых км<sup>2</sup>), а также изометричные и вытянутые дайково-жильные тела (до 50×2000–2500 м). Тела альбититов с рутилом, минералами редких земель, иттрия и тория от поверхности прослеживаются на глубины 300–500 м. Отдельные штокообразные и вытянутые тела (жильные) альбититов с эрозионным срезом интрузий (более 300-500 м) уменьшаются по мощности (до 5–10 см) или приобретают штокверковый характер нахождения.

Для альбититов Келенчек-Ташсайского рудного поля характерны остродефицитные минеральные формы титана (рутил; до 2.0 вес. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), а в грейзенах Каракыза – выделения ильменорутила (22.46 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Рутил и ильменорутил образуют парагенезис с монацитом, торит-оранжитом, циртолитом, фергусонитом, гадолинитом и др.

От пород гранит – лейкогранитовой,  $P_1$  формации в сторону альбититов происходит рост относительно высоких содержаний редких земель и иттрия (от 13.2 до 27.0 %, при сумме весовых процентов их окислов принятых за 100 %). Величины суммарных содержаний Pr, Nd и Sm ( $\geq 10$  %) и их соотношения к содержаниям лантана показательны для схожих условий формирования гранит-лейкогранитов, альбититовых апогранитов и собственно альбититов. В альбититах (коэффициент относительной концентрации  $K_{TR+Y} = \geq 10$  с вариациями от 8.2–10 до 18), гранитах ( $K_{TR+Y} = 4.8$ ), лейкогранитах (4.5), аляскитах (6.2) накопление редких земель и иттрия происходит в продуктах постмагматических преобразований пород гранит-лейкогранитов.

Гипабиссальным интрузиям гранит – лейкогранитового  $P_1$  комплекса (Чаркасар, Беданали, Арашан, Саргардон, Баркрак, Шайдан и др.) характерно в эндо- и экзоконтактовых (надинтрузивных) и интрузивных фаций зональное размещение рудных полей (альбититовых апогранитов, редкоземельных пегматитов, альбититов, грейзенов, гидротермалитов) и явление потенциальной рудоносности на редкие земли, иттрий, торий. В породах фации эндоконтакта (альбититы Келенчек-Ташсайского рудного поля, редкометалльные грейзена Каракыза, Беданали и др.) накапливаются до практически значимых концентраций редкие металлы, редкие земли, иттрий, уран-торий. В породах характерны достаточно высокие коэффициенты (от 2.7 до 4.8) с относительной концентрацией редких земель и иттрия. В зависимости от исходных составов магматических расплавов и первичности происхождения редкоземельной минерализации находятся сравнительные содержания La и Ce (Ce:La  $\geq 2.0$ ) и показатели соотношений суммарной величины Pr, Nd и Sm к содержаниям La. В породах комплекса акцессорные апатиты (от 10 000 до 15 000 г/т) служат основными концентратами и носителями редких земель и иттрия. Для пород характерен апатит-магнетитовый тип (ap-mt) акцессорно-минеральный состав при участии циркона, сфена, ортита и др.

Породообразующие и акцессорные минералы пород интрузивных комплексов распределение редких земель. В плагиоклазах примеси Ce, Pr, Nd присутствуют в относительно низких количествах, примеси La образуют обширные разбросы концентраций, примеси иттрия и некоторых других редких земель – Ду достигают

Таблица

**Потенциальная рудоносность на редкие земли пород гранит-лейкогранитового комплекса P<sub>1</sub>  
(Чаткало-Кураминская активная континентальная окраина)**

Критерии, признаки	Фторофильно-литофильный тип минерализации
I. Структурно-геологические и магматические	
Типоморфные структуры	Сводово-глыбовые поднятия и очаговые структуры, зоны мантийных сквозных дислокаций, разломно-трещинные системы
Геологическая позиция и пространственные ассоциации с плутоническими формациями (фациями)	Континентальный режим, восходящие движения, формирование позднепалеозойской вулкано-осадочной толщи. Пространственные связи с породами габбро-монцодиорит-гранодиоритового C <sub>2</sub> , габбро-монцонит-сиенитового P <sub>1</sub> и комагматами риолит-трахириолитового P <sub>1</sub> комплексов
Акцессорно-минеральный тип	Монацит-флюоритовый (редкоземельно-флюоритовый)
II. Минералого-геохимические	
Макро- и микропарагенезисы акцессорных минералов	Y-гранаты, флюорит, фергусонит, форманит, самарскит, TR-циркон, Y- и Th – ортиты, монацит, торит, гадолинит, кассетерит
Акцессорные самородные металлы, сплавы и интерметаллиды	Sn, Bi, Pb, Zn, In
Минеральная форма нахождения редких металлов, редких земель, иттрия и тория	Флюорит, церит, оргит, монацит, ксенотим, иттриевый гранат, иттрийтангалит, фергусонит и др. (силикаты, фосфаты, карбонаты, титано- и цирконо-силикаты, ниобо-танталаты, фториды, окислы редких металлов, редких земель, иттрия и тория).
III. Типоморфные особенности минералов	
Породообразующий биотит	Высокая железистость (лепидомилан) и марган-цовистость, примеси Li, Ti, Sn, W, Bi.
Акцессорный апатит	Прозрачный (розовато- и желтые оттенки), мелкий (0.2–0.01 мм), удлиненно-призматические (гексагональные) и округло-изометрические формы кристаллов, F-апатит, частично Ca замещается на TR+Y, примеси Pb, Sn, Bi
Акцессорный циркон, циртолит	Белый, розоватый, салатный, желтоватый; мелкие (0,2–0,5 мм, чаще < 0.1 мм; удлиненно-призматические, дипирамидальные (призмы); присутствуют газово-жидкие включения, характерны прорастания рутилом; содержит 1–3 % Hf и более, радиоактивный
Акцессорный монацит	Мелкий, таблитчатый, хорошо образованные кристаллы (от менее 0,1 до 0.3–0.5 мм); красно-бурый, красно-коричневый, фиштакково-зеленный; характерен Ce- состав (содержание La и Nd близки) TR; присутствуют изоструктурные примеси Th, SiO <sub>4</sub> ; радиоактивен; люминесценция зеленоватая
Индикаторы	TR, Y, Nb, Ta, Be, Li, U, Th, Zr (Hf), Bi, Sn, W
Геохимическая специализация потенциальная рудоносность	TR+Y, Nb, Be, Zr, Th, Sn, W

достаточно высоких значений. В калиевых полевых шпатах (микроклины, ортоклазы) отсутствуют примеси Ce, Pr, Nd, примеси Sm находятся на уровне достаточно высоких значений. В калиевых полевых шпатах сравнительно с плагиоклазами схожие содержания Sm и Y показательны на родство и геохимические близости их кристаллохимических параметров минералов.

В биотитах устанавливаются устойчиво низкие значения величин La/Ce ( $\geq 1.0$ ) при отсутствии связей с содержаниями La от Sm. Коэффициент относительной концентрации редких земель и иттрия ( $K_{TR+Y}$ ) близка 2.0. В биотитах в серии пород – от ранних к поздним накапливаются TR+Y. Мусковиты содержат относительно невысокие содержания TR+Y ( $K_{TR+Y} = 0.5–1.0$ ). В минерале при независимо низких или практически отсутствующих содержаниях La и Ce преобладает Sm-вый максимум, элементы Ce группы преобладают над иттриевой.

Акцессорные минералы по составам подразделяются на окислы (фергусонит, форманит, ризерит, самарскит, уранинит, бадделеит, колумбит-танталит), фосфаты (монацит, ксенотим, флоренсит, иттриапатит, смирновскит), фториды (флюоцерит, флюорит и иттрифлюорит), карбонаты (рентгенит, бастнезит), силикаты (ортит, сфен, торит, оранжит, циркон, циртолит и др.). Акцессорные силикаты редких земель представлены островными ортосиликатами с изолированными SiO<sub>4</sub> (структурные типы гадолинита, кейльгауита-сфена,

цертолита-монацита), диортосиликатами с добавочными анионами (структурный тип эпидот-ортита), включая островные силикаты с изолированными парами тетраэдров  $Si_2O_7$  (структурный тип перрьерит-чевкениита), минералы группы кольцевых силикатов практически отсутствуют, исключая единичные находки церита.

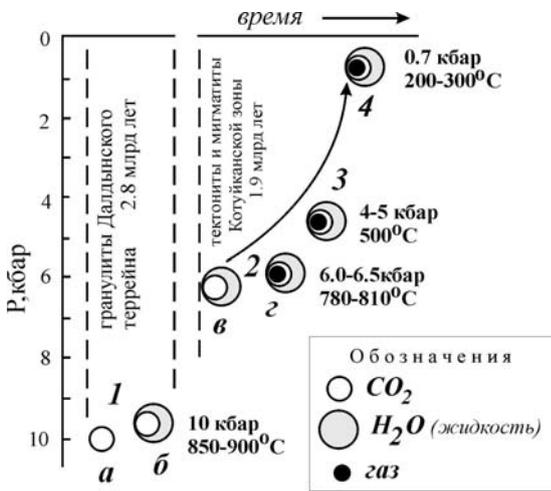
К числу метамагматических образований принадлежат акцессорные титано-, тантало- и цирконосиликаты, фосфаты, окислы, бораты, фториды и др. или их акцессорно-минеральные формы (колумбит-танталиты, ортиты, цирконы, монациты, ториты и др.). Структурно-геологические и магматические, минералогическо-геохимические признаки и критерии на фторофильно-литофильный тип связанной минерализации служат факторами потенциальной рудоносности пород гранит – лейкогранитового комплекса на редкие земли, иттрии и торий (см. таблицу).

**СИНТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СУТУРЕ  
НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА**

**О.М. Розен**

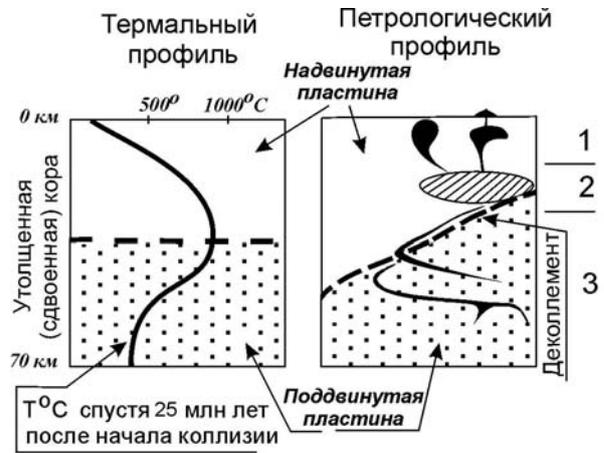
*Геологический институт РАН, Москва, Россия  
roseno@yandex.ru*

Эволюция коллизионной системы состоит из отдельных эпизодов (стадий), которые могут повторяться. Вначале кора утолщается, вследствие подтягивания континентальных блоков на кровле конвектирующей мантийной ячейки. Вступает в действие механизм саморазогрева вследствие сложения тепловых потоков и через 25 млн лет температура достигает уровня выплавления гранитного расплава-минимум, локализуя синкинематически – послойно в сопровождении мигматитов и флюидного потока (рис. 1, 2). Это расчетная цифра времени, основанная на теплопроводности коры и других параметрах [England, Thompson, 1984]



**Рис. 1.** Эволюция температуры и давления при формировании Котуйканской шовной зоны, Анабарский щит, Сибирь (по данным изучения флюидных включений)

1 – включения в гранулитах: а – жидкой  $CO_2$  монофазные, б – содержащие пузырек  $H_2O$ ; 2 – комплексные включения в породах амфиболитовой фации: в – жидкой  $CO_2$  и  $H_2O$ , г – включения того же состава, как предыдущие, с пузырьком газа; 3 – включения того же состава, как предыдущие, в породах эпидот-амфиболитовой фации; 4 – существенно  $H_2O$ -содержащие включения в поздних кварцевых жилах среди тектонитов зеленосланцевой фации [Розен, Федоровский, 2001].



**Рис. 2.** Принципиальная схема гранитного процесса в коллизионных системах:

1 – область разгрузки гранитной жидкости (интрузии и вулканы); 2 – область накопления расплава в условиях плотностного (изостатического) равновесия с вмещающими породами, а также выплавления расплава-минимум; 3 – область частичного плавления высоко метаморфизованных пород и выдавливания вверх относительно легкого гранитного расплава.

и подтвержденная в Гималаях, где коллизия началась 50, а первые лейкограниты выплавились 25–28 млн лет назад [Розен, Федоровский, 2001 и цитированные источники]. Когда кора достигает некоторой критической мощности, что сопровождается дальнейшим ростом температуры, резко снижается вязкость и происходит расползание нижней коры и обвал (коллапс) горного сооружения. Коллизионное сжатие временно (локально) прекращается, нарушается термальная граница кора – мантия, и в контакт с корой приходит горячая астеносфера. Из нижней коры выплавляются посткинematические, секущие граниты, лишенные мигматитов, и обладающие специфическими геохимическими характеристиками (А-граниты), сопровождаемые различными мафитами [Searle, 1999]. Эти петрологические наблюдения получили объяснения в гипотезах базальтового андерплэйтинга [Kay and Kay, 1993], или отрыва субдукционного слэба [Davies and von Blanckenburg, 1995]. Разница в гипотезах не имеет значения с фактологической точки зрения, как явствует из общего анализа петрологии коллизионных орогенов [Владимиров и др., 2003].

ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т 44, № 12. С. 1321–1338.
- Розен О.М., Федоровский В.С.. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // М.: Научный Мир, 2001. 186 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 545).
- Davies J.H. and von Blanckenburg F. Slab break off: a model of lithosphere detachment and its test in themagmatism and deformation of collision orogen // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 129. P. 85–102.
- England P.C. and Thompson B. . Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 894–955.
- Kay R.W. and Kay S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics. 219, 177–189.
- Searle M.P. Extensional and compressional fields in the Everest–Lhotse Massif, Khumbu Himalaya, Nepal // Journ. Geol. Soc., London. 1999. V. 156. P. 227–240.
- Selverstone J. Are the Alps collapsing? // Annu. Rev.Earth Planet. Sci. 2005. V. 33. P. 2.1–2.20.

SYNTECTONIC GRANITES IN COLLISIONAL SUTURE:  
SIBERIAN CRATON AS A CASE STUDY

O.M. Rosen

Geological Institute RAS, Moscow, Russia  
roseno@yandex.ru

Evolution of a collision system consists of separate episodes (stages), which can be recurrent. The crust thickens first due to collision and thrusting of continental blocks above a circulating mantle cell. Coupling of heat flows puts in action the self-heating mechanism that increases temperature 25 Ma later to the level sufficient for generation of granitic magmas synkinematic at least, localized in the thin-layer manner and accompanied by migmatization and fluid invasion (Fig. 1, 2). The above time span is estimated based on the crust thermal conductivity, heat flow values, and other parameters [England and Thompson, 1984]. It is consistent with data on Himalayas, where collision commenced

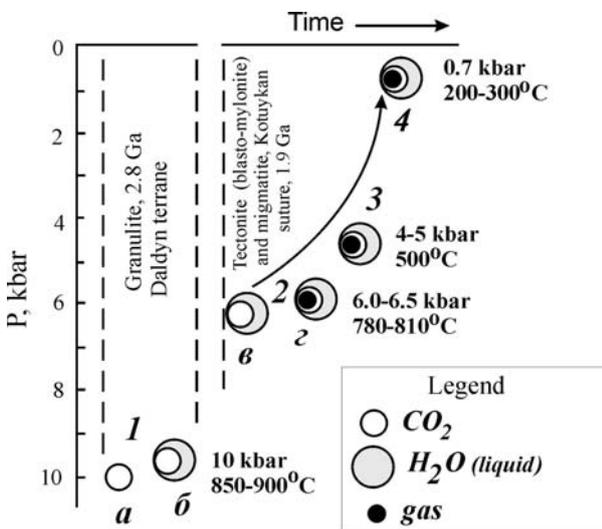


Fig. 1. Evolution of temperature and pressure in the formation of the Kotuykan suture zone, Anabar shield, Siberia (according to the study of fluid inclusions).

1 – in granulites: a – liquid CO<sub>2</sub> monophasic, b – a vial containing H<sub>2</sub>O; 2 – complex inclusion in the amphibolite facies rocks: c – the liquid CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O, d – incorporating the same composition as the previous ones, with gas bubbles; 3 – inclusion of the same composition as the previous ones, in the rocks of the epidote-amphibolite facies; 4 – essentially H<sub>2</sub>O containing inclusion in late quartz veins of the greenschist facies tectonites.

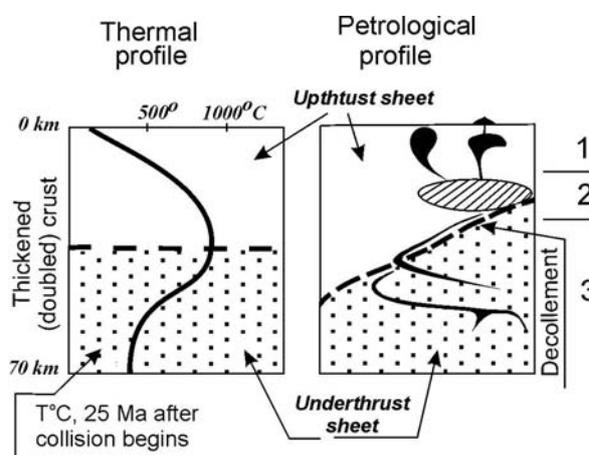


Fig. 2. Schematic diagram of the process in collisional granitic systems, Anabar shield, Siberia.

1 – granite liquid discharge area (intrusions and volcanics); 2 – accumulation region in terms of the density of the melt (isostatic equilibrium with the host rocks, as well as melting melt minimum); 3 – region of partial melting of highly metamorphosed rocks and squeezing up relatively light granitic melt.

50 Ma ago, while leucogranites originated 25–28 Ma ago [Rosen and Fedorovskii, 2001, and reference therein]. Compression can give way to tension, and two regimes may alternate during tens million years [Selverstone, 2005]. When the crust reaches some critical thickness and its viscosity sharply drops under elevating temperature, this leads to the lower crust extension and collapse of the orogenic structure. The temporal (local) cessation of collision-related compression eliminates the thermal crust–mantle boundary and hot asthenosphere interacts with the crust [Searle, 1999]. The interaction provokes melting in the lower crust without migmatization and gives rise to origin of postkinematic A-granite intrusions with specific geochemical characteristics and associated mafic rocks. This petrological scenario was explained in hypotheses of basalt underplating [Kay and Kay, 1993] and detachment of subducting slab [Davies and von Blanckenburg, 1995], both have no factual difference in terms of general petrology of collision orogens [Vladimirov et al., 2003].

#### REFERENCES

- Davies J.H. and von Blanckenburg F. Slab break off: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collision orogen // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.
- England P.C. and Thompson B. . Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 894–955.
- Kay R.W. and Kay S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics.* 219, 177–189.
- Searle M.P. Extensional and compressional fields in the Everest–Lhotse Massif, Khumbu Himalaya, Nepal // *Journ. Geol. Soc., London.* 1999. V. 156. P. 227–240.
- Selverstone J. Are the Alps collapsing? // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V/ 33. P. 2.1–2.20.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., and Khromykh S.V. Geodynamics and Granitoid Magmatism of Collision Orogens // *Geol. Geofiz.* 2003. V. 44, N 12. P. 1321– 1338.

## ВОЗРАТНЫЕ РУБЕЖИ, СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

С.Н. Руднев<sup>1</sup>, П.А. Серов<sup>2</sup>, В.Ю. Киселева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
rudnev@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Геологический институт КНЦ РАН, Мурманская область, Апатиты, Россия  
mozay@nm.ru

В настоящее время уже установлено, что раннепалеозойские гранитоидные ассоциации тоналит-плагиогранитного состава в раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) являются наиболее широко распространенными. На современном эрозионном срезе они представлены либо серией близко расположенных крупных и мелких массивов, занимая обширные площади и/или образуя протяженные пояса среди вмещающих вулканогенных отложений венд-раннекембрийского возраста, либо представлены гигантскими ареалами, где плагиогранитоидные ассоциации совмещены друг с другом в пространстве и во времени в составе крупных гранитоидных батолитов в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона [Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2004, 2006, 2008а, б, 2009; Ярмолюк и др., 2011; Руднев, 2013 и др.]. В том и другом случаях, изученные ареалы развития магматизма характеризуются определенным набором интрузивных ассоциаций со специфическими вещественными характеристиками и источниками, возрастной последовательностью формирования, а также определенной длительностью и масштабами развития на различных геодинамических этапах развития, отражающим определенные стадии роста и эволюции коры этих регионов. В связи с этим целесообразно проводить детальные исследования отдельных очаговых ареалов с тем, чтобы выяснить не только историю развития интрузивного магматизма тех или иных регионов, механизмы формирования, но и длительность магматических процессов, приведших к образованию крупных очаговых ареалов (батолитов) в том или ином сегменте ЦАСП, а также главные магнообразующие субстраты, ответственные за формирование исходных для плагиогранитоидов расплавов.

Геологические, геохронологические и петрогеохимические исследования раннепалеозойских батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Западной Монголии [Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2006, 2008 а, б, 2009; Сугоракова, 2011; Ярмолюк и др., 2011; Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013] однозначно свидетельствуют не только о их полихронном строении, но и образованы на различных этапах развития региона (островодужный и аккреционно-коллизийный). Наиболее представительными в этом отношении являются раннепалеозойские гранитоидные батолиты Восточной Тувы (Каахемский, Восточно-Таннуольский, Хамсаринский, Бийхемский и др., расположенные в раннекаледонских структурах АССО).

Исследования, проведенные по раннепалеозойским интрузивным ассоциациям Каахемского, Восточно-Таннуольского и Хамсаринского батолитов Восточной Тувы, позволили установить, что эти грандиозные по своим масштабам геологические образования имеют длительную историю развития интрузивного магматизма и образованы тесно сопряженными во времени и пространстве гранитоидными (преимущественно плагиогранитоидными) и габброидными ассоциациями, отражающими контрастную смену геодинамических обстановок.

Обобщение и анализ имеющихся и новых геохронологических данных (U-Pb, Ar-Ar методы) [Козаков и др., 1998, 2001; Сотников и др., 2003; Руднев и др., 2006, 2008 б, Сугоракова, 2011; Монгуш и др., 2011; Руднев, 2013] позволил установить, что формирование раннепалеозойских плагиогранитоидов происходило в возрастном диапазоне 570–450 млн лет на нескольких возрастных рубежах и различных геодинамических этапах развития региона: *островодужный* – 562–518 млн лет, *аккреционно-коллизийный* – 500–450 млн лет. При этом основной объем плагиогранитоидного магматизма фиксируется на аккреционно-коллизийном этапе. Детальные геологические наблюдения с привлечением уже опубликованных и новых геохронологических данных позволили установить, что объемы плагиогранитоидного магматизма резко возрастают на заключительных этапах аккреционно-коллизийных процессов (поздний ордовик). Столь широкомасштабное гранитообразование, наблюдаемое на этом этапе, можно объяснить более мощным и неоднократным тепловым воздействием со стороны поднимающихся мантийных (габброидных) расплавов на различные по глубине залегания породы коллизийного сооружения, образовавшиеся в результате сочленения и тектонического расчешивания разнообразных по вещественному составу и возрасту образований островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов. Установленное неоднократное проявление базитового магматизма на аккреционно-коллизийном этапе (~512, 500, 482, 450 млн лет) и последующего за ним плагиогранитоидного магматизма в различных структурно-формационных зонах Восточной Тувы наглядно свидетельствует о длительном (поздний кембрий – ордовик) су-

уществовании мантийного очага. Неоднократно проявившиеся корово-мантийные взаимодействия в нижних и средних частях коры каледонид Тувы, в конечном итоге, способствовали постоянному возрастанию объемов выплавления плагиогранитоидных расплавов (особенно в позднем ордовике) и широкому разнообразию их петрогеохимических характеристик, последующее внедрение и становление которых в верхние части коллизионных сооружений привели к образованию крупных полихронных гранитоидных батолитов.

Результаты петрогеохимических исследований раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций Восточной Тувы позволили установить, что среди них выделяются плагиогранитоиды высоко- и низкоглиноземистого типа, отражающие различные (в первую очередь по давлению) условия формирования исходных расплавов. На островодужном этапе развития региона наблюдаются только низкоглинозе для них расплавов происходило при  $P$  3–8 кбар за счет частичного плавления метабазитов N-MORB-типа, расположенные в основании островной дуги в равновесии с амфиболсодержащим реститом. На аккреционно-коллизионном этапе развития региона, в диапазоне возрастов от 500 до 450 млн лет, происходило формирование плагиогранитоидов высоко- и низкоглиноземистого типа, отражая существенные различия как по составу, так и по глубине генерации исходных расплавов. Высокоглиноземистые плагиограниты являются продуктами плавления метабазитов N-MORB-типа в низах коллизионного сооружения при  $P \geq 15$  кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом. В то время как низкоглиноземистые плагиограниты формировались за счет плавления метабазитов в верхних частях этих же коллизионных сооружений, при  $P \leq 8$  кбар в равновесии с амфиболсодержащим реститом.

Изотопные исследования раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций островодужного и аккреционно-коллизионного этапа развития в Каахемском и Восточно-Таннуольском батолитах позволили выявить ряд сходств и различий. Для плагиогранитоидов островодужного этапа (низкоглиноземистые M- и I-типа) характерны положительные и относительно устойчивые значения  $\epsilon_{Nd}$  (6.3–6.9) и низкие отношения изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7034–0.7046$ ). Пониженные в сравнении с деплетированной мантией значения  $\epsilon_{Nd}$ , а также особенности их петрогеохимического состава (наличие Nb-Ta и Ti минимумов) отражают субдукционные характеристики метабазитового субстрата при подчиненном участии древнекорового материала. Для высоко- и низкоглиноземистых плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа развития региона по мере омоложения пород отмечается снижение значений  $\epsilon_{Nd}$  (от +6.2 до +3.4), удревание Nd-модельного возраста  $T_{Nd}(DM)$  (от 0.73 до 0.92 млрд лет) и повышение значений первичных отношений изотопов стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7036–0.7048$ ), которые, как и для плагиогранитоидов островодужного этапа, указывают на существенно метабазитовый состав исходного субстрата, но при прогрессивной добавке древнего корового материала в область генерации исходных магм.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00381), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 7.10.2).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И. и др. Возраст постколлизионного магматизма каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 514–517.
- 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.
- Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // Доклады РАН, 2004. Т. 396 (3), с. 369–373.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау (вещественный состав, возраст и источники) // Петрология. Т. 16. № 4. 2008а. С. 421–448.
- Руднев С.Н., Дистанова А.Н., Лебедев В.И. и др. Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита (Тува) // Материалы научн. совещ. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН, 2008б, Вып. 6. Т. 2. С. 68–70.
- 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.
- Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О. и др. Аксугское порфировое месторождение в Северо-Восточной Туве:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронология, источники вещества // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1119–1132.
- Сугоракова А.М. Сводка результатов новейших геохронологических исследований магматических образований на территории Тувы. // Матер. научн. совещ. “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)”. Иркутск: Изд-во Института земной коры СО РАН, 2011, Вып. 9. С. 205–207.
- 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.
- Ярмлюк 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.

## ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

**К.А. Савко<sup>1</sup>, А.В. Самсонов<sup>2</sup>, Н.С. Базиков<sup>1</sup>, Е.Н. Козлова<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия  
ksavko@geol.vsu.ru*

<sup>2</sup>*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия  
samsonov@igem.ru*

В пределах архейского (Курского) блока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) палеопротерозойские отложения залегают в узких линейных зонах юго-восток–северо-западного простирания, которые представляют собой внутриконтинентальные рифты, заложившиеся в палеопротерозое на архейском основании и преобразованные позже в складчатые синформы. Самой крупной палеопротерозойской синформой является Тим-Ястребовская, расположенная на востоке Курского блока и протягивающаяся с северо-запада на юго-восток на 130 км при ширине 10-30 км. Она выполнена палеопротерозойскими хемогенно-терригенными породами курской и перекрывающей ее оскольской серии, прорванными многочисленными интрузиями от кислого до ультраосновного состава.

Интрузии гранитоидов стойло-николаевского комплекса образуют изометричные и вытянутые штокообразные массивы площадью от 2.5 до 26 км<sup>2</sup> и многочисленные дайки. Они дискордантные, секут складчатые структуры палеопротерозойских осадочно-метаморфических толщ курской (терригенные породы и железистые кварциты) и оскольской (терригенные, карбонатные породы и метабазиты) серий. Вмещающие породы на контакте ороговикованы, скарнированы и рассечены апофизами интрузий. На контактах во вмещающих породах развита метаморфическая зональность, но признаки плавления отсутствуют. Отдельные массивы имеют зональное строение. Их периферические зоны сложены диоритами, которые через кварцевые диориты постепенно переходят в гранодиориты в центральных частях интрузий.

Результаты исследования экзоконтактных зон гранитных массивов, свидетельствуют, что внедрение интрузий происходило в холодные вмещающие породы с образованием в экзоконтактных ореолах резких температурных градиентов. Расчетное значение исходной температуры внедрявшегося расплава должно несколько превышать 870 °С, а глубина формирования интрузий гранодиоритов составляла около 6.3 км [Полякова и др., 2002].

Массивы сложены недеформированными гранодиоритами розовато-серыми или серыми, среднезернистыми, массивными, иногда порфиридовидными. Их структура гипидиоморфнозернистая, участками порфиридовидная за счет более крупных кристаллов плагиоклаза и микроклина (до 1 см в поперечнике). Состав: плагиоклаз – 45–55 %, микроклин – 10–15 %, кварц – 15–20 %, биотит – 5–10 %, роговая обманка – 5 %. Акцессорные – фтор-апатит, сфен, магнетит, рутил, циркон.

Диориты слагают краевые части изучаемых гранитоидных массивов (Роговского и Северо-Щигровского). Переход от гранодиоритов к диоритам постепенный с увеличением количества биотита, роговой обманки и плагиоклаза, уменьшения – кварца и микроклина, при этом составы минералов не изменяются. Вместе с гранитоидными массивами в Тим-Ястребовской структуре установлены интрузивные массивы, сложенные базитами. Самый крупный из них – Гнилушинский массив округлой формы, площадью 9.0 км, сложен биотит-амфиболовыми габброидами.

**Геохимия.** *Екатериновский массив* (26 км<sup>2</sup>), сложен субщелочными, метаглиноземистыми Na-K гранодиоритами, в которых при небольших вариациях концентраций SiO<sub>2</sub> от 65.42 до 67.86 мас. % отмечается заметное закономерное снижение концентраций Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO. По геохимическим особенностям гранодиориты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, U, Th, умеренными РЗЭ с сильным фракционированием легких и слабым фракционированием тяжелых лантаноидов (La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub> от 4.6 до 7.4; Gd<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> от 1.6 до 1.9) при небольших отрицательных Eu, резких отрицательных аномалиях Nb, Ti и Sr и заметной положительной аномалии Zr.

*Роговский массив* размером 18 км<sup>2</sup>, имеющий изометричную форму, лучше других изучен бурением и отличается кольцевым строением. В краевой части массива вскрыты диориты. Гранитоиды Роговского массива по составу близки к породам Екатериновского массива, но отличаются неоднородностью петрогеохимических характеристик. Краевые части массива сложены диоритами с пониженными содержаниями SiO<sub>2</sub> (56–62 мас. %), увеличением концентраций Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.5–9.2 мас. %), MgO (3.0–5.9 мас. %).

Гранитоиды Роговского массива обогащены литофильными и высокозарядными элементами с отрицательной Nb аномалией, также обогащены Sr и Ba, с большим разбросом значений ( $\Sigma\text{REE} = 289\text{--}470$  ppm). В их распределении отмечается обогащение LREE с сильным их фракционированием [(La/Yb) $_n = 15\text{--}68$ ] и слабо выраженным Eu минимумом (Eu/Eu\* = 0.66–0.87). Диориты из периферийной части массива по геохимическим параметрам близки к гранодиоритам.

Северо-Щигровский массив находится на северо-западной границе Тим-Ястребовской структуры с архейским гнейсово-мигматитовым полем. В целом, гранитоиды Северо-Щигровского массива отличаются пониженным содержанием SiO<sub>2</sub> (57.34–61.78 мас. %) и щелочей (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O = 6.0–6.5) при преобладании натрия (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.84–0.99).

Гранитоиды Северо-Щигровского массива характеризуются высокими содержаниями Sr (570–780 ppm), Ba (> 1100 ppm), пониженными – высокозарядных: Zr (140–220 ppm), Y (12–27 ppm), с отрицательной Nb аномалией и широким разбросом концентраций редкоземельных элементов ( $\Sigma\text{REE} = 117\text{--}247$  ppm), низкими Sr и Ni. Также отмечается обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых с сильным фракционированием [(La/Yb) $_n = 11\text{--}20$ ] и отсутствие Eu аномалий (Eu/Eu\* = 0.82–0.99). Диориты по распределению редких и редкоземельных элементов близки к гранодиоритам центральных частей массива.

По результатам изотопного датирования цирконов (SIMS, ВСЕГЕИ, г. С.-Петербург) возраст кварцевых диоритов Северо-Щигровского массива составляет: 2049±10, гранодиоритов Роговского массива – 2045 ± 15 млн лет.

По Sm-Nd изотопно-геохимическим данным гранитоиды всех трех массивов характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ . При этом кварцевые диориты Северо-Щигровского массива имеют менее радиогенный изотопный состав неодима ( $\epsilon_{\text{Nd}}(2050) = -9.3$ ) по сравнению с гранодиоритами Роговского и Екатеринбургского массивов ( $\epsilon_{\text{Nd}}(2050)$  от –6.0 до –6.1). Габбро Гнилушинского массива также характеризуются отрицательными значениями ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ ), но имеют более радиогенный состав неодима по сравнению с гранитоидами ( $\epsilon_{\text{Nd}}(2060) -4.3$ ).

**Интерпретация полученных результатов.** Изученные гранитоиды метаглиноземистые (A/CNK < 1.0), всегда содержат роговую обманку и по основным критериям [Chappell, White, 1992] относятся к гранитоидам I-типа. На дискриминантных диаграммах они попадают в поля островодужных гранитов. Таким образом, гранитоиды стойло-николаевского комплекса являются метаглиноземистыми, субщелочными, умеренно железистыми гранитоидами I-типа, обогащенными литофильными элементами и легкими РЗЭ, с сильным фракционированием тяжелых и легких РЗЭ, низкими содержаниями Sr и Ni.

Все рассмотренные гранитоидные массивы Тим-Ястребовской структуры занимают единую геолого-структурную позицию, имеют черты сходства строения и состава и представляют продукт единого тектономагматического эпизода. При анализе петрогеохимических особенностей, обращает на себя внимание закономерные изменения составов и многочисленные черты геохимического сходства гранитоидов, что предполагает их генетическую взаимосвязи с образованием гранодиоритовой магмы за счет дифференциации исходного диоритового расплава. Однако в рамках такой модели сложно объяснить различия изотопного состава неодима отдельных гранитоидных фаз массивов с более радиогенным изотопным составом неодима в гранодиоритах по сравнению с диоритом. Такие соотношения исключают механизм фракционной кристаллизации и контаминации (AFC) единого исходного расплава, и предполагают существование двух независимых источников диоритового и гранодиоритового расплавов. Привлечение двух разных по составам источников требуется также для того, чтобы объяснить появление в Роговском массиве гранодиорита с контрастно отличной геохимией РЗЭ.

Такое разнообразие источников, реконструируемое для массивов гранитоидов стойло-николаевского комплекса, может быть связано с участием как минимум двух контрастных по изотопно-геохимическим характеристикам источников магм: архейской коры и палеопротерозойской мантии.

Существенный вклад в петрогенезис гранитоидов архейского корового субстрата, представленного мезоархейскими ТТГ гнейсами [Щипанский и др., 2007], не вызывает сомнений. Эти гнейсы слагают основной объем Курского блока, имеют долгую коровую предысторию ( $\epsilon_{\text{Nd}}2050$  от –11 до –17) [Щипанский и др., 2007] и могли обеспечивать низкорadiогенный изотопный состав неодима в гранитоидах стойло-николаевского комплекса. Следует подчеркнуть, что только коровое плавление не могло продуцировать расплавы, материнские для гранитоидов стойло-николаевского комплекса. Во-первых, на это указывает участие в составе массивов 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 ( $\epsilon_{\text{Nd}}2050 = -9.3$ ) и гранодиоритах ( $\epsilon_{\text{Nd}}2050$  от –6.0 до –6.1) стойло-николаевского комплекса.

Об участии палеопротерозойских мантийных расплавов в качестве второй компоненты в петрогенезисе гранитоидов напрямую свидетельствуют габброиды и диориты, локализованные либо в виде изолированных массивов, либо как компонента комбинированных массивов. Единичные анализы по габброидам Гнилушинской интрузии предполагают, что их мантийный источник, умеренно обогащенный легкими РЗЭ, был сформирован в конце неархея около 2.7 млрд лет назад ( $T_{Nd}DM = 2.72$  млрд лет,  $\epsilon_{Nd}2050 = -4.4$ ).

Представляется вероятным, что различные сочетания расплавов из этих двух контрастных источников могли обеспечить наблюдаемое вещественное и изотопно-геохимическое разнообразие гранитоидов Стоило-Николаевского комплекса. Преобладающие по объему гранодиориты, представленные в Екатериновском и Роговском массивах, могли быть сформированы при интенсивной кристаллизационной дифференциации базальтовых магм типа состава габброидов Гнилушинской интрузии, претерпевших умеренную контаминацию ТТГ гнейсами. Аналогичный механизм можно было бы рассматривать для диоритов и кварцевых диоритов Северо-Щигровского и Роговского массивов. Однако единственный изотопный анализ для кварцевого диорита Северо-Щигровского массива не согласуется с таким механизмом, и предполагает существенно больший, чем для гранодиоритов, вклад древней коровой контаминанты в диоритовые магмы.

**Выводы.** Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры являются субщелочными, метаглиноземистыми, всегда содержат биотит и роговую обманку и по основным минералого-геохимическим критериям относятся к гранитам I-типа.

Внедрение гранитоидных массивов произошло в узком временном интервале 2.04-2.05 млрд лет. Они имеют близкие изотопно-геохимические характеристики, с отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  (от -6.0 до -9.3), предполагающие продолжительную коровую, предысторию их источников.

Гранодиориты, слагающие основной объем магматических пород в Тим-Ястребовской структуре, могли быть образованы при кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, претерпевших умеренную контаминацию ТТГ гнейсами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Полякова Т.Н., Скрыбин В.Ю., Савко К.А. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород на контакте с интрузиями Стоило-Николаевского комплекса / Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2002. № 2. С. 46–58.
- Щипанский А.А., Самсонов, А.В., Петрова, А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transact. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.

### GRANITOID MAGMATISM IN PALEOPROTEROZOIC RIFT STRUCTURES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

**K.A. Savko<sup>1</sup>, A.V. Samsonov<sup>2</sup>, N.S. Bazikov<sup>1</sup>, E.N. Kozlova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Voronezh State University, Voronezh, Russia  
ksavko@geol.vsu.ru

<sup>2</sup>Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS,  
Moscow, Russia, samsonov@igem.ru

In the Archean Kursk block of the Voronezh Crystalline Massif, Paleoproterozoic rocks occur as narrow linear southeast-northwestern trending zones, which are continental rifts that had been produced in the Paleoproterozoic on an Archean basement and were later transformed into folded synforms. The largest Paleoproterozoic synform is the Tim-Yastrebovskaya structure, which occurs in the eastern part of the Kursk block, trends for 130 km from northwest to southeast, and has a width of 10–30 km. The synform is filled with Paleoproterozoic chemogenic-terrigenous rocks of the Kursk Group and the overlying Oskol Group, which are cut by numerous intrusions ranging from acid to ultramafic in composition.

Granitoid intrusions of the Stoilo-Nikolaevskii Complex form equant and elongate stock-shaped massifs, whose exposed areas range from 2.5 to 26 km<sup>2</sup>, and numerous dikes. The bodies are discordant and cut across folded structures of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks of the Kursk (terrigenous rocks and BIF) and Oskol (terrigenous

and carbonate rocks and metabasites) groups. At contacts with them, the host rocks are transformed to hornfels, intersected by apophyses of the intrusions, and acquire metamorphic zoning but never show any traces of melting. Some of the massifs are zonal: their peripheries are made up of diorite, which grades (through quartz diorite) into granodiorite in the cores of the massifs.

Data obtained on the outer-contact zones of the granite massifs testify that the intrusions were emplaced into cold host rocks and that temperature gradients thereby induced in the outer-contact aureoles. The calculated initial temperature of the emplaced melt is slightly higher than 870 °C, and the depths at which the intrusions were emplaced were approximately 6.3 km [Polyakova et al., 2002].

The massifs consist of undeformed pinkish gray and gray medium-grained massive of occasionally porphyritic granodiorite. The rocks have a hypidiomorphic-granular texture, which locally grades into porphyritic one because of large (up to 1 cm) plagioclase and microcline crystals and consist of 45–55 % microcline, 10–15 % quartz, 5–10 % biotite, 5 % hornblende, and accessory F-apatite, sphene, magnetite, rutile, and zircon.

The diorite composes the marginal portion of the massifs (Rogovskii and North Shchigrovskii massifs). The granodiorite grades into diorite via an increase in the contents of biotite, hornblende, and plagioclase and a decrease in the concentrations of quartz and microcline, with the composition of the minerals thereby not changing. The granitoid massifs are spatially associated in the Tim-Yastrebovskaya structure with basite intrusions. The largest of the latter is the Gnilushinskii Massif of equant (in map view) shape, which has an area of 9.0 km<sup>2</sup> and consists of biotite-amphibole gabbroids.

**Geochemistry.** The *Ekaterinovskii Massif* (26 km<sup>2</sup>) is made up of subalkaline metaluminous N-K granodiorite containing little varying SiO<sub>2</sub> concentrations (65.42–67.86 wt %) and systematically decreasing concentrations of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and CaO. The granodiorite is characterized by elevated concentrations of Rb, Ba, U, and Th; moderate concentrations of REE with strong LREE and weak HREE fractionation ( $La_n/Sm_n = 4.6–7.4$ ,  $Gd_n/Yb_n = 1.6–1.9$ ) at low positive Eu anomalies and deep negative Nb, Ti, and Sr anomalies; and with notable positive Zr anomalies.

The Rogovskii Massif (18 km<sup>2</sup>) has an equant shape and a ring inner structure. This massif is more extensively drilled and studied than the other massifs. Diorite was found in the marginal portion of the massif. The granitoids of the Rogovskii Massif are compositionally close to the rocks of the Ekaterinovskii Massif but differ from them in showing variable petrochemical characteristics. The marginal portions of the massif are made up of diorite with lower SiO<sub>2</sub> concentrations (56–62 wt. %) and higher contents of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.5–9.2 wt %) and MgO (3.0–5.9 wt. %).

Granitoids of the Rogovskii Massif are enriched in LILE and HFSE, have negative Nb anomalies, are enriched in Sr and Ba, and display a wide scatter in the total REE concentrations of 289 to 740 ppm. The rocks are enriched in LREE, which are strongly fractionated ( $La_n/Yb_n = 15–68$ ), and their REE patterns have shallow Eu minima ( $Eu/Eu^* = 0.66–0.87$ ). Diorite from the peripheral part of the massif is geochemically close to the granodiorite.

The North Shchigrovskii Massif is restricted to the northwestern boundary of the Tim-Yastrebovskaya structure with an Archean gneiss-migmatite field. The granitoids of the massif generally have relatively low concentrations of SiO<sub>2</sub> (57.34–61.78 wt %) and alkalis ( $K_2O + Na_2O = 0.84–0.99$  wt. %).

Granitoids of the North Shchigrovskii Massif are typically high in Sr (570–780 ppm) and Ba (>1100 ppm) and relatively low in HFSE: Zr (140–220 ppm) and Y (12–27 ppm), show negative Nb anomalies, a broad scatter in the total REE concentrations (117–247 ppm), and low Cr and Ni concentrations. The rocks are enriched in LREE relative to HREE, with significant fractionation [ $(La/Yb)_n = 11–20$ ] and without Eu anomalies ( $Eu/Eu^* = 0.82–0.99$ ). The trace-element and REE patterns of the diorite are similar to those of granodiorite in the core of the massif.

The zircon isotopic age (SIMS analysis at Karpinskii All-Russia Geological Institute in St. Petersburg) is 2049 ± 10 Ma for quartz diorite from the North Shchigrovskii Massif and 2045 ± 15 Ma for granodiorite from the Rogovskii Massif.

According to the Sm-Nd isotopic-geochemical data, the granitoids of the three massifs have negative εNd(T) values. Thereby quartz diorite from the North Shchigrovskii Massif has a less radiogenic Nd isotopic composition [ $εNd(2050) = -9.3$ ] than those of granodiorite of the Rogovskii and Ekaterinovskii massifs [ $εNd(2050)$  from -6.0 to -6.1]. Gabbro from the Gnilushinskii Massif also has a negative εNd(T) value, but its Nd isotopic composition is more radiogenic than that of the granitoids [ $εNd(2060) = -4.3$ ].

**Interpretation of the results.** The granitoids are metaluminous ( $A/CNK < 10$ ), always contain hornblende, and match all criteria according to which granitoids are classified with the I type [Chappel and White, 1992]. The data points of the rocks plot within the fields of arc granites in discriminant diagrams. The granitoids of the Stoilov-Nikolaevskii Complexes are metaluminous, subalkaline, mildly ferrous granites of I type enriched in LILE and LREE, with strongly fractionated LREE and HREE, and with low Cr and Ni concentrations.

The geological structural settings of all granitoid massifs in the Tim-Yastrebovskaya structure are similar, the massifs have similar inner structures and compositions, and were produced during a single tectono-magmatic episode. Their distinguishing petrochemical features include systematic compositional variations and several geochemical similarities, which suggest that the rocks were genetically related to the generation of granodiorite magma by means of differentiation of parental diorite melt. However, this model alone can hardly explain the differences in the Nd isotopic composition of discrete granitoid phases of the massifs, in which Nd isotopic composition is more radiogenic in the granodiorite than in diorite. These relations rule out the operation of the mechanism of fractional crystallization and contamination (AFC) of a single parental melt and suggest that the diorite and granodiorite melts should have been derived from two separate sources. Also, two sources of different composition are required to explain the fact that the Rogovskii Massif contains diorite with principally different REE geochemistry.

The diversity of the sources suggested for granitoid massifs of the Stoilo-Nikolaevskii Complex could also be related to involvement of at least two magma sources with contrastingly different isotopic-geochemical characteristics: Archean crust and Paleoproterozoic mantle.

The significant contribution of Archean crustal source material in the form of Mesoarchean TTG gneisses [Shchipanskii et al., 2007] to the petrogenesis of the granitoids now does not provoke any doubt. These gneisses are dominant in the Kursk block, had a long-lasting crustal evolutionary prehistory ( $\epsilon_{Nd}^{2050}$  from -11 to -17) [Shchipanskii et al., 2007], and could predetermine the low-radiogenic Nd isotopic composition of granitoids of the Stoilo-Nikolaevskii Complex. It should be emphasized that crustal melting alone was not able to produce melts parental for the Stoilo-Nikolaevskii Complex. First, this follows from the fact that the massifs contain diorite that cannot be derived via melting acid crustal rocks. Second, the model of remelting of a crustal source is in conflict with the isotopic-geochemical data indicating that the Nd isotopic composition of the diorite ( $\epsilon_{Nd}^{2050} = -9.3$ ) and granodiorite ( $\epsilon_{Nd}^{2050}$  from -6.0 to -6.1) of the Stoilo-Nikolaevskii Complex is more radiogenic than that of the TTG gneisses.

Involvement of Paleoproterozoic mantle melts as another component in the petrogenesis of the granitoids immediately follows from the gabbroids and diorites occurring either as isolated massifs or a component of composite massifs. Scarce analyses of gabbroids of the Gnilushinskaya intrusion suggest that their mantle source, which was mildly enriched in LREE, was formed in the latest Neoproterozoic at approximately 2.7 Ga ( $T_{Nd}^{DM} = 2.72$  Ga,  $\epsilon_{Nd}^{2050} = -4.4$ ).

Conceivably, various combinations of melts derived from these two compositionally contrasting sources can account for the compositional and isotopic-geochemical diversity of granitoids in the Stoilo-Nikolaevskii Complex. The predominant granodiorites of the Ekaterinovskii and Rogovskii massifs could be produced by intense crystallization differentiation of basaltic magmas whose composition is approximated by gabbroids of the Gnilushinskii intrusion and which were relatively insignificantly contaminated by TTG gneisses. An analogous mechanism could have been considered in application to diorite and quartz diorite of the North Shchigrovskii and Rogovskii massifs, but the only isotopic analysis of quartz diorite from the North Shchigrovskii is in conflict with this mechanism and suggests a much greater contribution of an ancient crustal contaminant to the diorite magma than that for the granodiorite.

**Conclusions.** The Paleoproterozoic granitoids of the Tim-Yastrebovskii structure are subalkaline, metaluminous, always contain biotite and hornblende, and are classed with I-type granitoids according to their major mineralogical and geochemical features.

The granitoid massifs were emplaced within a brief time span of 2.04–2.05 Ga. The rocks have similar isotopic-geochemical characteristics and negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values from -6.0 to -9.3, which suggest that the sources of the melts likely had had a long-lasting crustal prehistory.

The granodiorite of the Tim-Yastrebovskaya structure, which is its dominant magmatic rock, could be produced by crystallization differentiation of basalt magma insignificantly contaminated with TTG gneisses.

## REFERENCES

- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Transact. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci.* 1992. V. 83. P. 1–26.
- Polyakova T.N., Skryabin, V.Yu., Savko K.A. Phase relations and physicochemical parameters of metamorphism of carbonate rocks in contact with intrusions of the Stoilo-Nikolaevskii Complex, *Vest. Voronezh University. Ser. Geol.* 2002. N. 2. P. 46–58.
- Shchipanskii A.A., Samsonov A.V., Petrova A.Yu., Larionova Yu.O., *Geodynamics of the eastern margin of Sarmatia in the Paleoproterozoic*, *Geotektonika.* 2007. N. 1. P. 43–70.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ МАГНИТОГОРСКОЙ СЕРИИ

Д.Н. Салихов

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, Россия  
magm@ufaras.ru*

Магнитогорская серия представлена габбро-гранитными залежами. Кровельная часть залежей сложена гранитами и гранитоидами, а в их основании размещаются габброиды. При этом гранитоиды разных массивов обнаруживают значительные различия, которые проявлены и в геохимических особенностях и визуально (структурно-текстурные особенности и окраска пород). При этом визуальные характеристики позволяют безошибочно узнавать гранитоиды разных геохимических типов.

Гранитоиды магнитогорской серии представлены шестью геохимическими типами: узянским, алексеевским, мосовским, разборненским, борковским и чекинским.

*Узянский тип* гранитоидов распространен в пределах Магнитогорского поднятия. Они представлены тоналитами и плагиогранитами, которые образуют мелкие штоки и дайки. Наиболее крупный шток (300x800 м) плагиогранитов известен на юго-западном склоне г. Узянка и вскрыт главным карьером Магнитогорского железорудного месторождения. Эти же породы размещаются на северном фланге железорудного месторождения Подотвальное. Рассматриваемые плагиограниты пересечены гранитоидами мосовского типа. Плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры имеют сферолитовую и гипидиоморфнозернистую структуры и отличаются от других гранитоидов Магнитогорской серии наличием оплавленных фенокристаллов кварца.

По химическому составу породы Узянского типа принадлежат к гранитоидам нормальной щелочности с высоким содержанием оксида натрия (5.99–6.3 %) и низким оксида калия (0.42–1 %). Рассматриваемым породам свойственна также пониженная роль редких щелочных элементов (Rb, Cs), а количество Ba на порядок ниже, чем в других гранитоидах Магнитогорской серии. В распределении ВЗЭ (Zr, Nb, Ta, Hf) выявляется промежуточная количественная позиция между породами алексеевского типа и всеми остальными гранитоидами. Суммарное содержание РЗЭ составляет 26.7–95.55 г/т, отношение La/Yb = 4.0–5.4. Европиевая аномалия имеет положительный и отрицательный знаки. Элементы группы железа (Cr, Ni) имеют широкий разброс содержаний, различающихся на два порядка. Индекс насыщенности глиноземом составляет ( $al' = 1.4–1.7$ ).

*Алексеевский тип* гранитоидов объединяет Алексеевский (10 км<sup>2</sup>), Куйбасовский (45 км<sup>2</sup>) и Магнитогорский (15 км<sup>2</sup>) массивы.

Гранитоиды Алексеевского типа объединяют широкий ряд пород, представленные гранитами, гранодиоритами, диоритами и меньше граносиенитами и сиенитами нормального ряда калий-натриевой серии ( $\xi_{Na} = 0.9–2.7$ ) и весьма высокой глиноземистостью ( $al_1 = 2.1–7.7$ ) и повышенным содержанием оксида магния. Редкие щелочи (Li, Rb) присутствуют в количествах, превышающих содержания их в гранитоидах узянского типа, а цезий, как и в других гранитоидах, имеет хорошо выраженный минимум. Высокозарядные элементы ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta), напротив, имеют только пониженные значения, чем в узянском и мосовском типах гранитоидов. Сумма РЗЭ колеблется от 54.3 до 127.9 г/т. Отношение La/Yb составляет 4.9–12.1. Европиевая аномалия не проявилась. Как и для всех гранитоидов Магнитогорской серии отмечается скандиевый минимум. Хром и никель образуют две группы, по содержанию различающиеся между собой на два порядка.

*Мосовский тип* гранитоидов слагает почти весь Мосовский массив (35 км<sup>2</sup>), массивы г. Грань (в диаметре 3–4 км), частично Куйбасовский (45 км<sup>2</sup>) и Магнитогорский (около 15 км<sup>2</sup>). К мосовскому типу относятся и некоторые части Карабулакской и Богдановской группы интрузий. Кроме того, гранитоиды Малокараганского (1 × 4 км) и Гусихинского (вскрыт скважинами) массивов также отвечают мосовскому типу. Мосовский тип гранитоидов, таким образом, получил распространение во всем ареале распространения Магнитогорской серии. Преимущественно этмолитоподобные, иногда пластовые залежи этого типа быстро выклиниваются с глубиной. Выделяются две фазы пород: первая – кварцевые сиениты, граносиениты, кварцевые монцониты, вторая – дуполевошпатовые граниты и микролейкограниты.

По химическому составу гранитоиды мосовского типа отвечают субщелочным разновидностям калиево-натриевой серии ( $\xi_{Na} = 0.95–1.7$ ) с весьма высокими показателями глиноземистости ( $al' = 2.1–6.5$ ). В них повышенные количества суммарного оксида железа ( $FeO_{\Sigma} = 3.17–4.39$  %) и оксида магния ( $MgO = 0.87–4.81$  %). Высокозарядные элементы (Zr, Nb, Hf, Ta) имеют повышенные количества, но уступают щелочным

гранитоидам Чекинского типа. РЗЭ в них колеблется в значительных пределах, равные в сумме от 58.61 до 100.85 г/т. Отношение La/Yb составляет 3.5–4.9%. В отличие от алексеевского типа гранитов в них проявляются хорошо выраженные отрицательные Eu аномалии, указывающие на интенсивную дифференциацию расплава с накоплением ВЗЭ. Для мосовского типа, как и других гранитоидов Магнитогорской серии, на спайдердиаграмме характерны минимумы цезия и скандия. Элементы группы железа (Co, Ni, Cr) обнаружены в очень низких количествах.

*Разборненский тип* гранитоидов слагает ряд залежей в составе Разборненского массива (3 × 7 км), массива г. Мохнатой (0.5 × 3 км), северо-восточную часть массива Южные Борки (3 × 6 км). Морфология залежей – субпластовая с крутым на запад падением. Разборненский тип сформировался в две гранитные фазы. Первая фаза представлена светло-серыми, желтовато-серыми и светло-розовыми среднезернистыми, иногда мелкозернистыми порфировидными разновидностями гранитов. Вторая фаза – лейкократовые гранитоиды, представленные небольшими телами и дайками.

По химическому составу породы отвечают субщелочным гранитоидам калиево-натриевой серии с сопоставимыми содержаниями калия и натрия. Глиноземистость в них высокая и отвечает категории весьма глиноземистых ( $al' = 3.9–5.5$ ). Фигуративные точки редких и рассеянных элементов распределены компактно. Однако, их содержания заметно отличаются от ранее описанных типов гранитоидов низкими количественными показателями. В разборненском типе низки количественные показатели Ti с V. Количество Rb в них превосходит содержание элемента относительно других гранитоидов Магнитогорской серии. В отдельных пробах присутствуют «ураганные» количества Sr и Ni. РЗЭ в рассматриваемом типе гранитоидов в сумме составляют 31.5–99.6 г/т, отношения La/Yb составляют 1.8–8.9. Хорошо выражена максимальная по значению отрицательная аномалия Eu. Устойчиво сохраняются минимумы цезия и скандия.

*Борковский тип* гранитоидов развит в массивах Северные Борки [(1–1.2) × 2.5 км], Южные Борки [(1.5–2.5) × 2.5 км] и Богдановский [(4–4.5) × 7 км]. Состав гранитоидов варьирует от граносиенитов до лейкогранитов.

По химическому составу породы отвечают субщелочным гранитоидам калий-натриевой серии ( $\xi_{Na} = 1.2–2.2$ ) и относятся к весьма высокоглиноземистому ( $al' = 3.4–6.1$ ) типу. Редкие и рассеянные элементы образуют спектры, близкие к спектрам гранитоидов разборненского типа. Вместе с тем, отмечаются повышенные количества ВЗЭ (Nb, Zr, Ta, Hf) в половине проанализированных образцов. Сходная картина наблюдается для Sr. В гранитоидах борковского типа, так же, как и в разборненских гранитоидах, часть образцов резко обогащена Sr и Ni. Содержания Rb, Ba и Th относительно гранитоидов разборненского типа отвечают минимальным значениям. Суммарное содержание РЗЭ в них колеблется от 50.5 до 235.0 г/т. Отношение La/Yb составляет 4.3–8.2. Отчетливо проявлена отрицательная Eu аномалия. Минимумы Cs и Sc на спайдердиаграмме идентичны другим типам гранитоидов грабена.

*Чекинский тип* щелочных гранитов и граносиенитов слагают Чекинский (около 10 км<sup>2</sup>), Грязнушинский (1.5 × 3.5 км), Богдановский (4–4.5) × 7 км массивы, размещающиеся в среднем и южном секторе, а также Малочекинский и массив г. Кудрявой на востоке Восточно-Магнитогорской зоны, где они образуют самостоятельные интрузии.

Щелочные граниты в минеральном составе содержат вытянутые призматические и игольчатые кристаллы темно-зеленого пироксена ряда эгирин-геденбергит и амфиболы ряда феррорихтерит-рибекит-арфведсонит. Эгирины являются высокотитанистыми и содержат повышенное количество Zr [Фурина, 2010]. Калиевые полевые шпаты представлены анортоклазом, микроклином. Акцессорные минералы – ксенотим, монацит, апатит, сфен и циркон.

По количеству и соотношению щелочей гранитоиды отвечают высокоглиноземистым ( $al_1 = 1.4–4.0$ ) щелочным породам калий-натриевой серии ( $K_{Na} = 1–2$ ). ВЗЭ (Zr, Hf, Ta) в Чекинском типе гранитоидов присутствуют в повышенных количествах, а содержание Sr в них минимальное, что определяет существенный рост отрицательной его аномалии. Содержание Rb низкое, отвечая промежуточному значению между узьянским и всеми другими типами гранитоидов рассматриваемой серии. Наиболее низкие содержания свойственны Sr и Ni, однако в единичных пробах они возрастают на один или даже два порядка. Редкоземельные элементы в них присутствуют в количествах от 100.1 до 114.6 г/т, что сопоставимо с гранитоидами Борковского и Узьянского типов. Отношение La/Yb составляет 4.6–5.6. Устанавливается отчетливый Eu минимум.

Рассматриваемые габбро-гранитные интрузивы сформировались в обстановке коллизии Казахстанской плиты и Восточно-Европейского континента в пределах аккреционной зоны, охватывавшей территорию островодужного развития региона. Следовательно, выявленные геохимические особенности отражают специфику магматизма коллизионной эпохи, последовавшей после островодужной геохимической обстановки.

Итак, гранитоиды Магнитогорской серии представлены различными геохимическими типами, что выражено, прежде всего, в щелочности пород. Различаются натриевые, калий-натриевые, свойственные нормальному ряду, с равными количествами оксидов калия и натрия, субщелочные и щелочные калий-натриевые гранитоиды. Другой геохимической особенностью является повышенная роль ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf) и нестабильные количества РЗЭ. Кроме того, рассматриваемым гранитоидам свойственны минимумы Cs, Sc и элементов группы железа (Cr, Ni). Последние в реальных значениях представлены двумя модами, что подтверждает генетическую связь гранитоидов с габброидами, с которыми они образуют единые массивы.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

Фурина М.А. Строение и условия формирования массивов триасовых щелочных гранитоидов Малочекинского комплекса (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал). Дис. ... канд. гело.-мин. наук. М., 2010. 186 с.

## ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ НА СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОНГОНИТОВ ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА

**Е.Н. Соколова<sup>1,2,3</sup>, С.З. Смирнов<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия  
ekaterina@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия  
abspt@ggf.tsu.ru

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия  
ssmr@igm.nsc.ru

По наиболее распространенным современным представлениям, редкометалльные граниты формируются из расплавов, которые представляют собой продукты глубокой дифференциации кислых магм и обособляются при кристаллизации остаточных магматических очагов. В этих процессах происходит накопление летучих компонентов ( $H_2O$ , F, Cl, B), которые играют важную роль в образовании и эволюции редкометалльных магм и сопутствуют накоплению редких, в том числе и рудных, элементов. В данной работе показана роль флюидно-магматического взаимодействия как одного из факторов, определяющих гетерогенность состава пород в пределах Восточно-Калгутинского онгонитового дайкового пояса.

Восточно-Калгутинский дайковый пояс входит в состав Калгутинской рудно-магматической системы (215–184 млн лет), которая также включает массив биотитовых гранитов главной фазы, штоки лейкогранитов фаз дополнительных интрузий и Калгутинское Мо-W грейзеново-жильное месторождение. Пояс слагают кислые породы фельзит-порфирирового облика. В связи с повышенным содержанием редких щелочей породы пояса относятся к плюмазитовым редкометалльным гранитоидам, выделяясь среди прочих его представителей повышенным содержанием фосфора при умеренном содержании фтора. По соотношению K/Na в составе дайковых пород пояса выделяются натриевые и калиевые разновидности онгонитов. Последние во многих предшествующих работах названы эльванами, а для богатых фосфором ультраредкометалльных онгонитов предложено название калгутиты.

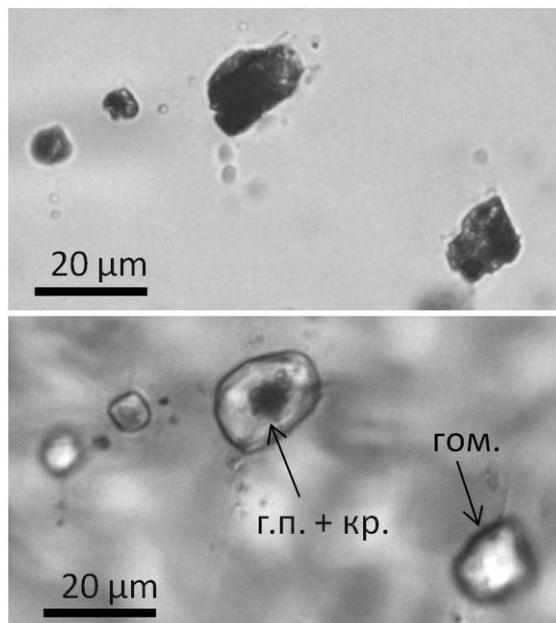
В наших предшествующих работах показано, что формирование вкрапленников исследуемых дайковых пород происходило в глубинных магматических камерах из водонасыщенных магм в условиях высокого флюидного давления (4.5–6 кбар) при температуре 565–620 °С. Прямые определения состав расплава проводились при изучении гомогенизированных и закаленных расплавных включений в порфирировых вкрапленниках кварца (рис. 1). Впервые показано, что расплавы, из которых кристаллизовались вкрапленники, имели высокие содержания редких литофильных элементов, соизмеримые с таковыми в породах: Li до 3330 ppm, Rb до 1200 ppm, Cs до 1400 ppm, а также 0.3–0.8 мас. % F и 0.3–0.7 мас. %  $P_2O_5$  [Соколова, 2014].

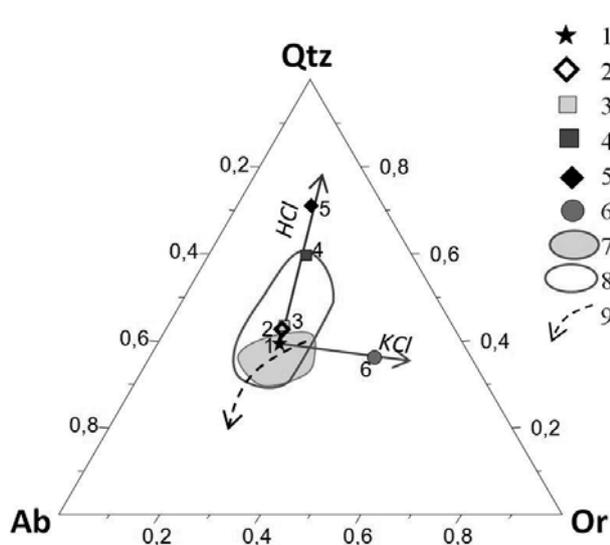
Для состава расплавов, формировавших породы Восточно-Калгутинского пояса, характерен необычный тренд, направленный в сторону кварцевой вершины гаплогранитного треугольника, со смещением K/Na в сторону K (рис. 2). Обычно эволюция состава редкометалльных расплавов происходит по «альбитовому тренду». Причиной такой эволюции расплавов Восточно-Калгутинского пояса могло быть взаимодействие расплава с водными флюидами. Присутствие свободного флюида в момент кристаллизации вкрапленников доказывается наличием флюидных включений, сингенетичных с расплавными.

Проведено моделирование изменения состава гаплогранитного расплава при взаимодействии с разным количеством флюидов ( $H_2O$ -KCl,  $H_2O$ -HCl). Как извест-

**Рис. 1.** Зональные расплавные включения (РВ) во вкрапленниках кварца пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса до (сверху) и после прогрева (снизу):

гом. – гомогенное РВ, г.п. – газовый пузырек, кр. – кристаллы.





**Рис. 2.** Вариации состава гаплогранитного расплава, обусловленные взаимодействием с флюидной фазой.

1–5 – состав расплава после взаимодействия с флюидной фазой (раствором HCl); 1 – 0,37 мас. %, флюид:расплав = 1:10 (точка 1 совпадает с составом исходного расплава); 2 – 5 мас. %, 1:10; 3 – 0,37 мас. %, 1:1; 4 – 0,37 мас. %, 5:1; 5 – 5 мас. %, 1:1; 6 – 8 мас. % KCl, 1:1; 7 – поле составов пород Восточно-Калгутинского пояса; 8 – поле составов РВ в кварце пород Восточно-Калгутинского пояса, 9 – смещение минимума котектик при повышенном давлении (“альбитовый тренд”).

но, в системе флюид-расплав калий более несовместим, чем натрий [Bai, Koster van Groos, 1999]. Таким образом, водный флюид в большей степени обогащается натрием, а калий в большей степени переходит в расплав. Первый вариант взаимодействия рассматривался для закрытой системы исходя из предположения, что расплав не может содержать больше 10 мас. % растворенной воды. Количество флюидной фазы, которое могло выделиться при вскипании магмы

(до 10 мас. %), не достаточно для наблюдаемого изменения состава расплава, даже в случае высокой концентрации HCl (рис. 2, т. 1, 2). Для его смещения в ожидаемом направлении рассматривался второй вариант: кристаллизация расплава в открытой системе. Наблюдаемое изменение состава расплава удалось смоделировать путем взаимодействия расплава либо с сопоставимым по массе количеством более концентрированного (1,4 m) водного раствора HCl (см. рис. 2, т. 5), либо с превышающим массу расплава количеством более разбавленного (0,1 m) раствора HCl (см. рис. 2, т. 4). В обоих случаях относительная доля SiO<sub>2</sub> в расплаве возрастает в связи с убыванием доли щелочей, а относительная доля калия растет, поскольку натрий в большей степени удаляется во флюид. В случае добавления водного флюида, содержащего NaCl либо KCl, расплав будет обогащаться щелочами, и точка составов на треугольнике будет смещаться к полевошпатовой стороне, противоположно наблюдаемому тренду (см. рис. 2, т. 6). Это отрицает возможность участия калий- и натрийсодержащего флюида в кристаллизации редкометалльной магмы. Водные растворы хлоридов натрия и калия, захваченные в виде флюидных включений, представляют собой результат реакции между силикатным расплавом и водным раствором HCl.

Проведенные исследования и расчеты показывают, что количества флюидной фазы, которое могло выделиться из расплава, не достаточно для наблюдаемого изменения состава расплава. Магматическая камера, где происходила кристаллизация порфировых вкрапленников пород Восточно-Калгутинских даек, представляла собой очаг, открытый для поступления внешнего интрателлурического флюида.

Гранитная магма обладает высокой вязкостью, что препятствовало равномерному распределению флюида по магматической камере, создавая участки, где происходило переуравновешивание с флюидной фазой (калиевые онгониты, или эльваны), и участки магмы исходного состава (натриевые онгониты). Вскрытие такой магматической камеры при повышении флюидного давления приводило к внедрению магм разного состава из разных частей камеры. При малом объеме калиевых и натриевых участков, магмы разного состава могли внедряться в пределах одного дайкового тела. Примером такой неоднородности является центральная дайка Восточно-Калгутинского пояса. Она сложена мелкопорфировыми или афировыми разностями, которые представлены онгонитами, и более раскристаллизованными, крупнопорфировыми эльванами с фациальными переходами между ними. Мы считаем, что во флюидонасыщенных порциях магмы флюидная фаза, помимо смещения состава расплава в сторону повышения K/Na, способствовала росту более крупных кристаллов.

Подобный механизм изменения состава расплава под воздействием флюидной фазы можно рассматривать в рамках модели метамагматизма [Коржинский, 1968], которая используется для объяснения разнообразия составов пегматитов и других кислых пород.

В последние годы в публикациях появляется все больше сведений о связи раннемезозойских интрузий редкометалльных гранитоидов юга Сибири с отголосками плюмового магматизма на Сибирской и Таримской платформах [Добрецов и др., 2005; Борисенко и др., 2006 и др.]. На южном Алтае свидетельствами такой связи являются проявления даек лампрофиров чуйского комплекса близкого возраста (236–234 и 250–242 млн лет) [Васюкова и др., 2011]. В настоящий момент в качестве источника внешнего флюида при формировании Восточно-Калгутинского пояса можно предполагать либо прямое поступление из флюидона-

сыщенной щелочно-базитовой магмы, либо активизацию и конвекцию метаморфогенного флюида под воздействием тепла мантийного очага. Вероятно, этот дополнительный флюид, помимо участия в формировании и эволюции редкометалльных расплавов, обеспечил эффективное концентрирование рудных компонентов, что обусловило формирование крупного редкометалльного месторождения.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00471; № 10-05-00913).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006. Т.47, №1. С. 166–182.
- Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая // Геология и геофизика. 2011. Т. 2, № 12. С. 2001–2021.
- Добрецов Н. Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докла. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
- Коржинский Д.С. В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968. С. 69–74.
- Соколова Е.Н. Физико-химические условия кристаллизации гранитных расплавов редкометалльных дайковых поясов Южного Алтая и Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2014. 16 с.
- Bai T.B., Koster van Groos A.F The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La, and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999. V. 63. P. 1117–1131.

### INFLUENCE OF FLUID PHASE ON COMPOSITION OF RARE-METAL GRANITE MAGMA: ORIGIN OF ONGONITES OF THE EAST-KALGUTY DYKE BELT

**E.N. Sokolova<sup>1,2,3</sup>, S.Z. Smirnov<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia  
ekaterina@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Tomsk State University, Tomsk, Russia, labspm@ggf.tsu.ru*

<sup>3</sup>*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, ssmr@igm.nsc.ru*

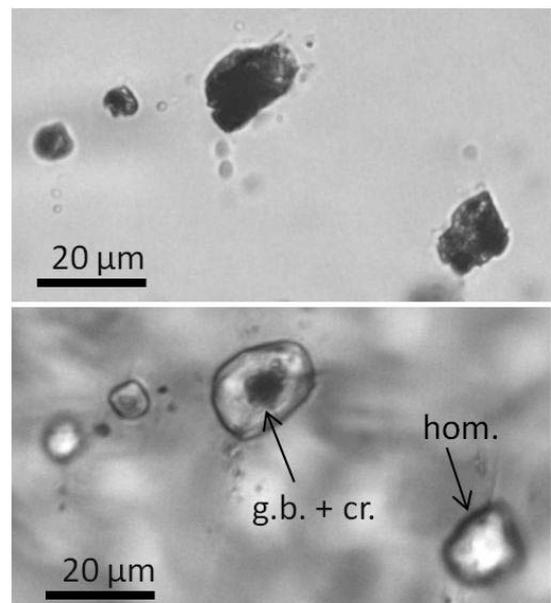
According to the most common modern ideas, rare-metal granites are products of deep differentiation of silicic magmas and segregated during crystallization of residual magma chambers. These processes lead to accumulation of major volatile components, e.g. H<sub>2</sub>O, F, Cl, B, playing an important role in the formation and evolution of melts and concomitant accumulation of rare metals. In this paper we show a role of interaction between magma and aqueous fluid as one of the factor controlling evolution and variability of rock compositions within the East-Kalguty ongonite dike belt (EKB).

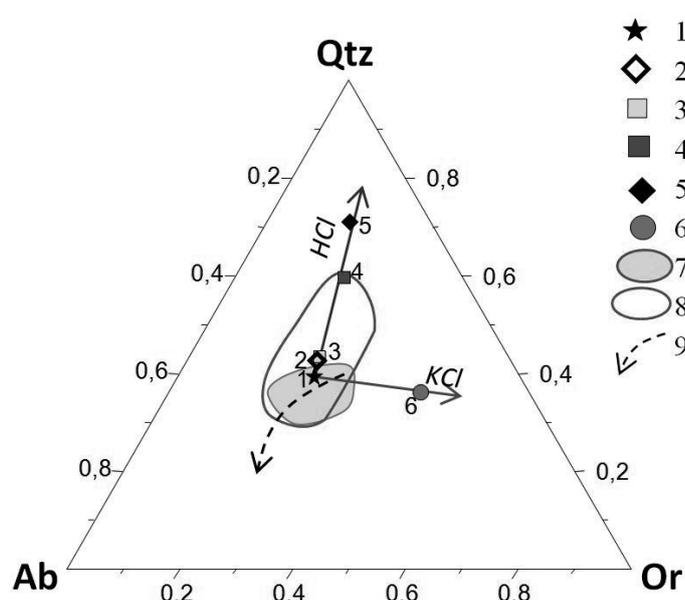
East-Kalguty dyke belt is part of Kalguty ore-magmatic system (215–184 Ma), which includes granite massif of the major intrusion phase, leucogranites of the additional intrusion phase and Mo-W greisens and hydrothermal vein deposit. Dykes are composed of acidic felsitic and porphyric rocks. According to their bulk compositions dyke rocks belong to peraluminous rare metal granitoids. Unlike other rare-metal granitoids compositions of dykes are featured by elevated phosphorus at moderate fluorine contents. On the basis of K/Na ratios EKB rocks are divided into Na-rich (K/Na < 1) and K-rich (K/Na > 1) ongonites. The latter are frequently referred to as elvans in previous studies. The name kalgutite is proposed for the rare-metal-rich Na-ongonites with highest F and P contents.

Previous fluid and melt inclusion studies revealed that crystallization of ongonitic phenocrysts occurs in the deep magma

**Fig. 1.** Primary melt inclusions in quartz phenocryst in EKB ongonite. Before heating (top) and after heating (bottom).

hom. – homogenized melt inclusion, g.b. – gas bubble, cr. – unmelted crystals.





**Fig. 2.** The changes of haplogranitic melt compositions in the course of fluid-melt interactions.

1–5 – calculated melt compositions ( $H_2O$ -HCl fluid); 1 – 0.37 wt. %, fluid:melt=1:10 coincides with the starting melt composition; 2 – 5 wt. %, 1:10; 3 – 0.37 wt. %, 1:1; 4 – 0.37 wt. %, 5:1; 5 – 5 wt. %, 1:1; 6 – 8 wt. % KCl, 1:1; 7 – EKB bulk-rock compositions; 8 – melt inclusion compositions; 9 – shift of haplogranite minimum compositions at the closed-system crystallization (albite trend).

chambers. They grew from water-saturated magma at 565–620 °C under high fluid pressure (4.5–6.0 kbar). Melt compositions were constrained from the study of re-melted and homogenized melt inclusions in quartz phenocrysts (fig. 1). This study show that phenocrysts crystallized from melts with high rare lithophile element contents, which are comparable with the bulk rock compositions: Li up to 3330 ppm, Rb up to 1200 ppm, Cs up to 1400 ppm. The melts are enriched in F (0.3–0.8 wt. %)

and  $P_2O_5$  (0.3–0.7 wt. %) [Sokolova, 2014].

Normative compositions of melt inclusions in quarts from EKB ongonites are characterized by unusual trend directed towards the quartz corner of haplogranitic triangle Qz-Ab-Or, with increasing of K/Na ratio (fig. 2). This does not correspond to typical evolution of crystallizing water-saturated granitic melts, which compositions form trend directed to albite corner (albite trend), with decreasing K/Na ratio. This kind of evolution cannot be explained by simple crystallization of granitic magma in the closed system.

One of the possible explanations of unusual trend is an interaction of the granitic melts with aqueous fluids. Fluid and melt inclusion study demonstrated that the ongonitic magma in the course of phenocryst crystallization was heterogeneous and consisted of silicate melt, aqueous fluid and growing crystal. Primary and secondary fluid inclusions are abundant although no evidences of late hydrothermal alteration of the studied dykes were recorded. Thus we suggest that significant amounts of aqueous fluid were presented in the chamber. This water could either be released in the course of magma crystallization (closed-system scenario) or injected into magma chamber from an outside source (open-system scenario).

Mass-balance simulation of fluid-magma interaction was carried out for haplogranitic compositions. The change of melt composition was constrained from the approach of interaction between magma and aqueous fluid only. Thus it could be a tentative model for the earliest crystallization of magma. Fluids of different compositions ( $H_2O$ -KCl,  $H_2O$ -HCl) and different magma-to-fluid mass ratios were used. It is a common knowledge that, potassium is more incompatible with the silicate melts than sodium [Bai, Koster van Groos, 1999]. Thus, an aqueous fluid should be increasingly enriched by sodium while potassium should be reserved in the melt. The use of  $H_2O$ -KCl fluid does not result in the trend, observed for EKB melts, while interaction of magma with  $H_2O$ -HCl fluid shifted compositions in the desired direction. Thus  $H_2O$ -HCl system was used for further calculations. The closed system scenario implies that the system cannot contain more than 10 wt. % of  $H_2O$ . This scenario was modeled in assumption that all water releases at the early stages of crystallization, thus the effect should be over-estimated compared to natural process. The calculation of closed-system scenario showed that amounts of fluid, are not enough to explain the observed shift of the melt compositions even if assume geologically unreal high HCl concentrations (fig. 2, points № 1, 2). The observed shift appeared to be possible in open-system scenario. In order to change haplogranitic to the most quartz enriched compositions the melt should react with greater amounts of fluid. The observed effect is modeled on addition of 1,4 m-HCl fluid, which mass is comparable with the mass of the melt (fig. 2, point 5). If assume more diluted 0.1 m-HCl fluid the required mass should be greater than that of the melt (fig. 2, point 4). In both cases, the relative proportion of  $SiO_2$  in the melt increases due to the decrease of alkali. Relative proportion of potassium increases since sodium is more extensively removed into fluid than potassium. In the case of NaCl or KCl content in the fluid melt becomes enriched with alkali, and point 1 shifts to the feldspar side of the triangle opposite to the observed field 8 (fig. 2, point 6). Thus NaCl- and

KCl-rich aqueous solutions, entrapped as inclusions of magmatic fluids could be regarded as a result of reaction between HCl-rich fluid and silicate melt.

Our study and calculations imply that amount of the fluid phase released from the melt in the course of closed-system crystallization is not enough to explain the observed trend of the melt compositions, while open-system scenario with input of significant amounts of additional fluid agrees well with it.

Slow diffusion in the viscous granitic melts should prevent complete reequilibration of the magma chamber on injection of fluid phase. The degree of reaction is higher at the place of injection and is expected to decrease outside it. The non-uniform distribution of fluid phase within the magma chamber leads to appearance of enriched portions with higher reaction degree (K-ongonites (elvans)) and portions of less-reequilibrated magma (Na-ongonites). Thus opening of chamber due to fluid overpressure should result in extrusions of compositionally different magmas from different portions of the chamber. On the other hand if the volumes of the reequilibrated magma are small then different compositions should be observed in the single dyke. The Central dyke of the belt displays such heterogeneity. It is composed of finely porphyric or aphyric Na-ongonites and coarsely porphyric K-ongonites (elvanes), with gradual transitions between them. We believe that fluid phase facilitates crystal growth in K-rich portions of the magma with abundant fluid separations, while Na-rich portions magma contained less fluid separations and the growth of phenocrysts was suppressed.

The modification of magma compositions under the influence of the fluid phase can be considered within the metamagmatic model [Korzhinsky, 1968]. This model is used to explain the chemical diversity of pegmatitic fields and single bodies.

The source of large amounts of aqueous fluids can be discussed on the basis of links between Early Mesozoic rare-metal granitic magmatism in southern Siberia and mantle-plume activation of the Siberian and Tarim platform boundaries [Dobretsov et al., 2005; Borisenko et al., 2006]. The manifestation of plume activity in a vicinity of EKB is the Chuya lamprophyre dyke complex which age is close to EKB (236–234 and 250–242 Ma) [Vasyukova et al., 2011]. Deep intrusions of the mantle alkaline magma may serve either as a direct source of aqueous fluid or as a trigger for convection flow of crustal metamorphic fluids, which could be a transport link between deep-seated mafic and upper-crustal granitic magma chambers. The interaction of external fluid with aqueous fluid released in the course of magma crystallization and the rare-metal rich granitic melts promotes effective concentration of the ore metals and formation of ore-forming aqueous fluid as a result.

*This study is supported by RFBR grants (13-05-00471; 10-05-00913).*

## REFERENCES

- Bai T.B., Koster van Groos A.F. The distribution of Na, K, Rb, Sr, Al, Ge, Cu, W, Mo, La, and Ce between granitic melts and coexisting aqueous fluids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999. V. 63. P. 1117–1131.
- Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Obolensky A.A. Permo-Triassic mineralization in Asia and its relation to plume magmatism // *Russian geology and geophysics*. 2006. V. 47. № 1. P. 170–186.
- Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Kruk N.N. Permian-Triassic Magmatism in Altai-Sayan Fold Region as Result of Siberian Superplume // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 400. N 1. P. 40–43.
- Korzhinsky D.S. In book.: *Earth crust and upper mantle*. M.: Nauka, 1968. P. 69–74. [In Russian].
- Sokolova E.N. Physico-chemical conditions of crystallization of granite melts of rare-metal dyke belts of Southern Altai and Eastern Kazakhstan: PhD thesis. Novosibirsk, 2014. 16 p. [In Russian].
- Vasyukova E.A., Izokh A.E., Borisenko A.S., Pavlova G.G., Sukhorukov V.P., Anh T.T. Early mesozoic lamprophyres in Gorny Altai: petrology and age boundaries // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. № 12. P. 1574–1591.

## О СИНХРОННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИД-ИГНИМБРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В КААХЕМСКОМ МАГМАТИЧЕСКОМ АРЕАЛЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.М. Сугоракова

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,  
Кызыл, Россия, samina51@inbox.ru

Нами была выделена позднеордовикская Бренская вулканоплутоническая ассоциация (ВПА) в строении Каахемского магматического ареала, представленная Бренским гранитоидным массивом и полями игнимбритов в западном и северном обрамлении этого же массива [Сугоракова, Монгуш, 2008; Монгуш, Сугоракова, 2008].

Плутоническую часть этой ассоциации составляет Бренский гранитоидный массив (~1500 км<sup>2</sup>) одноименного комплекса, позднеордовикский (450 млн лет) возраст которого достоверно установлен лишь в последние годы [Козаков и др., 2003; Руднев и др., 2006] по двуполевошпатовым гранитам. Вулканическая составляющая представлена «сайлыгской» толщей. Ранее она считалась нижедевонской, но к настоящему времени стратиграфическими и фаунистическими данными доказан её дораннедевонский возраст [Сугоракова, 2007]. Полевые наблюдения и петрографическое изучение показывают, что «сайлыгская» толща имеет существенно игнимбритовый состав. На современном эрозионном срезе она сохранилась в виде отдельных «пятен», приуроченных к положительным формам рельефа (вертикальное вскрытие до 700 м) и пространственно тяготеющих к западной и северной окраинным участкам Бренского гранитоидного массива. Площади наиболее крупных «пятен», представленных на Бельбейском и Балгазынском участках, составляют ~350 и ~100 км<sup>2</sup> соответственно.

Характерные особенности гранитоидов массива:

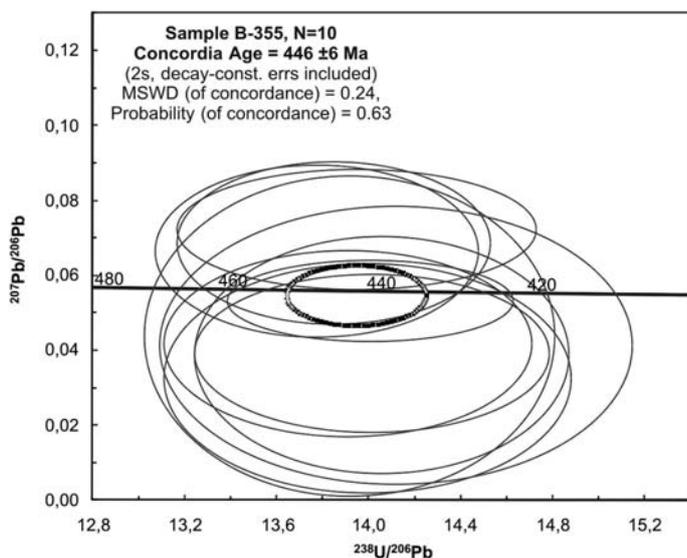
- неоднородные структуры: порфириовидные, полипорфириовидные мелко-средне-крупнозернистые до гигантозернистых, быстро сменяющие друг друга;
- неоднородные текстуры: пятнистость по колебаниям содержания темноцветных минералов, сопровождающаяся присутствием большого количества меланократовых пятен и линз;
- ярко выраженная двуполевошпатовость: пелитизированные каликатровые и калиевые полевые шпаты контрастно отличаются от сосюритизированных и альбитизированных плагиоклазов;
- монолитность, крупноглыбовость гранитоидов, сочетающиеся с постепенным, равномерным разрушением массивов до дресвы.

Игнимбритовые же поля состоят практически только из риолитовых и риолит-дацитовых порфиров игнимбритового облика (обрывки лав, стекла, кристаллов кварца и полевых шпатов, фьямме, полосчатость и пр.). В районе Бельбейской мульды они на площади более 350 км<sup>2</sup> характеризуются текстурно-структурной однородностью, практически не имеют признаков стратификации и не содержат каких-либо терригенных пород. Все перечисленные выше особенности этих образований сохраняются и в их вертикальном срезе по скальным обрывам высотой до 700 м на правом берегу р. Малый Енисей. На левобережье

р. Соя, в ~5 км к востоку от с. Балгазын мы установили постепенный переход в ряду: граниты – гранит-порфиры – риолит-порфиры с обломками гранитов – обломочные вулканиды (игнимбриды). А в районе устья руч. Хадавалар (правый приток р. М. Енисей) наблюдается, что граниты рвутся игнимбридами. Игнимбриды в районе контакта содержат обильные ксенолиты гранитов до 30 см.

Петрохимический анализ гранитоидов Бренского массива и игнимбритов на диаграммах Харкера показал их полную идентичность [Сугоракова, Монгуш, 2008; Монгуш, Сугоракова, 2008]. Вариации SiO<sub>2</sub> в данной ВПА составляют 64.5–77 мас. %, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – 6–9 мас. %.

Граниты и игнимбриды характеризуются также близким изотопным составом Nd и Sr: εNd(T) обязательно положительна и равна 0.4–



4.8 (граниты) и 2.7–2.9 (игнимбриты); отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляет 0.7132–0.7159 (граниты) и 0.7094–0.7174 (игнимбриты). Сумма РЗЭ – 180–230 г/т.

В целях уточнения и возраста игнимбритов и сравнения его с возрастом гранитоидов Бренского массива нами была отобрана монофракция циркона из пробы Б-355. Циркон представляет собой бипирамидальные прозрачные кристаллы и обломки кристаллов. Цвет бледно-розовый и бесцветный с буровато-желтоватым налетом. Часть кристаллов имеют включения. Размеры 0.2 мм и меньше. U-Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Результаты выполненных геохронологических исследований позволяют определить конкордантный возраст игнимбритов равным  $446 \pm 6$  млн лет (см. рисунок).

Ранее определенный возраст двуполевошпатовых гранитоидов Бренского массива –  $450 \pm 5$  млн лет [Руднев и др., 2006]. Таким образом, в пределах погрешности измерений возраст игнимбритов и гранитоидов совпадает и позволяет сделать вывод о позднеордовикском времени формирования Бренской гранитоидно-игнимбритовой вулканоплутонической ассоциации. Мы полагаем, что масштабное гранитообразование, окончательно запечатавшее в ордовике аккреционно-коллизийную структуру Алтае-Саянской области, в областях распространения докембрийских метаморфизованных пород в ряде случаев сопровождалось не менее масштабной вулканической деятельностью с игнимбритовым типом извержения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11, № 5. С. 491–511.
- Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Бренский гранитоидный комплекс и «сайлыгская» вулканогенная толща – позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация (Восточная Тува) // Материалы Первой Международной геологической конференции ‘Граниты и эволюция Земли’. 26–29 августа 2008 г. Улан-Удэ, 2008. С. 254–257.
- Руднев С.Н. и др. Каахемский полихронный батолит (В.Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- Сугоракова А.М. К вопросу о возрасте гранитоидного бренского комплекса (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. В 2 томах. Т. 2. С. 105–106.
- Сугоракова А.М., Монгуш А.А. Позднеордовикская вулканоплутоническая ассоциация Восточной Тувы: геолого-петрографические и петрохимические особенности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. В 2 томах. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. Т. 2. С. 117–118.

#### ABOUT SYNCHRONEITY FORMATION OF GRANITOID-IGNIMBRITE ASSOCIATION IN THE KAAKHEM MAGMATIC AREAL (EASTERN TUVA)

**A.M. Sugorakova**

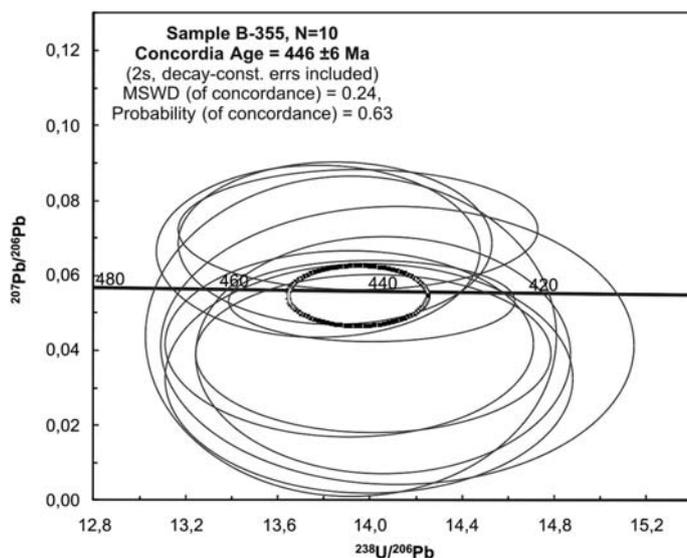
*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia  
samina51@inbox.ru*

The Late Ordovician Brensky volcanoplutonic association (VPA) is singled out in the structure of the Kaakhem magmatic areal presented by Brensky granitoid massifs and deposits of ignimbrites in the western and northern framing of the same massifs [Sugorakova, Mongush, 2008; Mongush, Sugorakova, 2008].

Plutonic part of the mentioned association makes out Brensky granitoid massifs (~1500 km<sup>2</sup>) of the same named complex, the Late Ordovician (450 Ma) age of which is conclusively established in recent years [Kozakov, etc., 2003; Rudnev, etc., 2006] according to the two-fieldspathic granites. Volcanic component is represented by “sailygsky” rock mass. It was previously considered Low Devonian, but recently stratigraphic and faunal data proved its Pre Early Devonian age [Sugorakova, 2007]. Field observations and petrographic study show that “sailygsky” strata has a substantially ignimbrite composition. It remained in the form of separate “spots” in the recent erosion zone, limited to the positive relief forms (vertical developing up to 700 m) and spatially gravitating towards the western and northern marginal parts of the Brensky granitoid massifs. Areas of the largest “spots”, presented by Belbeisky and Balgazynsky areas reach ~350 and ~100 km<sup>2</sup> respectively.

Characteristic features of the massifs granitoids are:

– heterogeneous structures: porphyry, poly-porphyraceous fine-medium-coarse-grained up to giant-grained, quick-alternating;



mentioned features exist in the vertical level on the rocky cliffs up to 700 m height on the right bank of the Malyy Yenisei river. We fixed gradational series contact on the left bank of the Soja river, within ~5 km east of Balgazyn village: granites – granite-porphyrines – rhyolite-porphyrines with fragments of granites – clastic volcanics (ignimbrites). Granites has been traced to interflow with ignimbrites near the mouth of the Khadavalar watercourse (the right feeder of the Malyy Yenisei). Ignimbrites of the contact area contain abundant xenoliths of granites up to 30 cm.

Petrochemical analysis of the Brensky massif granitoids and ignimbrites showed their complete identity according to Kharker diagrams [Sugorakova, Mongush, 2008; Mongush, Sugorakova, 2008].  $\text{SiO}_2$  variations in the WPA make up 64.5–77 wt. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  – 6–9 wt. %.

Granites and ignimbrites are also characterized by similar isotopic composition of Nd and Sr:  $\epsilon\text{Nd}(T)$  must be positive and equal to 0.4–4.8 (granites) and 2.7–2.9 (ignimbrites);  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is 0.7132–0.7159 (granites) and 0.7094–0.7174 (ignimbrites). Sum of REEs – 180–230 g/t.

Zircon monofraction was sampled from sample B-355 for age identification of ignimbrites and comparing with the age of granitoids of the Brensky massif. Zircon is a bipyramidal transparent crystals and fragments of crystals. Color is light-pink and colorless with ochraceous incrustation. Some crystals have inclusions. Dimensions are 0.2 mm and less. U-Pb zircon dating is carried out on the ion microprobe SHRIMP-II at the Center for Isotope Studies of A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute. The results of geochronological studies allow to determine concordant age of ignimbrites which is equal to  $446 \pm 6$  Ma (see fig.).

Previously identified age of two-feldspar granites of the Brensky massif –  $450 \pm 5$  Ma [Rudnev, etc., 2006]. Therefore, within the measurement error of ignimbrites and granitoids age coincides and allow us to conclude about Late Ordovician formation time of the Brensky granitoid-ignimbrite volcanoplutonic association. We conceive that large granite-formation that is permanently imprinted accretion-collisional structure of the Altai-Sayan region in the Ordovician, in the effect areas of Precambrian metamorphic rocks, in some cases accompanied at least of a large volcanic activity with ignimbrite type of eruption.

## REFERENCES

- Kozakov I.K., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., et al. Crust-forming processes in the geological development of the Tuva-Mongolian Massif: Sm-Nd isotopic and geochemical data on granitoids // *Petrology*. 2003. V. 11? N 5. P. 491–511.
- Mongush A.A., Sugorakova A.M. Brensky granitoid complex and «sailygsky» volcanic stratum – the Late Ordovician volcanoplutonic association (Eastern Tuva) // *Proceedings of the First International Geological Conference 'Granites and evolution of the Earth'*. 26–29 August, 2008, Ulan-Ude, 2008. P. 254–257.
- Rudnev S.N., etc. Kaakhemsky polychronous batholith (Eastern Tuva): composition, age, sources and geodynamic position // *Lithosphere*. 2006. N 2. P. 3–33.
- Sugorakova A.M. About the age of Brensky granitoid complex (Eastern Tuva) // *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from the Ocean to the Continent): Proceedings of the meeting*. Issue 5. – Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2007. In 2 volumes. V. 2. P. 105–106.
- Sugorakova A.M., Mongush A.A. The Late Ordovician of volcanoplutonic association of the Eastern Tuva: geological and petrographic and petrochemical characteristics // *Geodynamic Evolution of Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from the Ocean to the Continent): Conference materials*. Issue 6 – Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2008. In 2 volumes. V. 2. P. 117–118.

**ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА АЛЮМОСИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА  
В УСЛОВИЯХ ДИНАМИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ.  
ПРЕОДОЛЕНИЕ ЭКЛОГИТОВОГО БАРЬЕРА**

**Н.В. Сурков**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*

Проблема так называемого «эклогитового барьера» многими исследователями, но это не только не привело к решению проблемы, но и не внесло ясности в понимание, что такое «эклогитовый барьер». Собственно, сама проблема возникла при рассуждениях как получить из первичного ультраосновного расплава магмы подобные гранитным.

К настоящему времени, для модельных базовых геологических систем накоплен достаточно большой экспериментальный материал, позволяющий перейти к некоторым обобщениям [Сурков, 1995]. В частности, на фазовой диаграмме системы  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  выделены эвтектические тренды, которые контролируют состав магматического расплава при его подъёме к поверхности [Сурков, Гартвич, 2012]. Кроме того, развитие геодинамических моделей, в частности теории термохимического плюма, выявило наличие конвективных ячеек в канале плюма, которые соответствуют представлениям о наличии нескольких уровней магматических очагов.

Первичный ультраосновной магматический расплав формируется на глубинах от 600 км, и эволюция его состава до глубин около 100 км контролируется фундаментальной эвтектикой  $L = \text{Fo} + \text{Crх} + \text{Orх} + \text{Ga}$ . При подъёме расплава к поверхности происходит осаждение и отделение оливина, а состав остаточного расплава изменяется в сторону увеличения концентрации кремнезёма до области средних составов. При более низких давлениях, ниже 2.6–3.0 ГПа эвтектический тип плавления сменяется на перитектический, вплоть до давления 1.5–1.6 ГПа. В этом интервале давлений в процессе кристаллизационной дифференциации осаждаются магнезиошпинели, оливины и ортопироксены. Остаточный расплав обогащается кремнезёмом и кальциевым компонентом. При давлениях ниже 1.5–1.6 ГПа характер плавления снова меняется на эвтектический. В интервале давлений 0.8–1.5 ГПа эволюция состава расплава контролируется эвтектикой  $L = \text{An} + \text{Crх} + \text{Orх} + \text{Sp}$ , а при давлениях ниже 0.8 ГПа эвтектической реакцией  $L = \text{Fo} + \text{An} + \text{Crх} + \text{Orх}$ . В этом интервале давления в процессе кристаллизационной дифференциации происходит отделение плагиоклаза. Поскольку плагиоклаз представляет собой твёрдые растворы анортитового (тугоплавкого) и альбитового (низкоплавкого) компонентов, то процесс кристаллизационной дифференциации с участием плагиоклаза, обогащённого анортитом смещает состав остаточного расплава в сторону повышенного содержания щелочных компонентов и кремнезёма. При высокой степени кристаллизационной дифференциации, остаточный расплав оказывается в области щелочных кварцнормативных составов, близких, по своему характеру, к гранитам. Эта модель позволяет преодолеть так называемый «эклогитовый барьер» и объяснить происхождение гранитных пород за счёт материала ультраосновной, оливиновой мантии.

**ЛИТЕРАТУРА**

- Сурков Н.В.. Экспериментальное исследование устойчивости и плавления дивариантных ассоциаций в форстеритнормативной части системы  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  в связи с петрологией верхней мантии // *Материалы по генетической и экспериментальной минералогии* / Под ред. Н.В. Соболева. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. Т. 11. С. 27–43. (Тр. ОИГГМ СО РАН, вып. 832).
- Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щелочноземельной серии // *Геохимия*. 2012. № 10. С. 891–908.

## ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

**А.В. Травин<sup>1,2,3</sup>, А.Г. Владимиров<sup>1,2</sup>, Н.Г. Мурзинцев<sup>1</sup>, С.В. Хромых<sup>1,3</sup>, П.Д. Котлер<sup>1,3</sup>, Д.С. Юдин<sup>1,3</sup>**

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия  
travin@igm.nsc.ru

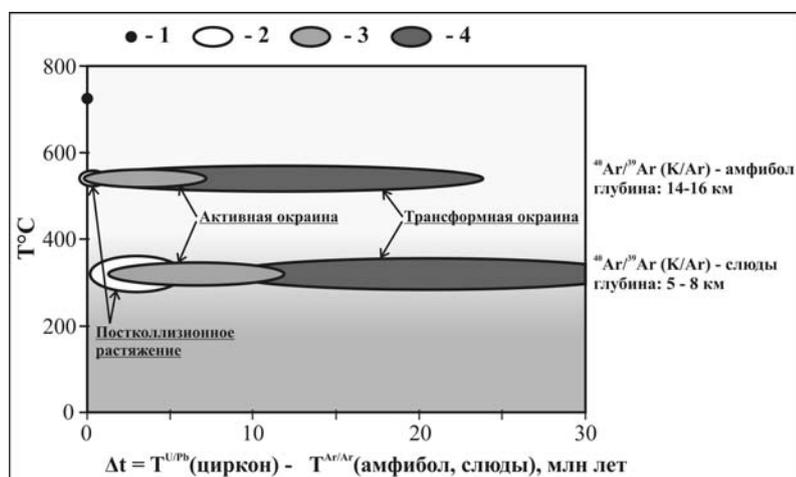
<sup>2</sup>Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В истории геологического развития Земли ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. Традиционно выделяются надсубдукционные, трансформные и коллизионные орогены. На основных стадиях формирования складчатых поясов имеет место образование гранитоидных батолитов, изучение которых позволяет получить ключевую информацию для реконструкции продолжительности, интенсивности аккреционных, коллизионных, постколлизионных событий, оценки источников вещества, и, в конечном итоге, построения корректных геодинамических моделей формирования складчатых поясов.

Формирование батолитов, в основном, контролируется интенсивностью процессов масштабного гранитообразования, длительностью тектонических процессов и способностью литосферы к размещению магматических тел. Главный дискуссионный вопрос: оценка длительности формирования гранитоидных батолитов, которые могут интерпретироваться как одноактный процесс формирования магматической камеры, либо являются результатом последовательного поступления и остывания порций расплава в течении продолжительного времени (десятки миллионов лет). Так, например, продолжительность формирования Калба-Нарымского полихронного батолита (Восточный Казахстан) по данным разных авторов оценивается в диапазоне от 100 до 30 млн лет [Травин и др., 2013; Котлер и др., 2014], баргузинских гранитов Ангаро-Витимского батолита и пространственно совмещенных с ними магматических комплексов (чивыркуйский, зазинский, нижнеселенгинский) – от 50 до 20 млн лет [Ковач и др., 2011; Цыганков и др., 2010]. Перспективными в плане решения этих проблем являются детальные геохронологические исследования в комплексе с численным моделированием термических историй гранитоидных массивов, рассматривающим различные сценарии их формирования.

Сравнительный анализ термических историй петротипических гранитоидных батолитов, формировавшихся в обстановках постколлизионного растяжения, активной континентальной окраины (надсубдукционные и трансформные орогены), показал, что для формирующихся в обстановке постколлизионного растяжения батолитов фиксируемое K/Ar изотопной системы в слюдах время подъема до глубины 5-6 км не превышает 5-6 млн лет. Примеры – миоценовые лейкограниты Больших Гималаев и Южно-Тибетского пояса гранито-гнейсовых куполов, гранитоидные батолиты мезозойских комплексов метаморфического ядра Северной Америки и Европы, позднепалеозойские граниты Корнубийского батолита (рис. 1). Для петротипических гранитоидных батолитов, формирующихся в обстановке надсубдукционных и трансформных орогенов фиксируемое время подъема до глубины 5-6 км находится в диапазоне от 5-6 до 30 и более млн лет (см. рис. 1), что определяется конкретными особенностями геодинамических обстановок: направлением субдукции, заты-



**Рис. 1.** Сводка результатов U/Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования гранитоидных плутонов. По оси абсцисс отложена разница U/Pb датировки по циркону (монациту) и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировки по одному из минералов – Δt. По оси ординат – температура закрытия изотопной системы соответствующего минерала:

1 – формирование батолита (U/Pb, циркон); 2 – батолиты постколлизионного растяжения; 3 – области датировок батолитов активной континентальной окраины (метаморф. пояс Риоке – Япония; Западный хребет – Аляска; Полуостровные хребты, Сьерра-Невада – Северная Америка); 4 – области датировок батолитов Берегового плутонического комплекса Британской Колумбии.



Рис. 2. Сводка U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок для магматических комплексов Калба-Нарымского батолита [Котлер и др., 2014] и Иртышской сдвиговой зоны [Травин и др., 2001].

гиванием срединно-океанического хребта в зону субдукции и т.д.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по амфиболу совпадают с возрастом формирования гранитоидов, либо близки за исключением обстановки трансформной окраины. В этом случае подъем гранитоидных батолитов может быть «заморожен» до 30 млн лет и более.

Одним из наиболее изученных в геохронологическом плане в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса является Калба-Нарымский батолит (Восточный Казахстан), пространственно сопряженный с Иртышской сдвиговой зоной [Травин и др., 2001]. По геологическим данным [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994] Калба-Нарымский батолит имеет полихронное строение и был сформирован в результате последовательного внедрения порций гранитной магмы и на современном эрозионном срезе представляет собой цепочку прорывающих друг друга интрузивных тел с характерным размером  $30 \times 40$  км. Полученные в последнее время U/Pb и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки (рис. 2) позволили ограничить формирование магматических комплексов батолита в диапазоне от 307 до 284 млн лет [Котлер и др., 2014], при этом полученное для гранитов монастырского комплекса (U-Pb, циркон) значение возраста в  $284 \pm 4$  млн лет позволяет предполагать верхнюю возрастную границу формирования гранитоидов калбинского и более ранних комплексов не позднее 280 млн лет и, следовательно, формирование главного объема гранитоидов Калба-Нарымского батолита ограничено диапазоном 300–284 млн лет.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки по слюдам из пород гранитоидных комплексов фиксируют сдвинутый в область молодых значений интервал от 295 до 270 млн лет.

С целью интерпретации совокупности геохронологических данных и выявления основных параметров, влияющих на характер термической истории гранитоидных батолитов, нами выполнено моделирование кривых остывания гранитоидных батолитов путем численного решения уравнения теплопроводности. Рассмотрено два случая в цилиндрической геометрии, соответствующих массивам Калба-Нарымского батолита: Тастьубинский массив калбинского комплекса – глубина формирования 8–15 км, диаметр 30 км, U/Pb возраст  $299 \pm 2$  млн лет; Себинский массив (монастырский комплекс) – глубина формирования 5–8 км, диаметр 16 км,  $284 \pm 4$ . Предполагалась начальная температура (солидус)  $750^\circ\text{C}$ . Полученные для точек наблюдения, находящихся в различных частях массива, кривые остывания использовались в дальнейшем при моделировании накопления  $^{40}\text{Ar}^*$ , образующегося в минеральной решетке за счет спонтанного распада. Подвижность  $^{40}\text{Ar}^*$  описывается механизмом объемной диффузии с кинетическими параметрами, определенными в лабораторных гидротермальных экспериментах.

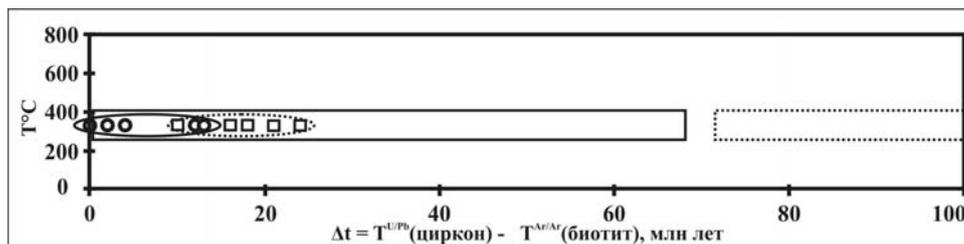


Рис. 3. Соотношение наблюдаемой (экспериментальные точки и эллипсы) и расчетной (прямоугольники) разницы  $U/Pb$  датировок по циркону и  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировок по биотиту для гранитов Тастюбинского массива – квадратики, штриховая линия; для гранитов Себинского массива – кружки, сплошная линия.

На рис. 3 показано соотношение наблюдаемых и расчетных значений разницы между возрастом формирования массива ( $U/Pb$  по циркону) и возрастом закрытия  $K/Ar$  системы в биотите ( $\Delta t$ ) для случая, когда гранитные массивы остались фиксированными на глубине их формирования. Для Себинского массива расчетные значения точек наблюдения верхней его части совпадают с  $\Delta t$ , вычисленными на основе имеющихся датировок гранитов монастырского комплекса. В то же время, для точек глубинной части массива расчетные значения  $\Delta t$  – значительно больше и могут достигать величин порядка 70 млн лет. Совпадение может быть обеспечено в том случае, если не позднее, чем через 10–15 лет после формирования Себинского массива произошел подъем его нижней части до глубин 5–7 км. Это означает, что скорость выведения гранитного массива на верхний уровень земной коры составляла 0.23 мм/год (рис. 4).

Для Тастюбинского массива расчетные значения  $\Delta t$  находятся в диапазоне от 70 млн лет для точек наблюдения в кровле массива до совпадающих с его возрастом – в подошве массива (см. рис. 3). Последнее связано с тем, что на глубинах более 12 км практически весь образующийся в биотите за счет спонтанного распада  $^{40}Ar^*$  выходит за его пределы. Совпадение с имеющимися  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировками по биотиту из гранитов калбинского комплекса может быть обеспечено в том случае, если через 10–15 млн лет после консолидации массива начался, а не позднее, чем через 35 млн лет закончился его подъем до глубин 5–7 км. Это означает, что скорость выведения гранитного массива на верхний уровень земной коры составляла 0.71 мм/год (см. рис. 4).

Таким образом, для находящихся на современном эрозионном срезе гранитных массивов, входящих в состав Калба-Нарымского полихронного батолита, получены относительно низкие скорости их выведения (эксгумации), которые, вероятнее всего, связаны с особенностями Алтайского коллизионно-сдвигового орогена и его коллапса [Владимиров и др., 2008].

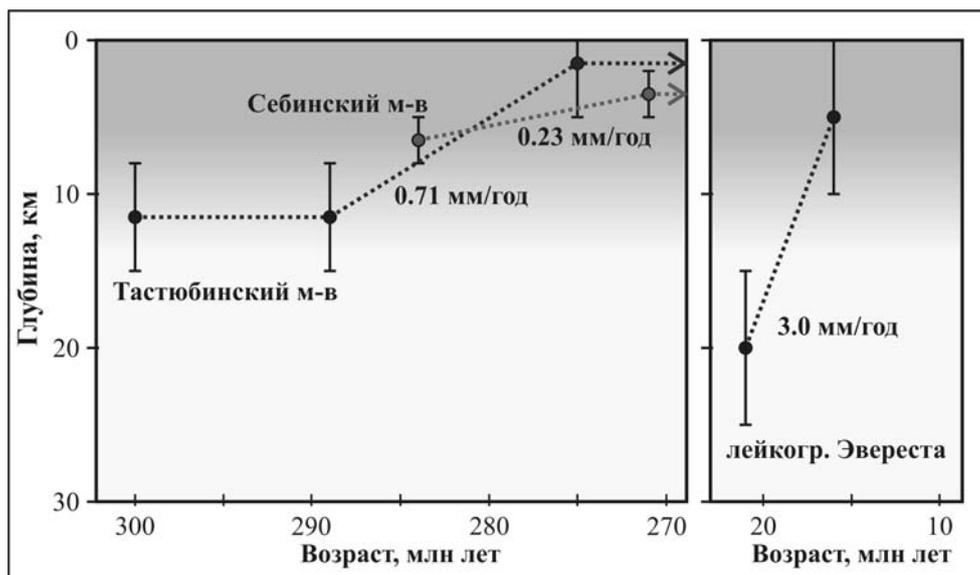


Рис. 4. Расчетные траектории эксгумации гранитоидных массивов Калба-Нарымского батолита в сравнении с траекторией лейкогранитного массива Эверест [Searle et al., 2003].

Это сближает Калба-Нарымский батолит с батолитами активных континентальных окраин (см. рис. 1). Для сравнения отметим, что скорости эксгумации гранит-лейкогранитных массивов, сопряженных с Памиро-Гималайской «лобовой» коллизией, на порядок выше – 2–3 мм/год [лейкограниты Эвереста и др., Searle et al., 2003], что большинство исследователей связывают с тектоническим экспонированием в обстановке «внутриконтинентальной субдукции» [Burchfiel&Roiden, 1995].

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (интеграционные и партнёрские проекты фундаментальных исследований № 17, 77), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5), проекты РФФИ (14-05-00722; 14-05-00747), а также Программ конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621-636.
- Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.
- Ковач Е.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. 2011. ИЗК СО РАН. В.9. С. 103–105.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Крук Н.Н., Караваева Г.С., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамической интерпретации гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. 2014. (в печати).
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
- Травин А.В., Владимиров А.Г., Полянский О.П. в сб.: Материалы IV Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минералогия Северо-Восточной Азии». 2013.
- Травин А.В., Бовен А., Плотноков А.В. и др. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
- Searle M.P. et al. // Journal of the geological society of London. 2003. V. 160. P. 345–366.
- Burchfiel B.C., Royden L.H. Geology. 1985. V. 13. P. 679–682.

#### THERMOCHRONOLOGY OF GRANITOIDE BATHOLITHES OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT

**A.V. Travin<sup>1,2,3</sup>, A.G. Vladimirov<sup>1,2</sup>, N.G. Mursintsev<sup>1,2</sup>, S.V. Khromykh<sup>1,3</sup>, P.D. Kotler<sup>1,3</sup>, D.S. Yudin<sup>1,3</sup>**

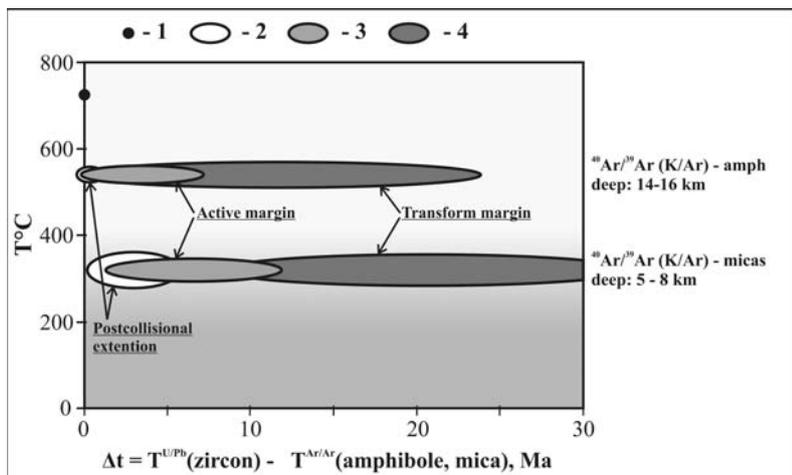
<sup>1</sup>*Institute of geology and mineralogy SB RUS, Novosibirsk, Russia, travin@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Tomsk state university, Tomsk, Russia*

<sup>3</sup>*Novosibirsk state university, Novosibirsk, Russia*

A Phanerozoic orogenic belts are important in geological history of the Earth. Subduction related, transform and collisional orogens traditionally are distinguished. On the main stages of folded belts formation of granitoid batholithes takes place. Thus investigation of batholithes let's us to obtain important information for reconstruction of duration, intensity of accretional, collisional, postcollisional events, for estimation of sources of crust formation and finally for creation of correct geodynamic models of folded belts formation.

Formation of batholithes is controlled mainly by the intensity of granite melts formation and by ability of the lithosphere to make space to accommodate new magmatic bodies. The main question under discussion is a duration of granitoid batholithes formation. They can be considered as a result of one stage formation of magmatic chamber or as a result of incremental amalgamation of intrusions over tens of millions of years. For example duration of formation of Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan) is estimated on the base of geological data about 100 Ma while on the base of geochronological data - about 30 Ma [Travin et al., 2013; Kotler et al., 2014]. A duration of formation of barguzinsky granite intrusive suite of Angaro-Vitim batholith and overlapping spatially chivyruksky, zazinsky, nijeselenginsky suites is estimated on the base of U/Pb zircon data from 50 to 20 Ma [Kovach et al., 2011; Tsygankov et al., 2010]. Detailed geochronology in combination with modeling of thermal histories considering various models of



**Fig. 1.** Summary of U/Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data for granitoid batholiths. Abscissa: difference between U/Pb (zircon) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (amph, mica) -  $\Delta t$ . Ordinate: - closing temperature of isotope system:

1 – formation of batholiths (U/Pb, zircon);  
2 – field of data for postcollision extension batholiths; 3 – field of data for active margin batholiths (metamorphic belt Rioke, Japan; Western Alaska range; Peninsular Ranges, Sierra Nevada batholiths – North America); 4 – field of data for Coast Mountains batholiths of British Columbia.

granitoid batholith assembly can be used to test competing hypotheses.

We have carried out comparative analysis of thermal histories of granitoid batholiths formed in different settings

(postcollisional extension, subduction related or transform continental margin). It was shown that exhumation till the deep of 5-6 km of granitoid batholiths formed in postcollisional extension occurs faster than in 5-6 Ma. For example: Great Himalaya Miocene leucogranites belt, South Tibet belt of granite-gneiss domes; granitoid batholiths of North American and Europe Miocene metamorphic core complexes; Late Paleozoic Cornubian leucogranite batholiths (Fig. 1).

For granitoid batholiths formed in subduction related, transform settings duration of exhumation till the deep of 5-6 km varied from 5-6 till 30 Ma (see Fig. 1) in dependence from particular features (subduction direction, mid-ocean ridge subduction and others).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data on amphibole mainly correspond to age of formation of batholiths with exception only of transform setting when exhumation of batholiths can be “frozen” to 30 Ma and even more.

One of the most geochronologically studied in Central Asian Fold belt is Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan) connected in space with Irtysh shear zone [Travin et al., 2001]. It has multistage construction [Lopatnikov et al., 1982] and was formed as a result of incremental intrusions of portions of granite melts and is represented on a contemporary erosion level as chain of cutting each others intrusive bodies of 30×40 km size. On the base of new U/Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data (Fig. 2) formation of magmatic complexes is restricted in a range of 307–284 Ma [Kotler et al., 2014]. Monastyrsky complex (Sebinsky massif) U/Pb zircon age of  $284 \pm 4$  Ma restricts formation of the main volume of granites of Kalba-Narym batholith in a range of 300–284 Ma.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data on mica from granites are restricted in range of 295–270 Ma which is partially lower than range of granite formation.

For understanding of geochronological data available and to reveal main factors controlling thermal histories of granitoid batholiths, we have carried out modeling of cooling of granitoid batholiths using numerical solution of heat conduction equation.

We have considered two alternative configurations corresponding to appropriate massifs of Kalba-Narymsky batholith in cylindrical geometry: Tastyubinsky massif of kalbinsky magmatic complex – deep of formation 8-15 km, diameter 30 km, U/Pb age  $299 \pm 2$  Ma; Sebinsky massif of monastyrsky complex – deep of formation 5-8 km, diameter 16 km, U/Pb age  $284 \pm 4$  Ma. We assumed starting temperature equal to 750°C (solidus). Temperature-time histories, monitored at watch points from different parts of massif have been used numerical modeling of accumulation of  $^{40}\text{Ar}^*$  generated by spontaneous decay. Mobility of  $^{40}\text{Ar}^*$  described by volume diffusion with parameters determined in laboratory hydrothermal experiments [Hodges, 2004].

On the Fig. 3 relation of observed and model-based difference between U/Pb (zircon) and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (biotite) ( $\Delta t$ ) is shown for the case when granite massifs fixed at the deep of formation. Model-based values of  $\Delta t$  for upper part of Sebinsky massif coincide with values calculated on the base of available U/Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data for granites of monastyrsky complex. At the same time for lower part of massif model-based values can reach 70 Ma. Matching can be realized in the case of exhumation of bottom of Sebinsky massif to the deep of 5–7 km in 10–15 Ma after formation. It corresponds to exhumation rate of 0.23 mm per year (Fig. 4).

Model-based values of  $\Delta t$  for Tastyubinsky massif are starting from 70 Ma for the upper part of massif and allocated till values as much as formation age of massif in a case of lower part of massif (Fig. 3). They don't fit with real  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data. It is because of escaping of  $^{40}\text{Ar}^*$  formed in spontaneous decay of  $^{40}\text{K}$  at the deep of 12 km and deeper.

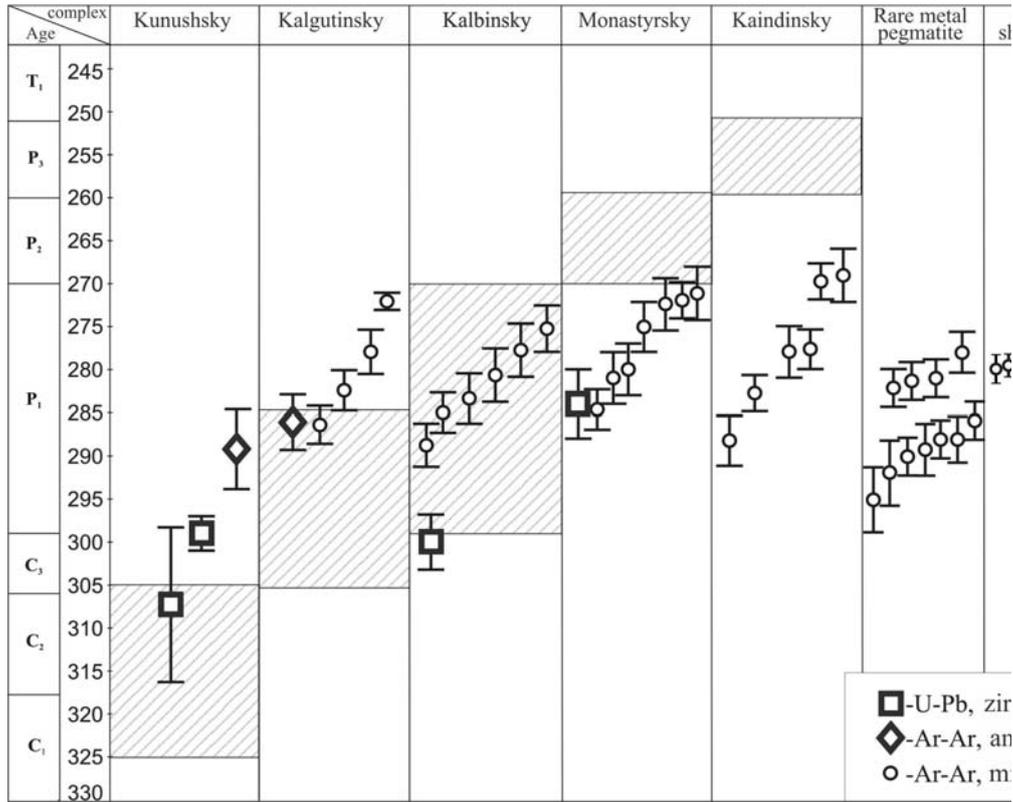


Fig. 2. Summary of U/Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data for magmatic complexes of Kalba-Narym batholith [Kotler et al., 2014] and Irtysh shear zone [Travin et al., 2001].

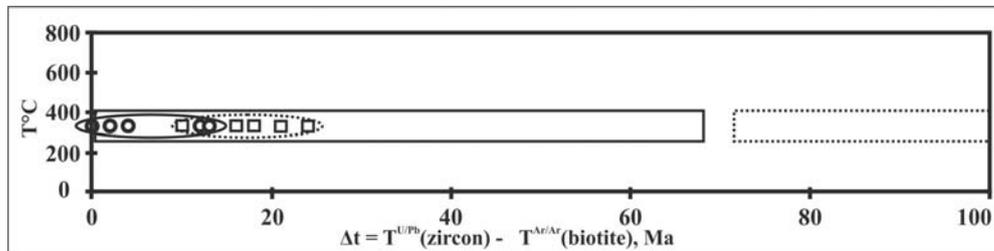


Fig. 3. Relation of observed (dots, ellipses) and model-based (rectangles) difference between U/Pb (zircon) and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar (biotite) for granites of Tastyubinsky massif of kalbinsky magmatic complex – squares and dot line; for granites of Sebinsky massif of monastyrsky complex circles and solid line.

Agreement with <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data can be achieved in a case if exhumation of Tastyubinsky massif started at 10-15 Ma after formation and finished at 35 Ma after formation. At that time lower part of massif must be at the deep of 5-7 km. It corresponds to exhumation rate of 0.71 mm per year (Fig. 4).

Thereby we have obtained relatively low rates of exhumation for granite massifs of Kalba-Narym batholiths situated at today's erosion level. It seems that these values are connected with specifics of collapse of Altay oblique-collision orogen [Vladimirov et al., 2008]. Our results evidence to rather proximity of Kalba-Narym batholiths to batholithes from active continental margins (see Fig. 1). For comparison we should notice that exhumation rates of granite batholithes formed during Pamir-Himalaya frontal collision, are significantly higher – 2–3 mm per year [Searle et al., 2003]. Majority of investigators connect fast exhumation of Himalayan leucogranites with ductile extrusion of Greater Himalaya slab in intracontinental subduction settings [Burchfiel&Roiden, 1995].

*This work was funded by Presidium of SB RUS (integration and associate projects of fundamental research № 17, 77), Council of the President of Russian Federation on funding of young phd-scientists (project MK-1753.2012.5), RFR projects (14-05-00722; 14-05-00747), and Programs of competitive ability of Tomsk and Novosibirsk state universities.*

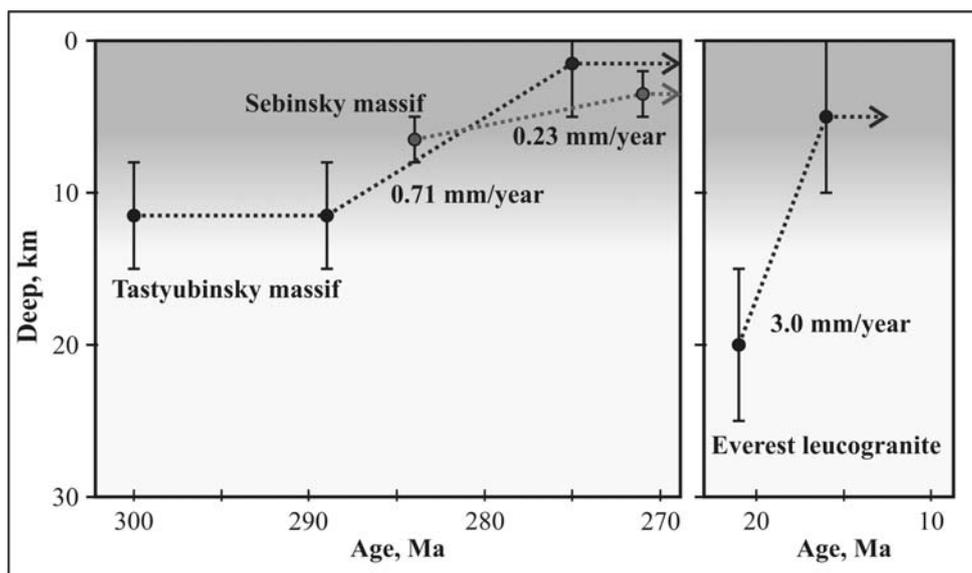


Fig. 4. Model based exhumation histories of granite batholithes of Kalba-Narym batholith in comparison with exhumation history of leucogranites of Everest [Searle et al., 2003].

#### REFERENCES

- Burchfiel B.C., Royden L.H. *Geology*. 1985. V. 13. P. 679–682.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V. et al. // *Geology and Geophysics*. 2008. V. 49. N 7. P. 621–636.
- Dyachkov B.A., Mayorova N.P., Sherba G.N., Abdrakhmanov K.A. *Granitoid and ore formations of Kalba-Narymsky belt (Rudny Altay)*. Alma-Aty, 1994. 208 p.
- Kovach E.P., Salnikova E.B., Ryitsk E.Yu. et al. In: *Geodynamic evolution of Lithosphere of Central-Asian mobile belt (from ocean to continent): Workshop issue*. 2011. IEC SB RUS. B. 9. P. 103–105.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Navosov O.V., Travin A.V., Kruk N.N., Karavaeva G.S., Murzintsev N.G. *New data on Age and Geodynamic interpretation of granitoids of Kalba-Narymsky batholiths (Eastern Kazakhstan) / Doklady Akademii Nauk*. 2014. (In print).
- Lopatnikov V.V., Isokh E.P., Ermolov P.V. et al. *Magmatism and ore-bearings of Kalba-Narymskaya zone of Eastern Kazakhstan*. M.: Nauka, 1982. 248 p.
- Searle M.P. et al. *Journal of the geological society of London*. 2003. V. 160. P. 345–366.
- Travin A.V., Vladimirov A.G., Polyansky O.P. In: *Material of IV Allrussia theoretical and practical conference «Geodynamics and ore-bearings of North-Eastern Asia»*. 2013.
- Travin A.V., Boven A., Plotnikov A.V. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of ductile deformations in Irtysh shear zone (Eastern Kazakhstan) // *Geokhimiya*. 2001. V 12. P. 1347–1351
- Tsygankov A.A., Litvinovsky B.A., Jahn B.M. et al. *Sequence of magmatic events in the late Paleozoic of Transbaykalia, Russia // Geology and Geophysics*. 2010. V. 51, N 9. P. 1249–1276.

**ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЦИРКОН: ГЕОХРОНОЛОГИЯ РУДНОГО ПРОЦЕССА (КУЛЭМШОР, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)**

**О.В. Удоратина<sup>1</sup>, М.А. Кобл<sup>2</sup>, Д.А. Варламов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
udoratina@geo.komisc.ru*

<sup>2</sup>*Стэнфордский Университет, США  
coblem@stanford.edu*

<sup>3</sup>*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия  
dima@iem.ac.ru*

В верховьях р. Торговая на Приполярном Урале в южной части Торговско-Кефталыкского гранитного массива известны проявления радиоактивно-редкоземельно-редкометалльной минерализации, локализованные в катаклазированных и альбитизированных гранитах Кулэмшорского участка.

Измененные гранитоиды распространены в поле рифейских метаморфитов Центрально-Уральского поднятия (южная часть Ляпинского антиклинория). В гранитоидах, слагающих этот участок, наблюдаются динамометаморфические преобразования [Удоратина и др., 2014], а именно – изменение микроструктур пород от графических гранитных до структур начального катаклаза и до появления признаков начальной милонитизации. Эти процессы являются определяющими для локализации комплексного оруденения. Породы с высокими содержаниями радиоактивных (Th-U), редких (Nb-Ta, Zr) и редкоземельных элементов (REE, Y) были обнаружены в 60-х годах XX века [Калинин, 1971], но минералы – носители оруденения в них так и не были установлены.

Авторами проведено опробование пород в пределах участка измененных гранитоидов в верховьях р. Морт-Кулэм-Шор. Были изучены прозрачные шлифы, изготовленные на оксидной основе, и аншлифы, поскольку исследования протоочных проб не показали значимого наличия крупных выделений минералов, которые могли бы формировать геохимическую аномалию. Обнаружено, что совместно с урано-ториевыми и редкометалльно-редкоземельными минералами наблюдаются значительные количества циркона, рассеянного внутри прожилок и сложенного многочисленными микрозернистыми (1–10 мкм) агрегатами.

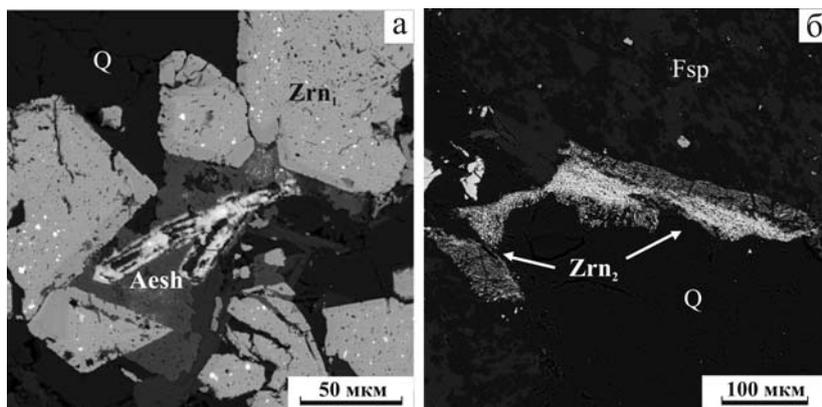
Основными минералами, формирующими редкометалльно-редкоземельную минерализацию, являются [Удоратина и др., 2011]: (а) основные – фергусонит, иттрилит, эшинит, бастнезит; (б) более редкие: торит, фергусонит (в том числе селективно обогащенный Yb или Dy), ксенотим, монацит, синхизит, кальциоанкилит, браннерит, поликраз, колумбит, Nb-рутил, бадделейт; (в) единичные: геренит-(Y), торинит, были найдены различные фосфатосиликаты тория. Первичными минералами ниобия являются фергусонит, колумбит, Nb-рутил, наблюдающиеся в виде включений в ильмените, для тория – торит (включения в первичном цирконе). Первичными минералами REE служат монацит, ксенотим и циркон. Основная же часть наложенных минералов наблюдаются в виде каемок и оторочек зерен породообразующих минералов, а также заполняют трещины и межзерновые пространства. Наложенная (вторичная) минерализация образовалась в результате преобразования акцессориев – алланиита, титанита, апатита, циркона, под воздействием натрово-углекислотного метасоматоза.

Фотографии в обратно-рассеянных электронах показали взаимосвязь между редкометалльными рудными минералами с генерацией циркона, не обладающего характерной кристаллической формой, а имеющего достаточно специфичную форму выделения. Расположение в породе рудных минералов и циркона подчеркивает катакластическую микроструктуру породы. В этих локальных зонах, насыщенных рудными акцессориями, суммарные содержания Th+U, Nb+Ta, Zr, HREE резко, в десятки раз, увеличиваются.

Было обнаружено два типа цирконов: первичные кристаллы Zrn<sub>1</sub> (рис. 1, а), и «перисто-линзовидные» агрегаты мелких кристаллитов Zrn<sub>2</sub>, расположенных в межкатаклазовом пространстве и имеющих сложную форму выделения (рис. 1, б). Этот циркон рассматривался нами как новообразованный [Удоратина и др., 2010].

Авторами проведено исследование U-Pb методом на приборе SHRIMP RG (Стэнфордский Университет, США) как первичных Zrn<sub>1</sub>, так и новообразованных цирконов Zrn<sub>2</sub>. Полированные пластинки из измененных гранитоидов изучались на оптическом микроскопе и микрозонде, после чего выпиливались участки с цирконом и интегрировались в шашки. Цели изучения циркона: определение возраста (ре)кристаллизации, температуры образования (по содержанию титана) и изучение распределения редких и редкоземельных элементов.

Мы сделали предположение, что Zrn<sub>1</sub> – циркон, образующийся на поздних стадиях кристаллизации гранитного расплава, тогда как Zrn<sub>2</sub> рассматривается как сформированный в ходе динамометаморфизма с наложенными процессами последующего метасоматоза пород.



**Рис. 1.** Примеры морфологии кристаллов и агрегатов циркона:

*a* – кристаллы первичного циркона  $Zrn_1$ ; *б* – структура «течения», сформированная регенерированными кристаллами циркона, внедрение их в минералы.  $Zrn_1$  – первичный циркон,  $Zrn_2$  – новообразованный циркон, Q – кварц, Fsp – калиевый полевой шпат, Aesh – эшинит.

Рассчитанный возраст  $Zrn_1$  по 5 индивидуальным зернам составил  $540.0 \pm 8.1$  млн лет и согласуется с полученными ранее дан-

ными [Основные..., 2010; Удоратина и др., 2014]. Авторы предполагают, что возраста  $< 500$  Ма отражают потери радиогенного свинца и различные степени рассогласования структуры цирконов. Более молодые возраста в разной степени обусловлены контаминацией (20–60 % на основе избытка  $^{207}Pb$ ) нерадиогенного свинца.

Концентрация титана варьирует в пределах  $\sim 30$ – $30.000$  г/т. Хотя для ряда цирконов температуры (при 30 г/т содержания Ti) отвечают полю магматических цирконов ( $\sim 850$  °C), основная часть попадает в поля концентрации Ti  $> 100$  г/т, что дает нереальные температуры формирования циркона. Высокотитанистые цирконы также характеризуются высокими концентрациями Fe и LREE, что позволяет говорить о их возникновении при высокофлюидных процессах рекристаллизации. Поскольку, многие агрегаты цирконов  $Zrn_2$  очень малы (меньше 18–20 мкм – размера ионного пучка) возможно, что высокие концентрации элементов «захвачены» ионным пучком из микрофаз вдоль границ зерен.

Полученные результаты показали, что в «новообразованных»  $Zrn_2$  в основном наследуется и перераспределяется вещество  $Zrn_1$ , так как наблюдается в целом сохранение (с вариациями) распределения редких и редкоземельных элементов.

Исследования показали, что процессы динамометаморфизма с последующим наложенным метасоматозом трансформировали кристаллы первичного циркона, разрушили их (возможно, несколькими путями) и регенерировали новообразованные цирконы как кристаллографические удлиненно-призматические, частично ориентированные фрагменты. Описанный механизм находит поддержку в виде наличия форм растворения первичного циркона, возникновения структур «течения» микрозерен, сформированных регенерированными субпараллельно ориентированными, удлиненными ультрадисперсными кристаллитами циркона, формами растворения (выщелачивания) зерен породообразующих минералов и регенерацией кристаллов циркона, «имплантированных» в сформированные поры. Подобный гидротермальный процесс описан ранее [Rubin et al., 1989].

Наблюдаемые формы выделения циркона образованы в процессе метаморфического и гидротермально-метасоматического преобразования первичного циркона в результате его катаклаза (1), незначительного перемещения (2) и регенерации обломков до кристаллов (3). Размер вновь сформированных (регенерированных) цирконов слишком мал (1–2 мкм), что не позволяет корректно измерить его изотопно-геохимические характеристики.

Необходимо отметить, что является важным выделение гидротермально-метасоматической составляющей этого (в целом метаморфического) процесса, так как именно под влиянием флюида происходит выщелачивание по границам зерен минералов, образование пустот, впоследствии заполняемых регенерированным цирконом и именно благодаря этому процессу преобразовывается вещество аксессуариев и формируется широкий спектр рудных минералов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 12-П-5-1027.*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Калинин Е.П. Гранитоиды Приполярного Урала, их минералогия и геохимия (на примере гранитов бассейна р. Торговой): Автореф. дис. ... канд. геол. -мин. наук. М., 1971. 21 с.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
- Удоратина О.В., Варламов Д.А., Капитанова В.А. Гранитоиды Кулемшорского массива (Приполярный Урал): типы цирконов. Екатеринбург // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов XI Петрографического совещания. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т. II. С. 290–291.

- Удоратина О.В., Варламов Д.А., Капитанова В.А. Иттриево-редкометалльно-ториевая минерализация гранитоидов Кулемшорского массива (Приполярный Урал), Россия / Минералогические перспективы: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 284–286.
- Удоратина О.В., Капитанова В.А., Варламов Д.А. Редкометалльные гранитоиды (Кулемшор, Приполярный Урал) / Известия Коми Научного Центра УрО РАН. Выпуск 1(17). Сыктывкар, 2014. С. 57–70.
- Rubin J.N., Henri C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. *Am Mineral* 1989, 74:865–869.

## HYDROTHERMAL-METASOMATIC ZIRCON: ORE PROCESS GEOCHRONOLOGY (KULEMSHOR, SUBPOLAR URALS, RUSSIA)

**O.V. Udoratina<sup>1</sup>, M.A. Coble<sup>2</sup>, D.A. Varlamov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia*  
*udoratina@geo.komisc.ru*

<sup>2</sup>*Stanford University, USA*  
*coblem@stanford.edu*

<sup>3</sup>*Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Moscow region, Russia*  
*dima@iem.ac.ru*

The radioactive and rare-earth mineral's occurrence localized in cataclized and albitized granites of the Kulems-horsky site is located in the headwaters of the Torgovaya river in Subpolar Urals in the southern part of the Torgovsko-Keftalyksky granite massif.

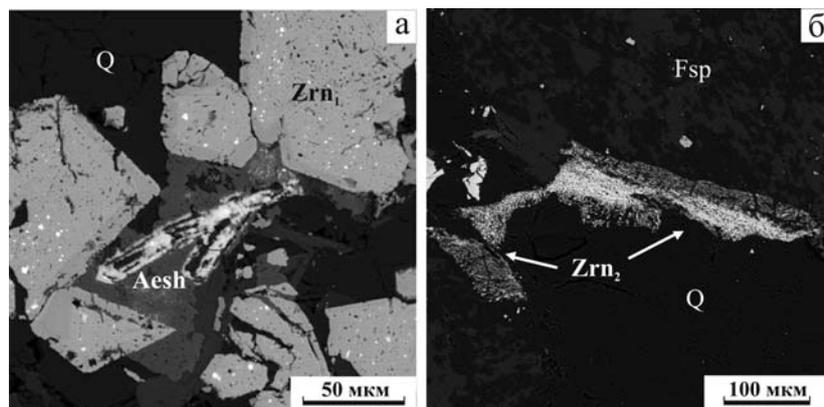
The altered granitoids are developed within Riphean metamorphic rocks of the Central Ural uplift (southern Lyapinsky anticlinorium). The site-composing granitoids reveal dynamometamorphic transformations [Udoratina et al., 2014], namely the change of the rock microstructure from graphic granite to initial cataclase structures and to the signs of initial milonitization. These processes are defining for the localization of the complex mineralization. Rocks which contain anomalous enrichment in radioactive elements (Th, U), metals (Nb, Ta, Zr) and rare-earth (REE, Y) were discovered in the 1960s [Kalinin, 1971], but minerals-mineralization transport mechanism were not determined.

We sampled rocks within the site of altered granitoids in the headwaters of the Mort-Kulem-Shor stream. Optical characterization and in-situ analyses of polished thin sections was carried out because crushed samples did not show presence of minerals which contained an enriched geochemical anomaly. We find that together with uranium-thorium, rare metal and rare-earth minerals, zircon is observed disseminated within veins and composed of 1-10 micron grain-aggregates.

The basic minerals forming the rare metal-rare earth mineralization are as follows fergusonite, yttrianite, aeschite, and bastnaesite, with minor amounts of torite, fergusonite (including Yb or Dy-enriched), xenotime, monacite, synchysite, calcioancylite, brannerite, polycrase, columbite, Nb-rutile, baddeleite. The samples also contain rare garenite-(Y), torianite, different thorium phosphatosilicates were found [Udoratina et al., 2011]. The primary niobium minerals are fergusonite, columbite, Nb-rutile, and torite which occur as inclusions within ilmenite. Minerals rich in REE are monacite, zircon, and xenotime. The minerals are observed as along grain boundaries and margins of minerals, and also fill fractures and intergranular spaces. The imposed (secondary) mineralization resulted from the breakdown of accessories – allanite, titanite, apatite, zircon under the influence of sodium-carbon-dioxide metasomatism. Electron backscatter images (BSE) revealed the relation between rare metal ore minerals and zircon, the latter are lack characteristic euhedral crystal form, but typically exhibit specific habit. The relationship of ore minerals and zircon emphasizes cataclastic microstructure of the rocks. In these cataclastic regions that were saturated with ore-forming fluids, the concentration of Th, U, Nb, Ta, Zr, HREE in accessory minerals sharply increases several orders of magnitude.

Two types of zircons were found: primary  $Zr_1$  crystals (fig. 1, *a*), and aggregates of small  $Zr_2$  crystals with complex “plumous-lens” habit located in intercataclase space (fig. 1, *b*). We considered this zircon to be neogenic [Udoratina et al., 2010].

Both primary  $Zr_1$ , and neogenic  $Zr_2$  zircons were analyzed for U-Pb ages and trace elements concentrations (Ti, Fe, Y, 9-REE, Hf, U, and Th) using SHRIMP-RG ion microprobe (Stanford University, the USA). Polished thin section from the altered granitoids, characterized using optical and BSE images, and areas with zircon were cut and remounted in epoxy for in-situ analysis on the SHRIMP-RG. The objective of zircon analyses in study was to deter-



**Fig. 1.** Examples of morphology of crystals and zircon aggregates.

*a* – crystals of primary zircon  $Zrn_1$ ; *b* – “flowing” structure generated by regenerated crystals of zircon, their intrusion in minerals.  $Zrn_1$  – primary zircon,  $Zrn_2$  – neogenic zircon, Q – quartz, Fsp – potassium feldspar, Aesh – aeshinite.

mination the age of zircon (re-)crystallization, Ti-in-zircon temperature of formation, and quantify the of distribution of trace elements in zircon.

We interpret  $Zrn_1$  to reflect zircon which is formed in the conditions

of last stages of granite magmatism. In contrast,  $Zrn_2$  are interpreted to be formed during dynamometamorphism with superposition of the subsequent metasomatism.

The calculated ages of  $Zrn_1$  for 5 individual grains yields a U-Pb age of  $540.0 \pm 8.1$  Ma and conforms with previous data [Basic ..., 2010; Udoratina et al., 2014]. We interpret U-Pb ages  $< 500$  Ma to reflect loss of radiogenic lead and various degrees of discordance. Younger ages are also variably contaminated (20–60 % based on  $^{207}\text{Pb}$  excess) with common-Pb. Ti concentrations range from  $\sim 30$ –30.000 ppm. Although the Ti-in-zircon temperature for 30 ppm Ti yields reasonable igneous zircon temperatures ( $\sim 850$  °C), the majority of zircons yield Ti concentration  $> 100$  ppm, which yield unrealistic temperature of formation of zircon. These high-Ti zircons also have with high Fe and LREE concentrations suggesting they are the consequence of fluid-derived recrystallization processes. Because many of the aggregate zircon grains are very small (i. e., smaller than the 18–20 micron primary ion beam diameter), it is possible the high trace element concentrations are derived from microscopic phases along zircon grain boundaries.

The subsequent researches has shown that the dynamometamorphism with superposition of the subsequent metasomatism transformed the primary zircon crystals, destroying them by different ways, and regenerating neogenic zircons as crystallographic elongated-prismatic shape of fragments. The described mechanism is supported by the forms of destruction of primary zircon, the “flowing” structures formed by subparallel orientation of elongated regenerated ultradisperse crystals of zircon, the habits of dissolution (leaching) of grains of host minerals and regenerated crystals of zircon implanted in the formed pores. The similar hydrothermal process is described by Rubin et al. [1989].

The observed zircon habits are formed in the process of metamorphic transformation of primary zircon as a result of its cataclase (1), insignificant moving (2) and regeneration of crushed fragments to crystallites (3). The size of newly generated (regenerated) zircons is too small, 1-2 microns, and does not allow to determine its isotope-geochemical characteristics correctly.

It is necessary to notice that the hydrothermal-metasomatic component of this metamorphic process is very important, because under the influence of a fluid there is a leaching along the borders of grains of minerals, formation of voids, subsequently filled with regenerated zircon, and due to this process the substance of primary accessories is transformed and the complex of ore minerals is formed.

## REFERENCES

- Kalinin E.P. Granitoids of Subpolar Urals, their mineralogy and geochemistry (on the example of granites from the basin of the Torgovaya river): thesis of geol-mineral. Sciences cand. dissertation. Moscow, 1971. 21 p. (in Russian).
- The basic lines of geological structure and mineral-raw potential of Northern, Subpolar and Polar Urals / Ed. A.F. Morozov, O.V. Petrov, A.N. Melgunov. SPb.: Publishing house VSEGEI, 2010. 274 p. (in Russian).
- Udoratina O.V, Varlamov D.A, Kapitanova V.A. Granitoids of Kulemshorsky massif (Subpolar Urals): types of zircons. Ekaterinburg // Magmatism and metamorphism in the history of the Earth: Theses of reports of XI Petrographic meeting. Ekaterinburg: Institute of geology and geochemistry of UB RAS, 2010. II. P. 290–291. (in Russian).
- Udoratina O.V, Varlamov D.A, Kapitanova V.A. Yttrium-rare metal-thorium mineralization of granitoids from the Kulemshorsky massif (Subpolar Urals), Russia / Mineralogical prospects: Stuffs of the International mineralogical seminar. Syktyvkar: IG of Komi SC UB RAS, 2011. P. 284–286. (in Russian).
- Udoratina O.V., Kapitanova V.A., Varlamov D.A. Rare metal granitoids (Kulemshor, Subpolar Urals) / News of Komi Science Centre UB RAS. Issue 1 (17). Syktyvkar, 2014. P. 57–70. (in Russian).
- Rubin J.N., Henri C.D., Price J.G. Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. Am Mineral 1989, 74:865–869.

## СОБСКИЙ МАССИВ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

**О.В. Удоратина<sup>1</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>2</sup>, В.Л. Андреев<sup>1</sup>, В.М. Саватенков<sup>3</sup>**<sup>1</sup>*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия  
udoratina@geo.komisc.ru*<sup>2</sup>*Геологический Институт РАН, Москва, Россия  
kouznikbor@mail.ru*<sup>3</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
Санкт-Петербург, Россия, savatenkov@mail.ru*

Проведено изучение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd в магматических породах, слагающих Собский массив (батолит) на Полярном Урале. Полевые сборы 2011 и 2012 гг. составили основу коллекции для изотопных исследований.

Собский гранитоидный массив расположен непосредственно к востоку от крупнейших на Урале Войкаро-Сынинского и Райзского гипербазитовых массивов и трактуется как элемент строения Малоуральского вулcano-плутонического пояса, сложенного среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, а также одновозрастными и комплементарными им гранитоидами различных структурно-вещественных типов. Гранитоиды образуют северо-западный фланг Малоуральского пояса и слагают практически непрерывную полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся примерно на 250 км при ширине до 15 км.

Основную часть массива слагают гнейсовидные и массивные кварцевые диориты и тоналиты, выделяемые как собский или как лагортинско-кокпельский интрузивный комплекс. Значительно меньше представлены порфириовидные гиабиссальные породы умеренной и пониженной кремнеземистости, но повышенной щелочности – сиенодиориты и монцодиориты, доходящие до монцогаббродиоритов. Эта ассоциация интрузивных пород, пространственно приуроченная к северо-восточной, восточной и юго-восточной частям Собского массива, слагает полосу, ориентированную вдоль его простирания, и в регионально-геологическом контексте выделяется как конгорский интрузивный комплекс. Среди кварцевых диоритов и тоналитов собского комплекса местами распространены биотитовые гранодиориты (редкие), нормальные биотитовые двуполевошпатовые граниты и аляскиты. Этими породами сложены два небольших массива (Янаслорский и Оникшорский), серия разноразмерных жило- и дайкоподобных тел, отдельные “бескорневые” обособления и “гнезда”, а также изолированные мелкие жилы и дайки гранит-порфиоров и пород аплитового состава. При проведении регионально-геологических и тематических исследований эту породную ассоциацию выделяют как самостоятельный янаслорский интрузивный комплекс. Поздние дайки базальтового состава, которые мы относим к мусюрскому комплексу, секут породы всех комплексов.

Rb–Sr возраст лагортинско-кокпельского комплекса по минеральной изохроне образца тоналита составил  $400 \pm 10$  млн лет [Геохимия..., 1983], а по валовому изотопному составу –  $399 \pm 24$  млн лет [Андреев, 2004]. Величина первичного отношения стронция в обоих случаях не превышает 0.704. По гранитоидам янаслорского комплекса получен возраст, равный  $385 \pm 4$  млн лет ( $I_{Sr} = 0.70414$ ). Эти данные подтверждены результатами SHRIMP-датирования. Возраст цирконов из гранодиорита и кварцевого диорита собского (лагортинско-кокпельского) комплекса составляет соответственно  $395 \pm 5$  и  $386 \pm 3$  млн лет [Удоратина, Кузнецов, 2007; Удоратина и др., 2008]. По другим данным [Ремизов и др., 2009], возраст этого комплекса находится в пределах  $411.8 \pm 6.3 - 392.1 \pm 5.2$  млн лет, а янаслорского –  $386.5 \pm 6.0 - 382.9 \pm 8.3$  млн лет. По цирконам из габброидов и монцодиоритов конгорского комплекса получены конкордантные датировки 404–400 млн лет, а возраст собского комплекса составил  $386 \pm 3 - 385 \pm 5$  млн лет [Соболев и др., 2012]. Возраст поздних даек мусюрского комплекса согласно последним данным датирования цирконов LA-ICP-MS составляет  $243 \pm 3$  млн лет [Соболев и др., 2013].

Новые Rb–Sr изотопные данные (табл. 1) подтверждают более ранние результаты. Низкие измеренные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  указывают на обедненность пород радиогенным стронцием и относительную “молодость” субстрата, из которого выплавились исходные магмы, а также свидетельствуют о первично мантийной природе расплава или субстрата плавления и отсутствии контаминации коровым материалом.

Первые Sm–Nd данные по породам Собского массива [Удоратина и др., 2003] свидетельствовали о формировании гранитоидов внутри гетерогенного фундамента незрелого энсиалического позднесилурийского

Таблица 1

**Концентрации Rb и Sr, изотопные  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в породах Собского массива и U-Pb (по цирконам) изотопный возраст (t) этих пород**

№ п/п	Образец	Порода	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2s$	t, млн лет	Место отбора
<b>Собский комплекс</b>								
1	У24/11	Кварц. диорит (петротип)	15.5	705.3	0.064	0.71309±7	386±3, 395±5	р. Макарузь
2	У12/12	Лейкотоналит	22.0	527.6	0.121	0.70767±9	SHRIMP	р. Кокпела
3	У27/11	Плагиогранит	11.2	488.9	0.066	0.71134±6	[Удоратина и др., 2008]	оз. Дзеля-Ты
4	У6/11	Гранит (дайка)	17.3	505.0	0.099	0.70834±7		р. Маркарузь
<b>Мафические включения в Собском комплексе</b>								
5	У76/12	Порфириовидный габбро-диорит	1.4	425.8	0.010	0.70683±5	?	р. Кокпела
6	У306/12		31.9	491.3	0.188	0.71421±11		р. Тумболава
7	У466/12		20.8	215.7	0.279	0.70721±10		р. Погурей-Кокпела
<b>Конгорский комплекс</b>								
8	S11/5-1	Монцогаббро (петротип)	14.6	556.4	0.076	0.70690±9	390 LA ICP MS [Соболев и др., 2012]	р. Макарузь
9	У26/11	Монцогаббро	2.4	578.8	0.012	0.70566±7		оз. Дзеля-Ты
10	У34/11	Монцодиорит	5.8	547.2	0.031	0.70684±8		р. Кокпела
11	У33/11	Микрогаббро	8.3	609.2	0.039	0.70697±7		р. Хараматалоу
<b>Янаслорский массив и дайки</b>								
12	П/98	Биотит. гранит (петротип)	97.3	78.0	3.618	0.73172±8	383±3 SHRIMP	оз. Янаслор
13	У32а/12	Аплит (дайка)	61.8	70.3	2.548	0.72107±8	[Удоратина и др., 2005]	р. Тумболава
<b>Мусюрский комплекс (поздние дайки основного состава)</b>								
14	У4/12	Долерит	14.8	480.8	0.089	0.70709±9	243±3 [Соболев и др., 2013]	Верховье р. Кокпела
15	S15/11	Габбро-долерит	27.1	351.4	0.223	0.70741±13		Верховье р. Макарузь

Таблица 2

**Концентрации и изотопный состав Sm и Nd в исследуемых породах**

Образец	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t(DM)	t(DM2)
У306/12	4.91	19.07	0.1555	0.512856	400(?)	4.2	6.4	774	652
У27/11	1.27	5.83	0.1320	0.512843	385	4.0	7.2	576	552
У26/11	2.76	10.36	0.1609	0.512959	385	6.3	8.1	556	482
S11/5-1	2.6	11.46	0.1370	0.512826	390	3.7	6.6	647	600
П/98	2.62	11.57	0.1367	0.512808	375	3.3	6.3	680	626
S15/11	9.42	40.97	0.1389	0.512867	243	4.5	6.3	580	512

раннедевонского Малоуральского плутонического пояса. Новые данные (табл. 2) по изучению Sm–Nd изотопной систематики в породах конгорского комплекса, мафических включениях в породах собского комплекса и поздних дайках дополняют и подтверждают эти представления. Высокие положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  рассчитанные на соответствующее время варьируются в пределах +6.6 ... +8.1.

Получены новые Rb–Sr и Sm–Nd изотопные характеристики для пород сложно построенного Собского массива, в составе которого участвуют породы собского (лагортинско-кокпельского), конгорского, янаслорского и поздние дайки мусюрского комплексов. Rb–Sr и Sm–Nd данные указывают на участие производных де-

плетированной мантии магм, из которых кристаллизовались породы, слагающие собский батолит, для них характерны низкие значения первичного изотопного состав Sr, а также высокие значения  $\epsilon_{Nd}$ .

*Исследования проводятся в рамках проекта УрО РАН № 12-С-5-1024 «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенезис, природа источников магм, геодинамика».*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1983. 164 с.
- Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 322–324.
- Соболев И.Д., Хоуриган Дж.К., Соболева А.А. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS), датирования цирконов из пород конгорского комплекса (Полярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 21-й науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2012. С. 215–218.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Варламов Д.А. Проявления триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й науч. конф. Сыктывкар, 2013. С. 160–164.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Андреичев В.Л. Дайковый триасовый комплекс Малоуральской зоны Полярного Урала // Корреляция алтаид и уралид магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Материалы Второго Российско-Казахстанского межд. науч. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 155–156.
- Удоратина О.В., Шагагин К.Н., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала: первые Sm-Nd изотопные данные / Строение литосферы и геодинамика. Материалы XX молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003, С. 189–191.
- Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные // Материалы V Всерос. конф. “Петрология магматических и метаморфических комплексов” Томск: ЦНТИ. 2005. Вып. 5, Т. 1. С. 135–142.
- Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала. Бюлл. МОИП. Отд. Геологический. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 49–59.
- Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Ларионов А.Н., Шишкин М.А. U-Pb возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. С. 52–62.

#### SOBSKY MASSIF (POLAR URALS): ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA

**O.B. Udoratina<sup>1</sup>, N.B. Kuznetsov<sup>2</sup>, V.L. Andreichev<sup>1</sup>, V.M. Savatenkov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, udoratina@geo.komisc.ru*

<sup>2</sup>*Geological Institute RAS, Moscow, Russia, kouznikbor@mail.ru*

<sup>3</sup>*Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, savatenkov@mail.ru*

Rb, Sr, Sm and Nd isotope composition in the magmatic rocks, composing Sobsky massif (batholite) in the Polar Urals, has been studied. 2011 and 2012 field trips provided the basis of the collection for isotope studies.

The Sobsky granitoid massif is located directly eastward from the Urals-largest Voykaro-Syninsky and Rayizsky hyperbasite massifs and treated as the structural element of the Malouralsky vulkano-plutonic belt composed by Middle Paleozoic igneous-sedimentary structures, and also coeval and complementary granitoids of various structural types. The granitoids form the northwest flank of the Malouralsky belt and compose almost continuous band with northeastern strike stretching approximately at 250 km with the width up to 15 km.

The main part of the massif is composed by gneiss-like and massive quartz diorites and tonalites, defined as Sobsky or Lagortinsko-Kokpelsky intrusive complex. Porphyric hyababyssal rocks with moderate and low silica content, but higher alkalinity – syenodiorites and monzodiorites transforming to monzogabbrodiorites - are much less presented. This association of intrusive rocks, spatially confined to the northeastern, eastern and southeastern parts of the Sobsky massif, composes the band oriented along its strike, and in the regional and geological context it is defined as the Kongorsky intrusive complex. Occasionally biotite granodiorites (rare), normal biotite bifeldspar granites and

Table 1

**Concentrations of Rb and Sr, isotopic  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in the rocks of the Sobsky massif and U/Pb (by zircon) isotopic age (t) of these rocks**

No	Sample	Rocks	Rb, mcg/g	Sr, mcg/g	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2s$	t, Ma	Sampling site
Sobsky complex								
1	Y24/11	Quartz. diorite (petrotype)	15.5	705.3	0.064	0.71309 $\pm$ 7	386 $\pm$ 3, 395 $\pm$ 5	r. Makar-Ruz'
2	Y12/12	Leucotonalite	22.0	527.6	0.121	0.70767 $\pm$ 9	SHRIMP [Udoratina et al., 2008]	r. Kokpela
3	Y27/11	Plagiogranite	11.2	488.9	0.066	0.71134 $\pm$ 6		Lake Dzelya-Ty
4	Y6/11	Granite (dyke)	17.3	505.0	0.099	0.70834 $\pm$ 7		r. Makar-Ruz'
Mafic inclusions in Sobsky complex								
5	Y76/12	Porphyric gabbro-diorite	1.4	425.8	0.010	0.70683 $\pm$ 5	?	r. Kokpela
6	Y306/12		31.9	491.3	0.188	0.71421 $\pm$ 11		r. Tumbolava
7	Y466/12		20.8	215.7	0.279	0.70721 $\pm$ 10		r. Pogurey-Kokpela
Kongorsky complex								
8	S11/5-1	Monzogabbro (petrotype)	14.6	556.4	0.076	0.70690 $\pm$ 9	390 LA ICP MS [Sobolev et al., 2012]	r. Makar-Ruz'
9	Y26/11	Monzogabbro	2.4	578.8	0.012	0.70566 $\pm$ 7		Lake Dzelya-Ty
10	Y34/11	Monzodiorite	5.8	547.2	0.031	0.70684 $\pm$ 8		r. Kokpela
11	Y33/11	Microgabbro	8.3	609.2	0.039	0.70697 $\pm$ 7		r. Kharamatalou
Yanaslorsky massif and dykes								
12	II/98	Biotite. granite (petrotype)	97.3	78.0	3.618	0.73172 $\pm$ 8	383 $\pm$ 3 SHRIMP [Udoratina et al., 2005]	Lake Yanaslor
13	Y32a/12	Aplite (dyke)	61.8	70.3	2.548	0.72107 $\pm$ 8		r. Tumbolava
Musyursky complex (late dykes with basic composition)								
14	Y4/12	Dolerite	14.8	480.8	0.089	0.70709 $\pm$ 9	243 $\pm$ 3 [Sobolev et al., 2013]	Upper streams r. Kokpela
15	S15/11	Gabbro-dolerite	27.1	351.4	0.223	0.70741 $\pm$ 13		Upper streams r. Makar-Ruz'

Table 2

**Sm and Nd concentrations and isotope composition Sm и Nd in the studied rocks**

Sample	Sm, mcg/g	Nd, mcg/g	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t, Ma	$e_{\text{Nd}}(0)$	$e_{\text{Nd}}(t)$	t(DM)	t(DM2)
Y306/12	4.91	19.07	0.1555	0.512856	400(?)	4.2	6.4	774	652
Y27/11	1.27	5.83	0.1320	0.512843	385	4.0	7.2	576	552
Y26/11	2.76	10.36	0.1609	0.512959	385	6.3	8.1	556	482
S11/5-1	2.6	11.46	0.1370	0.512826	390	3.7	6.6	647	600
II/98	2.62	11.57	0.1367	0.512808	375	3.3	6.3	680	626
S15/11	9.42	40.97	0.1389	0.512867	243	4.5	6.3	580	512

alaskites are distributed among quartz diorites and tonalites of the Sobsky complex. These rocks compose two small massifs (Yanaslorsky and Onikshorsky), a series of various vein and dyke bodies, some "rootless" structures and "nests", and also isolated small veins and dykes of granite-porphyrines and rocks with aplite structure. The regional and geological studies define this rock association as an independent Yanaslorsky intrusive complex. Late basalt dykes, which we refer to the Musyursky complex, run across rocks of all complexes.

Rb–Sr age of the Lagortinsko-Kokpelsky complex from the mineral isochrone of tonalite sample is 400 $\pm$ 10 Ma [Geochemistry ..., 1983], and from the bulk isotope composition – 399  $\pm$  24 Ma [Andreichev, 2004]. The value of primary strontium ratio in both cases does not exceed 0.704. The granitoids of the Yanaslorsky complex show the age 385  $\pm$  4 Ma ( $I_{\text{Sr}} = 0.70414$ ). These data are confirmed by SHRIMP dating. The zircon age from granodiorite and quartz diorite from the Sobsky (Lagortinsko-Kokpelsky) complex is respectively 395  $\pm$  5 and 386  $\pm$  3 Ma [Udoratina, Kuznetsov, 2007; Udoratina et al., 2008]. Other data [Remizov et al., 2009] show the age of this complex within

411.8 ± 6.3–392.1 ± 5.2 Ma, and Yanaslorsky – 386.5 ± 6.0–382.9 ± 8.3 Ma. Zircons from gabbroids and monzodiorites from the Kongorsky complex reveal concordant datings 404–400 Ma, and the age of the Sobsky complex is 386 ± 3–385 ± 5 Ma [Sobolev et al., 2012]. The age of late dykes from the Musyursky complex is 243 ± 3 Ma according to the latest LA-ICP-MS zircon datings [Sobolev et al., 2013].

New Rb–Sr isotope data (Table 1) support earlier results. Low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values confirm Sr-poor rocks and relative “youth” of the substrate, from which the initial magmas melted, and also testify to the primarily mantle nature of the melting or melting substrate and absence of crust material contamination.

The first Sm–Nd data on Sobsky rocks [Udoratina et al., 2003] testified to the formation of granitoids inside heterogeneous basement of immature ensialic late Silurian–Early Devonian Malouralsky plutonic belt. New Sm–Nd data (Table 2) on the rocks of the Kongorsky complex, mafic inclusions in the rocks of the Sorbsky complex and late dykes complement and confirm these ideas. High positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values, estimated for the appropriate time, vary within +6.6 – +8.1.

New Rb–Sr and Sm–Nd isotope characteristics were received for the complex Sobsky massif composed of sobsky (lagortinsko-kokpelsky) rocks, kongorsky, yanaslorsky and late dykes of musyursky complex. The Rb–Sr and Sm–Nd data specify participation of derivatives of depleted magma mantle, from which the Sobsky rocks were crystallized. These rocks are characterized by low Sr primary isotope composition values and high  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values.

*The researches are conducted within the UB RAS project 12-C-5-1024 “Subsynchronous formation of diverse granitoids: petrogenesis, nature of magma sources, geodynamics».*

## REFERENCES

- Andreichev V.L. Isotope geochronology of ultramafic-mafic and granitoid associations of eastern slope of the Polar Urals. Syktyvkar: Geoprint, 2004. 44 p. (in Russian).
- Geochemistry of isotopes in ophiolites from the Polar Urals / Ed. by A.V. Peyve. Moscow: Nauka, 1983. 164 p. (in Russian).
- Remisov D.N., Grigoryev S.I., Petrov S.Yu. et al. Magmatism of Malouralsky island arch (Polar Urals)//Geology and mineral resources of the European northeast of Russia. Proceedings of XV Geol. Congress of Komi Republic. V. II. Syktyvkar: IG Komi SC UB RAS, 2009. P. 322–324. (in Russian).
- Sobolev I.D., Hourigan J.K., Soboleva A.A. of U–Pb (LA-ICP-MS) zircon dating results from the rocks of Kongorsky complex (Polar Urals)//Structure, substance, history of lithosphere of Timan-Northern Ural segment. Proceedings of 21st conference. Syktyvkar: Geoprint, 2012. P. 215–218. (in Russian).
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Varlamov D.A. Shows of Triassic magmatism in Malouralsky zone of Polar Urals//Structure, substance, history of lithosphere of the Timan-Northern Ural segment: Proceedings of 22nd conference Syktyvkar, 2013. P. 160–164. (in Russian).
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Andreichev V.L. Dyke Triassic complex of Malouralsky zone of Polar Urals//Correlation of altides and uralides, magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogenic forecast. Proceedings of the Second Russian-Kazakhstan conference. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 2014. P. 155–156. (in Russian).
- Udoratina O.V., Shatagin K.N., Kuznetsov N.B. Sobsky plagiogranitoid complex of Polar Urals: first Sm–Nd isotope data / Structure of lithosphere and geodynamics. Proceedings of XX youth conference. Irkutsk: IZK SB RAS, 2003. P. 189–191. (in Russian).
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Matukov D.I. Age of granitoids of the Yanaslorsky massif (Polar Ural): U–Pb data//Proceedings of V All-Russia conference «Petrology of magmatic and metamorphic complexes» Tomsk: TsNTI. 2005. issue 5, V. 1. P. 135–142. (in Russian).
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B. Sobsky plagiogranitoid complex of Polar Urals // Bulletin MOIP. Geological. 2007. V. 82, Issue 3. P. 49–59. (in Russian).
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Larionov A.N., Shishkin M.A. U–Pb age of plagiogranitoids of Sobsky massif (Polar Urals) // Petrology and mineralogy of the North of the Urals and Timan. Syktyvkar, 2008. P. 52–62. (in Russian).

## ЦЕНТРЫ ДЛИТЕЛЬНОЙ (ДО 100 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОРОГЕНАХ

Г.Б. Ферштатер

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
Екатеринбург, Россия, gerfer@online.ural.ru*

В результате детальных изотопных исследований последних лет было установлено, что крупные ареалы интрузивных пород, часто образующие единые полиформационные массивы, представляют собой центры длительной магматической активности (ЦДМА), которые функционировали в течение времени, сравнимого с продолжительностью геологических периодов, а в отдельных случаях и дольше. Такие массивы характеризуются большими вариациями в составе слагающих их пород – от габбро до гранита – и сложным механизмом формирования, который включает в себя как частичное плавление, так и фракционирование. Обычно массивы сложены непрерывной серией габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного состава (ГТГГ комплексы) и широко распространены во многих подвижных поясах. В деталях они исследованы авторами на Урале.

Формирование ГТГГ массивов начинается и до завершающих стадий сопровождается мантийным по своему источнику водным базитовым магматизмом. Длительный период их формирования обусловлен сложным многоактным процессом становления, в котором выделяются следующие этапы: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичная кристаллизация роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габброидов с образованием тоналит-гранодиоритового расплава (автомигматизация); 4) многоэтапная мигматизация (частичное плавление тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава); 5) формирование гранитной части массивов (Ферштатер, 2013). Тренд химической эволюции при анатексисе базитов и образовании гранитоидного расплава часто является калийным, а самими продуктами такого анатексиса принадлежат к группе малокалиевых. Это обусловлено тем, что водный анатексис осуществляется в области стабильности таких водосодержащих минералов, как биотит и амфибол. При отсутствии в габброидах калиевого полевого шпата происходит обеднение калием гранитоидного расплава по сравнению с базитовым субстратом, в котором большая часть этого элемента сконцентрирована в биотите. Соответствующим образом меняется и концентрация ассоциированных с калием редких элементов.

Продукты водного базитового магматизма представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми габбро и диоритами. Названные породы служили субстратом, источником флюидов и тепловой энергии для образования преобладающих в массивах на современном эрозионном срезе тоналитов и гранодиоритов. Документально зафиксированная длительность базитового магматизма достигает 100 млн лет. Например, в районе Верхисетского массива (Средний Урал) этот магматизм начинается габброидами раннедевонской петрокаменской серии (370–380 млн лет), образование которых связано с завершающими стадиями островодужного магматизма Тагильской вулканогенной зоны, а заканчивается внедрением базитовых даек, секущих граниты с возрастом 300–290 млн лет в окраинно-континентальной обстановке.

Характерные особенности состава габброидов, ассоциированных с анатектическими гранитоидами – обычное присутствие амфибола, часто биотита, бедного анортитом плагиоклаза  $An_{20-45}$ , наличие первичного эпидота, повышенное содержание акцессорных минералов – апатита, сфена. Они богаты стронцием, а также заметно обогащены по сравнению с производными гранитоидами теми редкими элементами, которые концентрируются в апатите и сфене, в том числе редкоземельными. Отмеченные особенности состава свидетельствуют о том, что такие габброиды являются производными аномальной метасоматизированной мантии преимущественно верлитового состава и существенно водного богатого стронцием флюида, источником которого была расположенная ниже области магомгенерации субдукционная зона.

Большая часть тоналитов и гранодиоритов, представлена продуктами частичного плавления (анатексиса) базитов. Дифференциация такого анатектического расплава порождает обособление небольшого количества гранитов, которые образуют жилы и малые интрузивные тела среди гранодиоритов и имеют с ними одинаковый возраст.

Образование больших масс адамеллитового или гранитного расплава обусловлено процессом переплавления тоналитов или гранодиоритов. Наиболее интенсивное переплавление тоналитов и гранодиоритов отвечало по времени позднему карбону и даже ранней перми. Поэтому адамеллиты и граниты по возрасту оторваны от более основных гранитоидов на 10–40 млн лет. Такой многократный анатексис, который сопровождает

ся кристаллизационной дифференциацией образующихся расплавов, - характерная особенность ГТГГ массивов. Им свойственна большая вертикальная протяженность. Расстояние от корневых зон частичного плавления роговообманковых базитов ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7-0.8P_{\text{общ}} = 6-10$  кбар) до верхних, сохранившихся от эрозии частей массивов ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}} = 4-2$  кбар), составляет до 20–25 км. В пределах этой магматической колонны базиты концентрируются преимущественно в нижней, а граниты – в верхней части. Тоналиты и гранодиориты слагают промежуточную зону.

В изложенной модели практически не участвует доуральская сиалическая кора. Протолит представлен породами, которые формируются в ходе становления самого массива в последовательности габбро – тоналит, гранодиорит. Отсюда – яркие изотопные характеристики всех пород – низкие первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , повышенные значения  $\epsilon\text{Nd}$ , величина которых определяется в том числе и положением ДЦМА над зоной субдукции.

Ключевой петрогенетический процесс, обеспечивающий функционирование рассматриваемых ДЦМА – самопроизвольный анатексис роговообманковых габбро. Анатексис обусловлен понижением температуры солидуса вследствие роста содержания воды в остаточном расплаве. Модельные объекты – синплутонические базитовые дайки.

Дайки представлены преимущественно мелко- тонкозернистыми роговообманковыми габбро и диоритами. Они образуются на разных стадиях формирования массива – от ранних до самых поздних. В первом случае габброиды отмечаются в виде фрагментов, ксенолитов в гранитоидах; во втором – в виде даек, секущих аплиты и пегматиты. Краевые части даек имеют мигматитовую текстуру, обусловленную наличием прожилкоподобных выделений мелкозернистого лейкократового материала, существенную роль в минеральном составе которого играет плагиоклаз примерно такого же состава как и в исходном базитовом материале даек, и кварц с обычной примесью роговой обманки, биотита и эпидота. Контакты даек в этом случае приобретают нерезкие ограничения, но все равно четко фиксируют первичные контуры даек, так как пересекают такие додайковые неоднородности гранитоидов, как гнейсовидность, полосчатость или ксенолиты.

Обычно кислые породы, ассоциированные с синплутоническими дайками, рассматриваются как продукты плавления горячих и не полностью затвердевших вмещающих гранитоидов под влиянием тепла даек. К описанной выше ситуации этот механизм не применим. Во-первых, дайки рассекают уже консолидированные породы, имеющие гнейсовидную текстуру. Во-вторых, и это главное, частичное плавление пород, содержащих калишпат, каковыми являются вмещающие дайки гранитоиды, дает расплавы не бедных калием плагиогранитов и трондьемитов, которыми представлены лейкократовые выделения в дайках, а нормальных гранитов, более богатых калием по сравнению с породами субстрата. Единственным источником вещества кислых пород, ассоциированных с дайками, может быть только процесс частичного плавления вещества самой дайки. Такое повторное плавление продуктов кристаллизации богатых водой расплавов в процессе их внедрения (автомагматическая мигматизация), составляет яркую и типичную особенность водного базитового магматизма.

Реставрация условий анатексиса на основе Amf-Pl барометра свидетельствует о том, что массовый анатексис роговообманковых габбро и формирование тоналитов и гранодиоритов происходили в интервале давлений 9–7 кбар, частичное плавление тоналитов и гранодиоритов и образование гранитного расплава – в интервале давлений 6–4 кбар. Уровень кристаллизации гранитоидов в большинстве ДЦМА составлял 4–2 кбар. Гипабиссальные ГТГГ массивы обычно не образуют ДЦМА и формируются в короткие временные интервалы.

## CENTERS OF LONG (UP TO 100 MA) MAGMATIC ACTIVITY IN ABOVE-SUBDUCTION OROGENS

G.B. Fershtater

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,  
Ekaterinburg, Russia, gerfer@online.ural.ru*

As a result of detailed isotopic studies of recent years, it was found that large areas of Intrusive rocks, often forming united massifs of complex composition represented the centers of long magmatic activity (LMAC). These centers functioned for a time, comparable with the duration of geological periods, and in some cases longer. The massifs are characterized by large variations in composition of the constituent rocks - from gabbro to granite – and by complex formation mechanism, which includes both partial melting and fractionation. Usually massifs are composed

of a continuous series of gabbro-tonalite-granodiorite-granite composition (GTGG complexes) and widespread in many mobile belts. In the Urals they are studied by the authors in details.

The formation of GTGG massifs begins with intrusion of hornblende gabbros – the products of the mantle water-rich mafic magmatism - and is accompanied by them till the final stage.

A long period of their formation includes the following stages: 1) the intrusion of water- rich mafic magma; 2) partial crystallization of hornblende gabbro, enrichment of the residual liquid by water; 3) spontaneous partial melting of gabbros with tonalite-granodiorite melt formation (automigmatization); 4) multistage migmatization (partial melting) of tonalites and granodiorites, the melt forms the granite part of massifs (Fershtater, 2013). The granitic rocks formed by the anatexis of gabbro usually contain less  $K_2O$  than gabbro substratum. This is because the water anatexis is carried out in the field of stability of such water-bearing minerals, as biotite and amphibole. Gabbros usually do not contain potassium feldspar and the melt becomes depleted of potassium as compared with the basic substratum in which most of this element is concentrated in the biotite.

Products of water rich basic magma crystallization are represented by hornblende and biotite-hornblende gabbro and diorite. These rocks served as protholith, the source of fluid and thermal energy for tonalites and granodiorites which predominate in massifs on modern erosion level. The duration of basic magmatic activity reaches 100 million years. For example, in the Verkhisetsk massif (Central Urals) this magmatism begins with the Devonian gabbros (370-380 Ma), the formation of which is connected with the final stages of island arc magmatism of Tagil volcanic zone, and ends with the formation of mafic dikes cross-cutting granites (300-290 Ma) in the continental-marginal environment.

Characteristic features of gabbros associated with anatectic granitoids - the usual presence of amphibole, often biotite, poor by anorthite plagioclase,  $An_{20-45}$ , the presence of primary epidote, high concentrations of accessory minerals - apatite, sphene. They are rich in strontium, as well as significantly enriched, in comparison with derived granitoids by those trace elements that concentrate in the apatite, and sphene, including REE. The composition features noted indicate that such gabbros are the derivatives of metasomatized mantle of primarily wehrlite composition and strontium-rich water fluid, whose source was located in the subduction zone. Most of the tonalites and granodiorites are represented by the products of partial melting (anatexis) of mafic rocks. Differentiation of such anatectic melt generates the segregation of small amount of granites that form veins and small intrusive bodies among granodiorites and have the same age with them.

The large masses of granite and adamellite melt form by remelting of tonalites or granodiorites. The most intensive remelting took place at Late Carboniferous or Early Permian. So, most part of granites are 10-40 million years younger in comparison with the more basic granitoids. Such multiple anatexis, which is accompanied by the crystallization differentiation of formed melts is the characteristic feature of GTGG massifs. A large vertical extent is peculiar to them. The distance from the root zones of partial melting of mafic rocks ( $P_{H_2O} = 0.7-0.8P_{tot} = 6-10$  kbar) to the upper preserved from erosion parts of massifs ( $P_{H_2O} = P_{tot} = 4-2$  kbar), is up to 20-25 km. Within this magma column gabbros are concentrated mainly in the lower part and granites – in the upper part. Tonalite and granodiorite compose intermediate zone.

In the presented model, pre-Ural sialic crust practically does not take part. The protolith is presented by rocks that are formed in the making of the massif itself into a sequence of gabbro - tonalite, granodiorite. Hence – bright isotopic characteristics of all the rocks – low initial  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , higher values eNd, the value of which is determined by including the LCMA position above the subduction zone.

The key petrogenetic process that ensures the functioning considered LCMA is spontaneous anatexis of hornblende gabbro. Anatexis is caused by the decrease of the solidus temperature due to the growth of water content in the residual melt. Model objects are synplutonic basic dikes.

Dikes are represented mainly by hornblende gabbros and diorites. They are generated at different stages of formation of the massif- from the earliest to the most recent ones. In the first case gabbros are marked in the form of fragments, xenoliths in granitoids; in the second - as dikes cutting aplites and pegmatites. Edge parts of the dikes have migmatite texture caused by the presence of vein-like separates of fine-grained leucocratic material, which consists of plagioclase of about the same composition as in the original material of mafic dikes and quartz with the usual admixture of hornblende, biotite and epidote. The dikes in this case have soft edges, but the primary contours of them still clearly fixes, because they cross such pre-dike heterogeneities of granitoids as gneissic texture, banding or xenoliths.

Generally, the acid rocks associated with synplutonic dikes are considered as products of melting hot and not completely solidified host granitoids under the influence of dikes heat. For the situation described above, this mechanism does not be applied. First, dikes dissect already consolidated rocks with gneissic texture. Secondly, and most importantly, the partial melting of rocks containing K-feldspar, which are the granitoids enclosing dikes, gives melts normal granites, more potassium-rich rocks compared to the substrate instead of poor in potassium plagiogranites and

trondhjemites that presented in isolation leucocratic separations in dykes. The only source material of felsic rocks associated with the dikes, can be the process of partial melting of the dike itself. Such re-melting of crystallization products rich in water melts in process of their intrusion (the automagmatic migmatization) is a bright and typical feature of water mafic magmatism.

Restoration of the anatexis conditions on the base of Am-Pl barometer indicates that a large-scale anatexis of hornblende gabbro and forming of tonalite and granodiorite occurred in the pressure range 9–7 kbar, partial melting of tonalite and granodiorite and granitic melt formation- in the pressure range 6–4 kbar. Level crystallization of granitoids in most LCMA was 4–2 kbar. High level (hypabyssal) GTGG massifs do not usually comprise LCMA and formed in short time intervals.

THE CAMBRIAN MAGMATIC ACTIVITY IN THE ZAMTYN NURUU RANGE, LAKE ZONE, MONGOLIA

**P. Hanzl<sup>1</sup>, D. Buriánek<sup>2</sup>, A. Gerdes<sup>2</sup>, K. Hrdličková<sup>1</sup>, V. Janoušek<sup>1</sup>, K. Schulmann<sup>1</sup>,  
A. Battushig<sup>3</sup>, T. Ganchuluun<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Czech Geological Survey, Klárov 3, 118 21 Prague 1, Czech Republic, pavel.hanzl@geology.cz

<sup>2</sup>Institut für Geowissenschaften, J.W. Goethe Universität, Altenhöferallee 1,  
60438 Frankfurt am Main; Germany

<sup>3</sup>Institute of Geology and Mineral Resources of Mongolian Academy of Sciences,  
Ulaanbaatar, Mongolia

<sup>4</sup>School of Geology and Petroleum Engineering, MUST, Ulaanbaatar, Mongolia

The Zamtyn Nuruu crustal block situated in the easternmost tip of the Mongolian Altai is exposed between the Paleozoic volcanosedimentary prism of the Gobi-Altai Domain in the S and the Neoproterozoic–Cambrian accretionary wedge with ophiolite remnants (the Lake Zone) in the N. The Zamtyn Nuruu block of the pre-Cambrian age is composed of variegated metasedimentary rocks in the upper part while the lower part is formed by orthogneisses, migmatites and amphibolites accompanied by syn-tectonic gabbro and diorite intrusions. The mineral assemblage of amphibolites corresponds to P–T conditions of about  $680 \pm 60$  °C and  $8.6 \pm 1$  kbar. The partial melting of migmatized members may possibly have been caused by decompression during the fast exhumation. These rocks are covered by terrestrial siliciclastic sediments and, together with them, intruded by post-tectonic Late Cambrian granites [Hrdličková et al., 2010].

The usually foliated mafic intrusive rocks form bodies elongated parallel to foliation in adjacent amphibolites. They are medium- to coarse-grained, varying from pyroxene-amphibole to biotite-amphibole gabbro (rarely with cumulate fabrics) and diorite.

The mafic igneous rocks are basic to intermediate ( $\text{SiO}_2 = 46.7\text{--}55.5$  wt. %), metaluminous, calc–alkaline with low  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  of 0.1–0.2. The chondrite-normalized REE patterns are rather flat ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.5\text{--}6.7$ ) with positive Eu anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.0\text{--}1.3$ ). Composition of the surrounding amphibolites is similar ( $\text{SiO}_2 = 46.8\text{--}53.8$  wt. %,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.1\text{--}0.7$ ). The REE patterns show varied, but usually low degree of fractionation ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.7\text{--}4.7$ ).

The LA ICP-MS zircon age of  $542 \pm 4$  Ma from gabbro dates time of zircon crystallization and zircon age of  $517 \pm 5$  Ma from diorite is interpreted as timing its emplacement. Hf isotope compositions are close to that of depleted mantle ( $\epsilon_{\text{Hf}} = 8.2\text{--}10.2$ ). Trace-element signatures (enrichment in Ba, Th, U, K, Pb and Sr accompanied by Rb, Nb, P and Zr depletion if compared with NMORB) as well as isotopic data ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{550} = 0.7047\text{--}0.7056$  and  $\epsilon_{\text{Nd}} = 2.1\text{--}2.7$ ) point to primitive source of mafic rocks and only limited role for crustal contamination.

Our data, together with those of Hrdličková et al. [2010], provide an evidence of Cambrian (c. 540 and 510 Ma) magmatic activity evolving from syn-tectonic mafic magmatic arc to post-tectonic relatively mature granites in the SE tip of the Lake Zone. Similar rocks can be traced more to the west [Dijkstra et al., 2006] and form a large magmatic arc in the Mongolian Altai part of the Central Asian Orogenic Belt [Janoušek et al., 2014].

Financial support: Project Zamtyn Nuruu - 50 financed by Official Cooperation Agency of the Czech Republic; Grant Agency of the Czech Republic (P210/12/2205).

## REFERENCES

- Dijkstra A.H., Brouwer F.M., Cunningham W.D., Buchan C., Badarch G. and Mason P.R.D. Late Neoproterozoic proto-arc ocean crust in the Dariv Range, Western Mongolia: a supra-subduction zone end-member ophiolite // *J. Geol. Soc.* 2006. V. 163. P. 363–373.
- Hrdličková K., Gerdes A., Gilíková H., Bat-Ulzii D. and Hanzl P. Burd Gol granite massif as a product of the Late Cambrian post-orogenic magmatism in the SE part of the Lake Zone, Gobi Altay, SW Mongolia // *J. Geosci.* 2010. V. 55. P. 369–386.
- Janoušek V., Jiang Y., Schulmann K., Buriánek D., Hanzl P., Lexa O., Ganchuluun T. and Battushig A. The age, nature and likely genesis of the Cambrian Khantaishir arc, Lake Zone, Mongolia // *Geoph. Res. Abstr.* 2014. V. 16. EGU2014-6108.

**СУБСИНХРОННЫЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ КОРОВЫЙ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ И ТРАНСФОРМНЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ НА ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ ( $S_2$ - $D_1$  и  $D_3$ - $C_2$ ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ УРАЛА****В.В. Холоднов***Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
Екатеринбург, Россия, holodnov@igg.uran.ru*

В истории формирования активной континентальной окраины Уральского эпокееанического орогена выделены два важных этапа:  $S_2$ - $D_1$  (преимущественно Средний, Северный, Полярный Урал) и  $D_3$ - $C_2$  (Южный Урал). Эти этапы характеризуют инверсию геодинамического режима – с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформный рифтогенно-сдвиговый (с зонами рассеянного рифтогенеза), характерный для зон скольжения литосферных плит. Появление последнего тектоно-геодинамического режима, характеризуется, как известно [Ханчук, Мартынов, 2011 и др.], значительным разнообразием продуктов магматизма, с широким проявлением субщелочного и щелочного магматизма внутриплитного типа.

На указанных выше рубежах  $S_2$ - $D_1$  на Среднем и Северном Урале, а затем позднее в  $D_3$ - $C_2$  на Южном Урале, в процессе аккреционно-коллизийных и рифтогенно-сдвиговых трансформных событий происходит практически одновременное (субсинхронное) образование различных по составу и генезису, гетерогенных по магматическим источникам и флюидному режиму, гранитоидных серий (комплексов): производных мантийных внутриплитных (рифтогенных) базальтоидных магм, гранитоидов близких надсубдукционным гранитоидам наложенных андезитовидных вулканоплутонических поясов [Язева, Бочкарев, 1998 и др.] и коровых анатектических серий диорит-гранодиорит-гранитного состава, также имеющих отчетливые надсубдукционные геохимические характеристики. При этом, независимо от возраста аккреционно-коллизийных и сопровождающих их рифтогенных и трансформных событий в раннем девоне – на севере или в карбоне – на юге, спектр гранитоидного магматизма в том и другом случаях близок, но формы проявления, масштабы, продуктивная рудоносность, пространственная позиция магматических серий и отдельных массивов существенно меняются.

*На Среднем и Северном Урале – в Тагильской островодужной мегазоне* – аккреционно-коллизийный и трансформный рифтогенно-сдвиговый тектоно-геодинамический режим (с зонами рассеянного рифтогенеза) сопровождается формированием позднесилурийской гороблагодатской толщи и позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты [Петров, 2013; Холоднов, Петров и др., 2013]. Выполняемые вулканогенно-осадочными образованиями этих свит палеодепрессии и грабены закономерно вписываются в крупную субмеридиональную рифтогенно-сдвиговую зону, контролирующую размещение не только бимодальных вулкаников  $S_2$ - $D_1$ , но и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса и связанных с ними скарново-магнетитовых месторождений. Эта трансформная рифтогенно-сдвиговая структура (зона скольжения плит) протягивается далее на север в меридиональном направлении на сотни километров (к Покровскому и Северным железорудным месторождениям). Вдоль западной окраины Тагильской мегазоны все эти месторождения образуют Главный западный пояс контактово-метасоматических железорудных месторождений Среднего и Северного Урала.

Аналогичная трансформная рифтогенно-сдвиговая структура на востоке Тагильской мегазоны контролирует размещение ранне-среднедевонских (400–411 млн лет) внутриплитных вулкаников и интрузивных пород (ауэрбаховский габбро-гранитоидный комплекс) и сопровождающих их железорудных, медно-скарновых и крупных золоторудных месторождений Масловско-Ауэрбаховской рудной зоны, образующих известный Восточный пояс таких месторождений [Скарн.-магнет. форм. Урала, 1989 и др.]. Этот тип внутриплитного габбро-сиенит-гранитного магматизма характеризуется высокой активностью хлора в составе рудообразующих флюидов [Холоднов, Бушляков, 2002 и др.], что и определяет формирование крупных скарново-магнетитовых и медно-скарново-магнетитовых месторождений.

Одновременно с внутриплитным рифтогенным магматизмом в Тагильской мегазоне, на субстрате краевой восточной части Платиноносного пояса Урала (ППУ), на рубеже силур-ранний девон (423–406 млн лет) произошло формирование палингенно-коровой гранитоидной ассоциации [Холоднов, Петров, 2014], которая включает анатектическую лейкогаббро-анортозит-плаггиогранитную (ЛАП) серию, детально охарактеризованную во многих публикациях [Ферштатер, 2013 и др.] и диорит-тоналит-гранитоидную серию горы Ермакова, с возрастом циркона 406 млн лет. Коровому магматизму в составе ППУ во времени предшествовал этап форми-

рования мантийно-коровых гранитоидов андезитоидного ряда. Небольшие по размерам дифференцированные диорит-гранодиорит-граносиенитовые интрузии этого типа образуют довольно узкий по ширине, но сильно вытянутый на сотни километров в меридиональном направлении пояс, также, как и анатектические коровые массивы ЛАП серии и горы Ермакова, формирующийся в восточной краевой части комплексов ППУ. Гип-, мезоабиссальные диорит-гранодиоритовые и граносиенитовые интрузии этого пояса ранее были отнесены к тагильскому гранитоидному комплексу, датированному по циркону возрастом 430 млн лет [Ферштатер, 2013].

Таким образом, в восточной краевой зоне комплексов ППУ, вдоль границы сочленения их с островодужными толщами Тагильской мегазоны, мантийно-коровые диорит-гранодиоритовые интрузии андезитоидного ряда совместно с коровыми гранитоидными анатекитами (ЛАП серия и др.) образуют единый узколинейный субмеридиональный пояс, тесно сближенный в пространстве с рифтогенными внутриплитными габбро-гранитными интрузиями, пояс которых также вытянут в субмеридиональном направлении на многие сотни км. Сближенность в пространстве, узколинейный характер развития данных гетерогенных по магматическим источникам гранитоидных поясов, близкие возрастные диапазоны их формирования: коровых 423-406 млн лет, мантийно-коровых андезитоидных 430 млн. лет и внутриплитных железосных 425-405 млн лет, является реальным свидетельством связи этих субсинхронных гранитоидных поясов с рифтогенно-трансформной зоной скольжения литосферных плит.

*Южный Урал. Магнитогорская островодужная мегазона.* Инверсия геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформный (рифтогенно-сдвиговый) проявилась здесь позднее в  $D_3-C_1$ . Это связано с более поздним временем причленения магнитогорской островной дуги к краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в режиме мягкой косоугольной коллизии [Пучков, 2000 и др.]. Охарактеризованное выше соотношение различных по составу, генезису, магматическим источникам и флюидному режиму гранитоидных серий (комплексов), образующихся практически одновременно при тектонической деструкции Тагильской островной дуги под действием аккреционно-коллизийного и трансформного процесса – в Магнитогорской островодужной мегазоне имеет иные характеристики. Это связано, главным образом, с особенностями геологического строения самой Магнитогорской островодужной мегазоны. Здесь меняется не только пространственная позиция гранитоидных производных мантийных внутриплитных магм, гранитоидов андезитоидного ряда и палингено-коровых диорит-гранодиорит-гранитных серий субсинхронных по возрасту друг другу, но и формы проявления этих типов гранитоидного магматизма. Существенно меняется и потенциальная рудоносность отдельных типов гранитоидных магм, особенно коровых анатектических и мантийно-коровых андезитоидных, с ростом их продуктивности на золото-шеелитовое (первых) и медно-порфировое с молибденом (вторых) оруденение.

В центральной части Магнитогорской мегазоны в конце турне – раннем визе был сформирован крупный Магнитогорско-Богдановский грабен, в пределах которого вулканическая деятельность (березовская и греховская свиты базальт-трахидацил-трахириолитового состава) проявилась, как в связи с локальными раздвигами в виде трещинных излияний, так и в виде вулканов центрального типа, в том числе со стратовулканами на плечах раздвигов [Салихов и др., 2013]. Одновременно с бимодальным внутриплитным вулканизмом в диапазоне 350-330 млн лет формировались габбро-гранитные массивы магнитогорской серии. Общность составов интрузивных и вулканогенных пород Магнитогорско-Богдановского грабена была положена в основу объединения их в единую вулкано-интрузивную серию [Ферштатер, Бородин, 1975; и др.]. Для пород такой серии типичны не только высокими концентрациями Ti и Fe, но и высокие содержания Nb, Zr, Y и других высокозарядных элементов, характерных для внутриплитных образований. Высокие значения  $\epsilon Nd (+6)$  и низкие значения первичных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.7035–0.7040) характеризуют состав магматического источника, его связь с инъекциями сильно обедненных (деплетированных) мантийных магм горячих астеносферных диапиров в зоны наиболее интенсивной трансформной (рифтогенной) деструкции магнитогорской палеодуги, при минимальном содержании в этих магмах корового материала. Внедрение бимодальных интрузивных и вулканических производных астеносферного диапира здесь, как и в Тагильской мегазоне в  $S_2-D_1$ , сопровождалось мощным потоком флюидов богатых хлором, с формированием крупных скарново-магнетитовых месторождений Магнитогорского рудного поля [Холоднов, Бушляков, 2002 и др.], генетически связанных с магнитогорским габбро-гранитным комплексом, датированным возрастом 330–335 млн лет [Ронкин, 1989; Ферштатер, 2013; и др.]. Это важная черта железосных интрузивных серий, формирующихся в зонах скольжения литосферных плит.

Синхронно, внутриплитному рифтогенному магматизму в Магнитогорско-Богдановском грабене, в этот период (в диапазоне 335–330 млн лет) на северо-западе Магнитогорской мегазоны, в месте ее стыка с восточным пассивным краем ВЕП, формировался крупный Сыростанско-Тургойский ареал аккреционно-коллизийного

корового магматизма, который по составу аналогичен надсубдукционному мантийно-коровому гранитоидному магматизму ГТТГ типа. Сыростанский и Тургорский массивы диорит-гранодиорит-гранитного состава запечатали здесь зону Главного коллизионного шва Урала (зону ГУР, а), своим появлением свидетельствуя, что окончательное приращение Магнитогорской палеодуги к краю Восточно-Европейского континента произошло на рубеже визе и серпухова, т.е. около 335–330 млн лет. Совпадение возрастных значений для рифтогенного внутриплитного магматизма в Магнитогорско-Богдановском грабене и для аккреционно-коллизионного корового магматизма в зоне сочленения Магнитогорской палеодуги с краем ВЕП свидетельствует, что рифтогенно-трансформная тектоническая деструкция Магнитогорской островной дуги началась наиболее активно только после ее окончательного приращения к краю ВЕП.

Время окончательного приращения Магнитогорской палеодуги к краю ВЕП, с формированием трансформной континентальной окраины Южного Урала, подтверждают и данные по изучению состава и возраста позднепалеозойского орогенного гранитоидного магматизма, непосредственно развитого в краевой части самой ВЕП, примыкающей к Уралу с запада [Шардакова, Шагалов, 2004; и др.]. Этими исследованиями установлено, что в среднем карбоне (начиная с 315 млн лет и до 300 млн лет) уральский орогенный (аккреционно-коллизионный) гранитоидный магматизм проникает в краевую часть платформы, в виде трансформного субмеридионального пояса небольших по размерам гранитоидных интрузий. Этот пояс интрузий протягивается с юга на север – от зоны Уралтау через северо-восточную часть Башкирского мегантиклинория и центральную часть Уфалейского метаморфического блока и далее на север, пересекая здесь вновь зону Главного Уральского разлома. Данный пояс, таким образом, трассирует самую западную границу герцинской активной континентальной окраины Урала, которая протягивается затем далеко на восток – до зоны сочленения Урала с Казахстанским континентом. Для Нижнеуфалейского массива в составе этого пояса, несмотря на то, что его окружают древние (среднерифейские и венд-кембрийские) рифтогенно-метаморфические образования платформы, характерны комплементарно низкие первичные отношения изотопов Sr 0.70428 и высокие значения  $\epsilon Nd (+4.1)$ , что предполагает значительную роль новообразованного деплетированного мантийного материала в субстрате, из которого выплавлялись его породы. Такой же деплетированный мантийный субстрат в зоне магмогенерации определяет изотопно-геохимические характеристики и гранитоидов Сыростанско-Тургорского ареала аккреционно-коллизионного корового гранитоидного магматизма, запечатывающего зону ГУР. Формирование гранитоидов в краевой части ВЕП можно рассматривать и как завершение позднекаменноугольной субдукции, имеющей вероятнее всего западное падение под новообразованную континентальную окраину ВЕП, что и определяет омоложение гранитоидных комплексов аккреционно-коллизионного генезиса с востока (мариновский, нижнесанарский, пластовский) на запад к окраине ВЕП (Ахунувский, Сыростанский, Нижнеуфалейский массивы и др.).

*Исследования проведены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015), совместной программы УрО, ДВО и СО РАН (проект 12-С-5-1022).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Петров Г.А. Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования // Ежегодник -2012. Тр. ИГГ УрО РАН, Вып. 160, 2013. С. 56–61.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988 ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1989. С. 107–111.
- Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизионной эпохи на Южном Урале. // Геологический сборник №10. Информационные материалы /ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 176–199.
- Скарново-магнетитовая формация Урала: Средний и Южный Урал. Свердловск. УрО АН СССР. 1989. 212 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосф. плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 390 с.
- Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 94–109.

- Холоднов В.В., Петров Г.А. Состав, условия формирования и рудоносность различных генетических типов гранитоидов Тагильской мегазоны (Средний Урал) на этапе инверсии  $S_2-D_1$  геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизийный и трансформный // Корреляция алтаид и уралид: материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. 1–4 апр. 2014 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 174–176.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Геохимия и условия формирования гранитов Нижнеуфалейского массива и ассоциированных с ними пород // Докл. РАН, 2004. Т. 394, № 5. С. 682–685.

**ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: РЕЗУЛЬТАТ  
ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ**

**С.В. Хромых<sup>1,2</sup>, П.Д. Котлер<sup>1,2</sup>, Е.Н. Мороз<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия  
serkhrom@mail.ru*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

Территория Восточного Казахстана является частью Алтайской коллизионной системы герцинид, сформированной в позднем палеозое в результате коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003]. Эволюция коллизионной системы началась в конце раннего карбона с закрытием Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна, реликты коры которого сохранились в виде серпентинитового меланжа в осевой части Чарской структурно-формационной зоны. Формирование орогенного сооружения происходило в интервале 320–300 млн лет; а на завершающих стадиях эволюции коллизионной системы в интервале 300–275 млн лет был проявлен разнообразный по составу мантийно-коровый магматизм – габбро-пикритоидные, габбро-гранитоидные, гранодиорит-плагиогранитные, щелочно-гранит-лейкогранитные ассоциации, формирование которых в настоящее время связывается с проявлением Таримского мантийного плюма [Борисенко и др., 2006; Владимиров и др., 2008; Поляков и др., 2008; Добрецов и др., 2010; Хромых и др., 2013]. Для объяснения последовательности развития магматизма этого интервала в Восточном Казахстане привлекается модель взаимодействия термохимических плюмов с литосферой [Добрецов и др., 2010], подразумевающая несколько этапов плюм-литосферного взаимодействия с внедрением мафических магм в основание литосферы коллизионно-складчатого сооружения и появлением нижнекоровых среднекремнекислых выплавок [Куйбида и др., 2009; Хромых и др., 2011].

Одним из ярких примеров этих процессов являются габбро-гранитоидные интрузии, проявленные в пределах Чарской структурно-формационной зоны. В докладе представлены результаты исследования трех наиболее крупных – Преображенского, Тастауского и Дельбегетейского массивов. На современном эрозионном срезе они имеют относительно крупные (от 100 до 300 км<sup>2</sup>) изометричные выходы, и по геофизическим данным прослеживаются до глубин 5–7 км [Ермолов и др., 1983]. Изученные массивы прорывают существенно терригенные отложения (песчаники, алевролиты, конгломераты) раннего – среднего карбона.

Характерной чертой изученных массивов является значительное разнообразие магматических пород. В составе Преображенского интрузива выделено несколько фаз от габброидов до лейкогранитов [Ермолов и др., 1983]. Проведенные нами исследования минеральных парагенезисов позволили выделить две группы пород: 1) базитовую, представленную габбро (Pl + Cpx ± Hbl), биотит-роговообманковыми габбро или диоритами (Pl + Hbl + Bt ± Cpx) и монцонитами (Pl + Kfs + Amf + Bt + Qtz); 2) гранитоидную, представленную граносиенитами (Pl + Kfs + Qtz + Amf + Bt), гранитами (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Amf) и лейкогранитами (Qtz + Pl + Kfs ± Bt ± Grt). В западной, центральной и восточной частях массива между породами двух групп (роговообманковые габбро–диориты с одной стороны и граносиениты – граниты с другой) зафиксированы явления магматического минглинга – породы имеют фестончатые контакты, наблюдается взаимное проникновение базитов и гранитоидов, и те и другие имеют округлые формы. Наличие минглинг-взаимоотношений свидетельствует о близодновременном внедрении мафических и салических магм и формировании базитовой и гранитоидной породных групп в результате мантийно-корового взаимодействия. В составе Тастауского массива также выделяются базитовая и гранитоидная группы пород: 1) оливинные габбронориты (Pl + Cpx + Opx + Ol + Bt) и диориты (Pl + Hbl + Bt ± Cpx); 2) граносиениты (Pl + Kfs + Qtz + Amf + Bt), граниты (Qtz + Pl + Kfs + Bt) и лейкограниты (Qtz + Pl + Kfs ± Bt). Здесь также зафиксированы явления магматического минглинга с участием базитовой и гранитоидной групп пород, подробно описанные в [Докукина и др., 2010]. Отличием Тастауского массива от Преображенского является меньшее количество пород базитовой группы на современном эрозионном срезе. Дельбегетейский массив на современном эрозионном срезе представлен породами гранитоидного состава. Наиболее ранними являются кварцевые монцониты или граносиениты (Pl + Kfs + Amf + Qtz + Bt), обнаруженные лишь в западной части массива, в то время как основная площадь массива сложена гранитами (Qtz + Pl + Kfs + Bt) и лейкогранитами (Qtz + Pl + Kfs ± Bt).

Петрогеохимические данные подтверждают различия между базитовой и гранитоидной породными группами – как для Преображенского, так и для Тастауского массивов составы пород формируют самостоятельные тренды на двухкомпонентных петрохимических диаграммах, отчетливо различаясь по содержанию

ям  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ . В то же время и базиты и гранитоиды всех массивов имеют схожие петрогеохимические характеристики. Габбро, диориты и монциты Преображенского массива, габбронориты и диориты Тастауского массива характеризуются повышенными содержаниями щелочей, в том числе  $K_2O$  (до 2 мас.% в габбро, 2.5 мас.% в диоритах, 5.6 мас.% в монцитах) и могут быть отнесены к субщелочному петрохимическому ряду. Разнообразие составов базитовых пород в содержаниях  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  позволяет заключить, что в эволюции базитовых магм Преображенского массива определяющим являлось фракционирование клинопироксена, в Тастауского массива – оливина и пироксена с накоплением в дифференцированных расплавах глинозема и щелочей. Существенные различия в содержаниях  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  в базитах Преображенского массива свидетельствуют о существенном фракционировании ильменита (титаномагнетита). Геохимические характеристики базитов двух массивов весьма сходны: отмечено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, максимумы в концентрациях Ba, K, Ti, Zr (для габбро Преображенского массива), Sr (для габброноритов Тастауского массива). Эти особенности сближают изученные породы с базальтами океанических островов (ОИВ). Данный вывод подтверждается и изотопными данными – результаты изотопного анализа Sm-Nd и Rb-Sr систем для габбро из обоих массивов показали, что первичные  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения обладают составами, обогащенными относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7036-0.7041$ ), значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  варьируют от 6,1 до 6,96. Изотопные составы попадают в поле таковых для базальтов океанических островов (ОИВ) и близки к значениям, установленным для компонентов мантийных плюмов. Совокупность петрологических, геохимических и изотопных данных позволяет утверждать, что базитовые группы пород в габбро-гранитных массивах являются результатом дифференциации субщелочных долеритовых (пикродолеритовых) магм, имеющих «плюмовые» геохимические характеристики. Гранитоиды изученных массивов характеризуются повышенными содержаниями щелочей, в том числе  $K_2O$  (от 3 до 6 мас.%), их составы на двухкомпонентных петрохимических диаграммах образуют единый тренд, демонстрируя последовательное снижение содержаний  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  от граносиенитов до лейкогранитов. Концентрации легких лантаноидов преобладают над тяжелыми, наблюдаются минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu, Ti, которые углубляются от граносиенитов до лейкогранитов. Совокупность петрологических и геохимических данных позволяет утверждать, что породы гранитоидной группы изученных массивов являются результатами дифференциации субщелочных граносиенитовых магм, сформированных в результате плавления коровых субстратов в равновесии с плагиоклаз-обогащенным реститом; разнообразие составов пород определялось фракционированием плагиоклаза, амфибола и биотита.

Определение возраста формирования габбро-гранитоидных интрузий было выполнено U-Pb изотопным методом (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) для монцитов Преображенского массива и Ag-Ag изотопным методом (ступенчатый прогрев, ИГМ СО РАН, Новосибирск) для оливиновых габброноритов Тастауского массива. U-Pb изотопный возраст монцитов Преображенского массива составил  $284 \pm 5$  млн лет; Ag-Ag изотопный возраст габброноритов Тастауского массива составил  $280 \pm 3$  млн лет. Полученные значения возраста согласуются с геохронологическими данными по позднекарбонovým-раннепермским трапповым формациям Таримского и Джунгарского блоков, а также с датировками базит-пикритовидных и гранитоидных комплексов в Восточном Казахстане, Северо-Западном Китае, Тянь-Шане и Западной Монголии и отвечает формированию пермской крупной магматической провинции в результате активности Таримского мантийного плюма [Mao et al., 2008; Поляков и др., 2008; Chen et al., 2010; Добрецов и др., 2010; Qin et al., 2011; Хромых и др., 2013; Котлер и др., 2014]. Взаимодействие головы плюма с литосферной мантией привело к формированию мафических расплавов, внедрение которых в нижние части коры привело к анатексису и появлению выплавков граносиенитового состава, согласно моделям [Huppert, Sparks, 1988 и др].

Необходимо отметить, что с юга (Преображенский массив) на север (Дельбегетейский массив) количество базитовых пород в массивах уменьшается. При приблизительно одинаковой глубине эрозионного среза массивов можно заключить о снижении роли мантийных расплавов в генерации гранитоидов. Основываясь на регионально-геологических и геохронологических данных, свидетельствующих, что во время формирования массивов литосфера была уже консолидирована, можно заключить, что структурно-тектонические факторы не играли большой роли. Возможно разная степень мантийно-корового взаимодействия зависит от удаленности от центрального ареала влияния Таримского мантийного плюма.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проект партнерских фундаментальных исследований № 17), Совета по грантам Президента РФ по поддержке молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-1753.2012.5).*

## ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006. Т. 47, № 1. С. 166—182.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2, С. 49–75.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321—1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, Т. 49, № 7. С. 621–636.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
- Докукина К.А., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере Тагтауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 6. С. 804–826.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Навозов О.В. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады академии наук. 2014, в печати.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. U-Pb изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // ДАН, 2009, Т. 424, № 1. С. 84–88.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, Т. 49, № 7, с. 605—620.
- Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика, 2011, Т. 52, № 4. С. 529–540.
- Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.
- Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos, 2010. v. 115, p. 137—152.
- Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. v. 29, N 3. P. 599–624.
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H. et. al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // J. Asian Earth Sci. 2008. V. 32, P. 184–203.
- Qin K-z., Su B-x., Sakyi P.A. et. al. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca. 280 Ma mantle plume // Amer. J. Sci., 2011. V. 311, N 3. P. 237–260.

**GABBRO-GRANITE INTRUSIONS OF EASTERN KAZAKHSTAN:  
A RESULT OF PLUME – LITHOSPHERE INTERACTION**

**S.V. Khromykh<sup>1,2</sup>, P.D. Kotler<sup>1,2</sup>, E.N. Moroz<sup>1</sup>**

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

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

Territory of Eastern Kazakhstan is a part of Hercynian Altai collision system with was formed in Late Paleozoic as a result of collision of Siberia and Kazakhstan paleocontinents [Buslov et. al., 2003; Vladimirov et. al., 2003]. Evolution of collision system began at the end of Early Carboniferous with closing of Ob-Zaisan paleoceanic basin, relics of its crust preserved as serpentinite melange in the central part of the Char structural-formation zone. Formation of orogen occurred in the range of 320–300 Ma and at final stages of evolution of collision system (time interval 300–275 Ma) the various mantle-crust magmatism (gabbro-picrite, gabbro-granite, granodiorite-plagiogranite, alkaline granite-leucogranite associations) was manifested. Its formation currently binds to the manifestation of the Tarim

mantle plume [Borisenko et. al., 2006; Vladimirov et. al., 2008; Polyakov et. al., 2008; Dobretsov et. al., 2010; Khromykh et. al., 2013]. To explain the sequence of magmatism of this time interval in Eastern Kazakhstan the model of interaction of thermochemical plume with lithosphere [Dobretsov et. al., 2010] is involved. This model implies several stages of plume-lithosphere interaction with intrusion of mafic magmas into the basement of collision lithosphere and appearance of low-crustal medium-felsic melts [Kuibida et. al., 2009; Khromykh et. al., 2011].

One of the examples of these processes are gabbro-granite intrusions within Char structural-formation zone. In report the results of study of three largest intrusions – Preobrazhenka, Tastau and Delbegetei massifs are represented. At present erosional truncation they have large (100-300 km<sup>2</sup>) isometric outputs an based on geophysical data traced to depths of 5-7 km [Ermolov et. al., 1983]. Studied massifs intrude mostly clastic sediments (sandstones, siltstones, conglomerates) of Early-Middle Carboniferous.

The feature of studied massifs is considerable variety of igneous rocks. In structure of Preobrazhenka massif several intrusive phases identified from gabbro to leucogranites [Ermolov et. al., 1983]. Our studies of mineral parageneses have allowed to distinguish two rock groups: 1) mafic including gabbro (Pl + CPx ± Hbl), Bt-Hbl gabbro or diorites (Pl + Hbl + Bt ± Cpx) and monzonites (Pl + Kfs + Amf + Bt + Qtz); 2) granitoid including granosyenites (Pl + Kfs + Qtz + Amf + Bt), granites (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Amf) and leucogranites (Qtz + Pl + Kfs ± Bt ± Grt). At western, central and eastern parts of massif the magmatic mingling relations between two rock groups (Bt-Hbl gabbros – diorites from one side and granosyenites – granites from other side) detected. The rocks have scalloped contacts, there are interpenetrations of mafic rocks and granitoids, those and other have a rounded shapes. Presence of magma mingling suggests synchronous intrusion of mafic and felsic magmas and forming of rocks as result of mantle – crust interaction. In structure of Tastau massif also mafic and granitoid rock groups are identified: 1) Ol gabbro-diorites (Pl + CPx + OPx + Ol + Bt) and diorites (Pl + Hbl + Bt ± Cpx); 2) granosyenites (Pl + Kfs + Qtz + Amf + Bt), granites (Qtz + Pl + Kfs + Bt) and leucogranites (Qtz + Pl + Kfs ± Bt). The magma mingling relations between mafic rocks and granitoids also detected in this massif [Dokukina et. al., 2010]. Distinction Tastau massif from Preobrazhenka massif is less of mafic rocks. Delbegetei massif at present erosional truncation presented of granitoid rocks. The earliest rocks are Qtz monzonites or granosyenites (Pl + Kfs + Amf + Qtz + Bt) that detected in western part of massif, whereas the main area of massif is composed of granites (Qtz + Pl + Kfs + Bt) and leucogranites (Qtz + Pl + Kfs ± Bt).

Petrogeochemical data confirms differences between mafic and granitoid rock groups – as for Preobrazhenka well as for Tastau massifs points of rock composition form two independent trends on two-component diagrams and distinctly different in concentrations of K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. At the same time mafic rocks and granitoids of all massifs have similar petrogeochemical characteristics. Gabbro, diorites and monzonites of Preobrazhenka massif and gabbro-diorites and diorites of Tastau massif characterized by elevated contents of alkalis including K<sub>2</sub>O (up to 2 wt.% in gabbro, up to 2.5 wt.% in diorites, up to 5,6 wt.% in monzonites) and may be referred to subalkaline rocks. Variety of compositions of mafic rocks in MgO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> allows concluding that in evolution of mafic magmas of Preobrazhenka massif the clinopyroxene fractionation was decisive and in evolution of mafic magmas of Tastau massif the olivine and pyroxene fractionation was decisive. Residual melts was enriched alumina and alkalis. Significant differences in the content of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> in mafic rocks of Preobrazhenka massif evidence the ilmenite (Ti- magnetite) fractionation. Geochemical features of mafic rocks of two massifs are similar: the predominance of LREE over HREE and maximum in concentrations of Ba, K, Ti, Zr (for Preobrazhenka), Sr (for Tastau) are detected. These features bring together the studied rocks with basalts of oceanic islands (OIB). This conclusion is supported by isotopic data – results of analysis of Sm-Nd and Rb-Sr systems for gabbro from both massifs show that initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio have composition enriched in radiogenic Sr relative to the depleted mantle (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7036–0.7041). Value of ε<sub>Nd</sub>(T) varies from 6,1 to 6,96. Points of isotopic composition of gabbro fall in the OIB-field and near to values detected for components of mantle plumes. Set of petrological, geochemical and isotopic data allows asserting that mafic rock groups in gabbro-granite massifs is a result of differentiation of subalkaline dolerite (picrodolerite) magmas with “plume” geochemical features. Granitoids in studied massifs characterized by elevated alkaline contents including K<sub>2</sub>O (from 3 to 6 wt.%), point if their composition form single trend on two-component diagrams and show a consistent decline contents Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO from granosyenites to leucogranites. Concentrations of LREE prevail above HREE, there are minimum in concentrations of Ba, Sr, Eu, Ti which depressed from granosyenites to leucogranites. Set of petrological and geochemical data allows asserting that rocks of granitoid group in studied massifs are result of differentiation of subalkaline granosyenite magmas formed by melting of crustal substratum in equilibrium with plagioclase-rich restite. Variety of granitoid rocks compositions determined by fractionation of plagioclase, amphibole and biotite.

Determining the age of formation of gabbro-granitoid intrusions were performed by U-Pb isotopic method (SHRIMP-II, St-Petersburg, Russia) for monzonites of Preobrazhenka massif and by Ar-Ar isotopic method (heating

step, Novosibirsk, Russia) for Ol gabbronorites of Tastaу massif. U-Pb isotopic age of monzonites of Preobrazhenka massif is  $284 \pm 5$  Ma, Ar-Ar isotopic age of gabbronorites of Tastaу massif is  $280 \pm 3$  Ma. These age values agree with geochronological data of Late Carboniferous – Early Permian traps in Tarim and Junggar blocks, gabbro-picrite and granitoid complexes in Eastern Kazakhstan, North-Western China, Western Mongolia and Tianshan and response to formation of Permian large Igneous Province as a result of activity of Tarim mantle plume. [Mao et. al., 2008; Polyakov et. al., 2008; Chen et. al., 2010; Dobretsov et. al., 2010; Qin et. al., 2011; Khromykh et. al., 2013; Kotler et. al., 2014]. Interaction of plume head with lithospheric mantle led to the formation of mafic melts and their intrusion to lower crust led to anatexis and appearance of granosyenite melts according to the models [Huppert, Sparks, 1988; etc].

It should be noted that from the south (Preobrazhenka massif) to the north (Delbegetei massif) number of mafic rocks in the massifs decreases. At about the same depth of erosion massifs we can conclude that reducing the role of mantle melts in the generation of granitoids. Based on regional geological and geochronological data which indicate that the lithosphere has been consolidated in time of gabbro-granite intrusions forming we can conclude that structural-tectonic factors do not play a big role. Perhaps a different degree of mantle-crust interaction depends on the distance from the central area of influence of the Tarim mantle plume.

*Work was carried out with the financial support of Presidium SB RAS (project 17) and Council for Grants of the President of the Russian Federation for support of young scientists – PhD (project MK-1753.2012.5).*

## REFERENCES

- Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E. et. al. Permo-Triassic mineralization of Asia and its relation with plume magmatism. // Russ. Geol. & Geoph. 2006. V. 47, N 1. P. 166–182.
- Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V. et. al. Role of shear deformations in Late Paleozoic – Early Mesozoic tectonics and geodynamics of Altai-Sayan and Eastern Kazakhstan folded belts. // Russ. Geol. & Geoph. 2003. V. 44, N 1–2. P. 49–75.
- Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos, 2010. V. 115. P. 137–152.
- Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. A thermochemical model of Eurasian Permo-Triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu-Ni-PGE and rare-metal ore deposits // Russ. Geol. & Geoph. 2010. V. 51, N 9. P. 1159–1187.
- Dokukina K.A., Konilov A.N., Kaulina T.V., Vladimirov V.G. Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastaу igneous complex, Eastern Kazakhstan) // Russ. Geol. & Geoph. 2010. V. 51, N 6. P. 804–826.
- Ermolov P.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E. et. al. Orogenic magmatism of ophiolitic belts (an example of Eastern Kazakhstan). Novosibirsk: Nauka, 1983. 207 p.
- Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29, N 3. P. 599–624.
- Khromykh S.V., Kuibida M.L., Kruk N.N. Petrogenesis of high-temperature siliceous melts in volcanic structures of the Altai collisional system of Hercynides (Eastern Kazakhstan) // Russ. Geol. & Geoph. 2011. V. 52, N 4. P. 529–540.
- Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E. et. al. Petrology and geochemistry of gabbro and picrites from the Altai collisional system of Hercynides: evidence for the activity of the Tarim plume. // Russ. Geol. & Geoph. 2013. V. 54. N 10. P. 1648–1667.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Navozov O.V. et. al. New data about age and geodynamic interpretation of granitoids of Kalba-Naryn batholith (Eastern Kazakhstan). // Doklady Earth Sciences. 2014. in press.
- Kuibida M.L., Kruk N.N., Vladimirov A.G., et. al. U-Pb isotopic age, composition, and sources of the plagiogranites of the Kalba range, Eastern Kazakhstan // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 424, N 1. P. 84–88.
- Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H. et. al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): principal characteristics and ore-forming processes // J. Asian Earth Sci. 2008. V. 32. P. 184–203.
- Polyakov G.V., Izokh A.E., Borisenko A.S. Permian ultramafic-mafic magmatism and accompanying Cu-Ni mineralization in the Gobi-Tien Shan belt as a result of the Tarim plume activity // Russ. Geol. & Geoph. 2008. N. 7. P. 605–620.
- Qin K-z., Su B-x., Sakyi P.A. et. al. SIMS zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of Ni-Cu-bearing mafic-ultramafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca. 280 Ma mantle plume // Amer. J. Sci. 2011. V. 311, N 3. P. 237–260.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V. et. al., Permian magmatism and deformation of lithosphere of Altai as a result of thermal processes in earth's crust and mantle // Russ. Geol. & Geoph. 2008. N 7. P. 621–636.
- Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., Geodynamics and granitoid magmatism of collision orogens // Russ. Geol. & Geoph. 2003. V. 44, N 12. P. 1321–1338.

## УСЛОВИЯ И ПРОИЗВОДНЫЕ ПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ КСЕНОЛИТОВ В КОНТАКТЕ С ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМОЙ (ГУСИНООЗЕРСКАЯ ДАЙКА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

**В.Б. Хубанов<sup>1</sup>, А.А. Цыганков<sup>1</sup>, Т.Т. Врублевская<sup>1</sup>, А.Г. Владимиров<sup>2</sup>, Б.Ц. Цыренов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
*khubanov@mail.ru*

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Несмотря на большой объем теоретических и экспериментальных работ в области гранитообразования, процессы контактового плавления коровых пород при их взаимодействии с мантийными магмами остаются малоизученными. Хотя именно этот тип магмогенерации может быть ответственен за формирование внутриплитных гранитных серий [Huppert, Sparks, 1988]. Внутриконтинентальные трахит-риолитовые и сиенит-гранитные серии характеризуются повышенной щелочностью, особенно по содержанию калия, что объясняется либо высокой степенью дифференцированности гранитоидных магм, либо образованием кислых расплавов при парциальном плавлении нижнекорковых базитовых источников, обогащенных щелочами. В настоящем сообщении, на примере ксенолитов Гусиноозерской дайки, представлены данные свидетельствующие о возникновении щелочно-гранитоидных расплавов при плавлении гранитоидного (корового) материала в контакте с обводненной щелочно-базитовой магмой.

Гусиноозерская дайка располагается в центральной части Западного Забайкалья в северо-западном борту Гусиноозерской впадины. Дайка отчетливо выделяется в рельефе в виде гребня высотой до 20 м, ее протяженность составляет около 10 км при мощности, варьирующей от 1 м до 15 м. Она прорывает раннемеловые отложения селенгинской серии и имеет северо-восточное простирание (70–80°). Возраст дайки, полученный К-Аг и Rb-Sr методами датирования – раннемеловой (120 млн лет). Дайка имеет сложное строение и образовалась при неоднократном внедрении щелочно-базальтовых (лампрофировых) магм [Шадаев, 2001].

Ксенолиты гранитоидов распространены в центральной части Гусиноозерской дайки. Поперечный размер их варьирует от 3–5 см до 15–20 см. Они представлены средне-, крупнозернистыми и пегматоидными породами сиенитового, гранитного состава. Довольно часто в области их контакта с вмещающей дайковой породой наблюдается реакционная кайма (зона плавления) шириной от долей мм до 10 мм. Как правило, она имеет неоднородное сложение, обусловленное, по-видимому, различной степенью плавления ксенолита, и/или кристаллизации новообразованного расплава. О последнем, например, свидетельствует образец, в котором отчетливо выделяются две подзоны плавления. Первая внешняя подзона имеет микрогранофировую, гипидиоморфнозернистую и призматическизернистую структуры, она сложена зернами идиоморфных щелочных полевых шпатов размером до 0.3 мм и интерстиционным кварцем. Вторая подзона имеет относительно более мелкозернистое сложение и гиалофитовую структуру, представлена микролитами щелочного полевого шпата (размером менее 0.1 мм) и интерстиционным стеклом. В центральной части гранитоидных ксенолитов повсеместно между полевыми шпатами и кварцем наблюдаются реакционные оторочки.

Валовый химический состав зоны плавления близок к составу высококалийного гранита ( $\text{SiO}_2$  – 75.34–74.85 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12.55–15.32 мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 3.88–4.91 мас. %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 6.86–7.49 мас. %, оснований – менее 2 %). Интерстиционное стекло имеет ультракислый и высококалийный состав (с  $\text{SiO}_2$  – 79.64–80.94 мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 9.82–10.37 мас. %,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2.96–3.31 мас. %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 5.86–6 мас. %, оснований – менее 1 %). Реакционные оторочки между полевым шпатом и кварцем внутри ксенолитов сложены либо ультракислым стеклом, либо гранофиром, или тонковолокнистым полевошпатовым субстратом. Последний по своему строению может интерпретироваться как продукт кристаллизации новообразованного щелочно-полевошпатового (сиенитового) расплава [Занвилевич, Литвиновский, 1996].

Условия плавления ксенолитов, вероятно, определялись условиями кристаллизации вмещающей щелочно-базальтовой магмы. Мафические породы дайки являются типичными лампрофирами, в которых фенокристаллы представлены исключительно биотитом, клинопироксеном, изредка амфиболом и апатитом. Кристаллизация фенокристаллов биотита и амфибола, а также отсутствие плагиоклаза среди вкрапленников предполагает, что водосодержание щелочно-базальтовой магмы было не менее 4–6 мас.%. Помимо воды заметную роль среди летучих, по-видимому, играли фосфор и фтор, на что указывают количества и состав апатита (до 5 % объема породы с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  40–42 мас. % и F до 4.5 мас. %), а также концентрации F в биотите (2–4 мас. %) и амфиболе (~0.7 мас. %). Согласно положению фигуративных точек составов тройных полевых шпатов из основной массы на диаграмме Ab-An-Or, они кристаллизовались при температурах 750–

900 °С. Данные по условиям кристаллизации, полученные с помощью ильменит-магнетитового термометра, также свидетельствуют о более высоких температурах их кристаллизации 900–1000 °С при фугитивности кислорода, соответствующей QFM буферу. Минеральная геотермометрия по пироксенам показала, что клинопироксеновые вкрапленники кристаллизовались при температуре 1000–1100 °С.

Таким образом, частичное плавление гранитных ксенолитов, вероятно, происходило в условиях избыточного щелочного флюида, выделявшегося из кристаллизующейся вмещающей щелочно-основной магмы.

*Исследования проводились при финансовой поддержке Сибирского отделения РАН (Интеграционный партнерский проект СО РАН № 17) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ № 14-05-00498).*

#### ЛИТЕРАТУРА

- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А. Неравновесное плавление и смешение магм при формировании гибридных пород бимодальной серии: Мало-Хамардабанская вулcano-тектоническая структура, Забайкалье // Петрология. 1996. Т. 4, № 4. С. 364–385.
- Шадаев М.Г. Условия кристаллизации щелочно-базальтовых магм при формировании Гусиноозерской дайки (Забайкалье) // ЗМВО. 2001. № 1. С. 34–48.
- Huppert H.E., Sparks R.S. The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust // Petrology. 1988. V. 29 (3). P. 599–624.

## ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

**А.А. Цыганков<sup>1</sup>, Г.Н. Бурмакина<sup>1</sup>, А.В. Травин<sup>2</sup>, О.В. Удоратина<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия  
tsygan@gin.bscnet.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Важным достижением последних 10–15 лет стало признание того, что мантийные плюмы ответственны не только за формирование крупных изверженных провинций, таких как континентальные траппы, океанические плато или проявления щелочного магматизма, но и гигантских гранитоидных ареалов, объем пород которых соизмерим с крупнейшими трапповыми провинциями. При этом отправной точкой, позволяющей связать крупномасштабный гранитоидный магматизм с мантийными плюмами, стало то обстоятельство, что гранитоидные ареалы часто не обнаруживают пространственно-временной связи с процессами, протекающими на границах литосферных плит. По сути дела, во внутриконтинентальной обстановке единственным источником энергии, необходимой для выплавления гигантских объемов салических магм, может быть только мантийный плюм.

Вместе с тем признание этого факта само по себе является лишь общей предпосылкой, требующей детальной проработки целого ряда вопросов. К их числу можно отнести такие как: механизмы образования салических магм, их взаимосвязь (пространственная, временная, генетическая) с собственно плюмовым (базитовым, щелочным) магматизмом, доказательство наличия мантийного плюма «в нужное время и в нужном месте» и т.д. Еще один аспект проблемы – это причины кардинальных различий в характере проявления плюмовой активности: в одних случаях – это трапповые провинции, в других – гранитоидные ареалы. Пока этот факт лишь констатируется.

Западно-Забайкальская позднепалеозойская гранитоидная провинция является одной из крупнейших в мире. Общая площадь, занимаемая позднепалеозойскими гранитоидами, оценивается в 150–200 тыс. км<sup>2</sup>, а продолжительность ее формирования, по разным данным, составляла от 20 до 55–60 млн лет (поздний карбон – ранняя пермь) [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2010; Ковач и др., 2012].

Геодинамическая природа этого магматизма дискуссионна. Обсуждается несколько моделей: активная континентальная окраина [Donskaya et al., 2013], деляминация коры коллизионного орогена [Гордиенко и др., 2003], постколлизионный магматизм [Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011], плюмовая модель [Ярмолюк и др., 1997]. Каждая из них имеет определенные достоинства и недостатки, при этом последняя – плюмовая, пользуется, вероятно, наибольшей поддержкой. Вместе с тем, все эти модели базируются на предположении, что источником тепла (а в ряде случаев и вещества), необходимого для генерации гранитоидов, были базитовые магмы мантийного происхождения.

Совокупный объем пород основного состава, развитых в контурах Западно-Забайкальской гранитоидной провинции, вероятно не превышает первых процентов. При этом надо иметь в виду, что далеко не все из этих проявлений имеют позднепалеозойский возраст и, соответственно, могли быть как то связаны с гранитоидным магматизмом. Формы проявления базитов различны: «автономные» тела габброидов и габбро-амфиболитов, габбро-монцонитовые и габбро-сиенитовые массивы, синплутонические базитовые интрузии, комбинированные дайки, мафические включения в гранитоидах. Нами изучено несколько таких проявлений.

Орефьевский массив расположен в юго-западной части хр. Улан-Бургасы в правом борту р. Лапчухи (правый приток р. Ангыр-Итанцинский). В плане массив имеет неправильно-линзовидную форму, вытянут в северо-восточном направлении на 6 км при максимальной ширине около 2 км. Массив сложен среднезернистыми амфиболовыми габбро, габбро-монцонитами, монцодиоритами и монцонитами среди которых встречаются слабоизменённые биотитсодержащие оливиновые габбронориты. Последние датированы U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ), конкордантный возраст составляет  $290 \pm 5$  млн лет (MSWD = 0.44). Габброиды массива характеризуются повышенной калиевой щелочностью и пространственно ассоциируют с кварцевыми сиенитами чивыркуйского комплекса [Цыганков и др., 2010].

Совершенно неожиданным оказался изотопный возраст монцогаббро, отобранных в бассейне верхнего течения р. Турки (северо-восточная часть хр. Улан-Бургасы) из сравнительно крупного (несколько квадратных километров) безымянного массива, залегающего среди гранитов витимканского комплекса (аналог баргу-

зинского, 325–290 млн лет). Конкордантный U-Pb возраст, полученный по цирконам из габбромонцонита, составил  $514.6 \pm 7.2$  млн лет (SHRIMP-RG, Stanford, USA), при этом возраст краевой зоны одного из зерен составил  $\approx 320$  млн лет, что можно интерпретировать как результат воздействия позднепалеозойских гранитов на более древние образования.

Синплутонические базитовые интрузии впервые были обнаружены Б.А. Литвиновским с коллегами в Шалутинском кварцевосиенит-гранитном массиве, и Усть-Хилокском монцонит-сиенит-кварцевосиенитовом плутоне, принадлежащих к зазинскому (305–285 млн лет) и нижне-селенгинскому (285–278 млн лет) комплексам. Синплутоническая природа этих базитов, представленных субщелочными высококалийевыми биотит-амфиболовыми мелкозернистыми габбро, доказываемая наличием зон минглинга в эндоконтакте, а также большим количеством мафических включений во вмещающих кварцевых сиенитах вблизи габброидов. Ag-Ag возраст базитов Шалутинского плутона составляет  $289.7 \pm 2.1$  и  $291.3 \pm 2.4$  млн лет (амфибол, ИГМ СО РАН, А.В. Травин). U-Pb изотопный возраст вмещающих кварцевых сиенитов  $293 \pm 2.5$  и  $291 \pm 1.9$  млн лет (циркон, SHRIMP-RG, Stanford, USA, Y. Katzir), что подтверждает синплутонический характер формирования рассматриваемых базитов.

Комбинированные базит-гранитные тела (дайки) обнажаются в правом борту р. Селенги примерно в 45 км к юго-западу от Улан-Удэ. Вмещающими породами для них являются кварцевые сиениты Усть-Хилокского плутона. Базиты представлены тонкозернистыми биотит-амфиболовыми диабазами, содержание  $\text{SiO}_2$  в которых составляет 51–55 мас. %, сумма щелочей 6–8 мас. %, что, согласно последней версии Петрографического кодекса [2009] соответствует трахибазальтам и трахиандезибазальтам. Салическая составляющая – лейкогранитная. U-Pb изотопный возраст базитовой части составляет  $287 \pm 5.9$  млн лет, MSWD = 1.11 (Zrn, LA-ICP-MS, ГИН СО РАН), салической –  $288.9 \pm 5.1$  млн лет, MSWD = 1.09. Возраст кварцевых сиенитов, вмещающих комбинированные тела, составил  $283.3 \pm 5.4$  млн лет, MSWD = 0.96. Таким образом, с одной стороны, получены дополнительные доказательства одновременности (с учетом погрешности определения) внедрения базитовой и салической составляющих при формировании комбинированной дайки, с другой доказан ее синплутонический характер, т.е. внедрение в стадию становления Усть-Хилокского плутона.

Среди охарактеризованных выше проявлений базитового магматизма Западного Забайкалья минимальное содержание калия характерно для полосчатых габбро Унэгэтэйского массива (в основном не более 0.5 мас. %). Раннепалеозойские базиты р. Турки немного более калиевые – на диаграмме  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  они лежат в поле низко и умеренно-калиевой известково-щелочной серии. Позднепалеозойские базиты (Орефьевский массив, синплутонические габброиды Шалутинского плутона комбинированная дайка), лежат в поле высоко-калиевой известково-щелочной и шохонитовой серий, т.е. отличаются от раннепалеозойских образований заметно более высокой калиевой щелочностью. Данные по изотопному составу рассматриваемых образований все еще отрывочны. Поэтому для выяснения геохимических типов источников магм были использованы бинарные диаграммы отношений высоконесовместимых элементов, отражающие состав источника. Наиболее информативной оказалась диаграмма Th/Ta–La/Y, на которой поля фигуративных точек ранне- и позднепалеозойских базитов практически не перекрываются. При этом интересующие нас позднепалеозойские образования занимают промежуточное положение между обогащенным мантийным источником и континентальной корой. Следует отметить, что позднепалеозойские базиты в целом характеризуются отрицательными значениями eNd. Вряд ли это можно объяснить масштабной коровой контаминацией, скорее всего такие геохимические характеристики отражают состав источника мафических магм, модифицированного (добавка корового компонента) на предшествующем этапе геологического развития.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены новые изотопно-геохронологические доказательства синхронности позднепалеозойского базитового и гранитоидного магматизма. Установлено, что не все базиты, ассоциирующие с позднепалеозойским гранитоидами, каким-то образом связаны с последними. Среди габброидов есть останцы более ранних (раннепалеозойских) образований. Источником позднепалеозойских мафических магм, по-видимому, была верхняя мантия, контаминированная коровым веществом. Геохимических признаков, указывающих на плюмовое происхождение базитовых магм, не выявлено.

*Работа выполнена при финансовой поддержке партнерского интеграционного проекта СО РАН № 17.*

#### ЛИТЕРАТУРА

Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000-2001 гг. / Ред. Рундквист Д.В., М. 2003. С.185–199.

- Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb-исследований // Доклады академии наук. 2012. Т. 444, № 2. С. 184–189.
- 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.
- Ярмолук 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.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alksline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

---

**ORIGIN OF TWO CATEGORIES OF POST-COLLISIONAL GRANITOIDS  
IN THE JUNGGAR TERRAIN (NW CHINA) AND IMPLICATIONS FOR JUVENILE CONTINENTAL  
GROWTH**

**Chen B., Wang C., He J.B.**

*School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China,  
[binchen@pku.edu.cn](mailto:binchen@pku.edu.cn)*

The post-collisional magmatism of the Junggar Terrane (NW China) is characterized by intrusion of large amounts of granitoids and minor basic/ultrabasic rocks in the late Paleozoic. The granitoids comprise two magmatic suites, one is calc-alkaline and the other (per)alkaline. The calc-alkaline rocks were emplaced at 315 Ma. They contain a wide spectrum of rock types such as quartz diorite, granodiorite and monzogranite. Mafic-dioritic enclaves (MME) are common in these plutons, which, along with presence of abundant euhedral hornblende, sphene and magnetite, suggest that these calc-alkaline rocks are typical I-type granites. Plagioclase shows typical compositional and textural disequilibrium, with calcium-rich core ( $An_{60-70}$ ) surrounded sharply by a sodium-rich rim ( $An_{38-30}$ ) or overgrowth of calcium-rich plagioclase upon a sodium-rich core, suggesting that magma mixing/mingling between mafic and felsic melts played an important role in forming the plutons. In addition, these plutons are sodium-rich ( $Na_2O/K_2O = 1.1-3.5$ ), metaluminous ( $A/NK > 1.0$ ,  $A/CNK = 0.78-1.04$ ), and show high Sr-Ba contents and thus high Sr/Y ratios. They have highly radiogenic Nd isotopic compositions, with initial Nd isotopic ratios of  $\epsilon_{Nd}(t)$  in the range +9 to +6. These data allow us to infer that the calc-alkaline rocks formed by a process of mixing/mingling of mantle-derived basaltic magma with juvenile crust-derived granitic melts, followed by fractionation of ferromagnesian and feldspar phases.

The alkaline granites were emplaced at ca. 300-305 Ma, slightly younger than the calc-alkaline rock suite. They are characterized by the occurrence of ilmenite, fluorite and late-stage biotite that was crystallized later than feldspar and quartz. This suggests low oxygen fugacity, water-deficient and F-rich features for the alkaline granites. These alkaline granites have high contents of  $SiO_2$  (75–78 %), alkalis, Nb, HREE, Y, Sn, F and high FeO/MgO ratios and huge Sr and Eu depletion in the primitive mantle-normalized spidergrams. Moreover, they display characteristic tetrad REE patterns and non-CHARAC trace element behaviours such as unusually higher K/Ba and lower Zr/Hf ratios than normal granites. Their whole-rock Nd isotopic ratios ( $\epsilon_{Nd}(t) = +7$  to +6) are a bit lower than the calc-alkaline granites. We suggest that the alkaline granites have been originated from partial melting of juvenile crust that formed in early- to middle Paleozoic times and were deeply buried during the late Paleozoic subduction and accretion.

Therefore, the Junggar granitic plutons represent production of juvenile continental crust in the Phanerozoic, triggered by upwelling of asthenosphere in an extensional regime during the period of late Carboniferous to early Permian. The basement beneath the area is dominated by “trapped” Paleozoic arc series and oceanic crust.

**НИЖНЕКОРОВЫЕ ГРАНИТНЫЕ РАСПЛАВЫ: ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ  
ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ ГРАНУЛИТОВ/ЭКЛОГИТОВ (ПАМИР)**

**В.П. Чупин<sup>1,2</sup>, Д.В. Кузьмин<sup>1</sup>, Ж.Л.Р. Турэ<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,  
chupin@igm.nsc.ru*

<sup>2</sup>*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

<sup>3</sup>*Музей минералогии, Mines-Paris Tech, Париж, Франция*

Расплавные включения в перитектических минералах нижнекоровых ксенолитов гранулитов и эклогитов из неогеновых диатерм Ю-В Памира (Таджикистан) дают прямые доказательства о HP-T процессах плавления и составах анатектических расплавов при формировании экстремально утолщенной континентальной коры под этим регионом. Первичные силикатные расплавные включения найдены в перитектических гранате, клино- и ортопироксенах, кианите, скаполите, цирконе и других минералах из многих типов этих гранулитов и эклогитов. Включения были изучены термометрически и микрозондовыми методами (EPMA, SIMS, Raman-спектроскопией). Составы расплавных включений в гранате и других минералах гранат-кианитовых и гранат-клинопироксеновых гранулитов соответствуют кали-натровым и богатым калием гранитным расплавам (от дацитов до риолитов) с содержанием H<sub>2</sub>O 1–4 wt. %, CO<sub>2</sub> ~1 wt. % и низкими содержаниями HREE. Первичные расплавные включения и сингенетичные с ними флюидные включения жидкой CO<sub>2</sub> в гранате указывают на то, что ранняя стадия кристаллизации гранулитов и эклогитов происходила в присутствии CO<sub>2</sub>-насыщенных гранитных расплавов и свободного богатого CO<sub>2</sub> флюида. По данным изучения включений и минералогической термобарометрии изученные гранулиты кристаллизовались при 940–1000 °С и 12–15 кбар. Полученные данные позволяют заключить, что на глубинах более 40 км (давление > 12 кбар) под Ю-В Памиром около 15 млн лет тому назад (предварительные SHRIMP-датировки циркона в кианите) происходило инконгруэнтное плавление K-содержащих базитовых, метапелитовых и карбонатсодержащих протолитов, продуцирующее гранитные расплавы. Это плавление сопровождалось кристаллизацией перитектических минералов гранулитовых (граната и гиперстена, граната и кианита) или эклогитовых (граната и клинопироксена) парагенезисов, которые захватывали капли гранитных расплавов в виде включений.

**ГРАНИТОИДЫ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭТАПОВ  
ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА  
С ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ****Г.Ю. Шардакова***Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
Екатеринбург, Россия, shardakova@igg.uran.ru*

Башкирский мегантиклинорий (БМА) расположен в средней-южной части зоны сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой (ВЕП). Эта область является переходной от океанического типа коры к континентальному, неоднородна по строению и составу слагающих ее образований, осадочные породы здесь сильно дислоцированы и метаморфизованы. Все это осложняет понимание истории геологического развития, поэтому магматические индикаторы геодинамических обстановок (в данном случае – гранитоиды) играют ключевую роль.

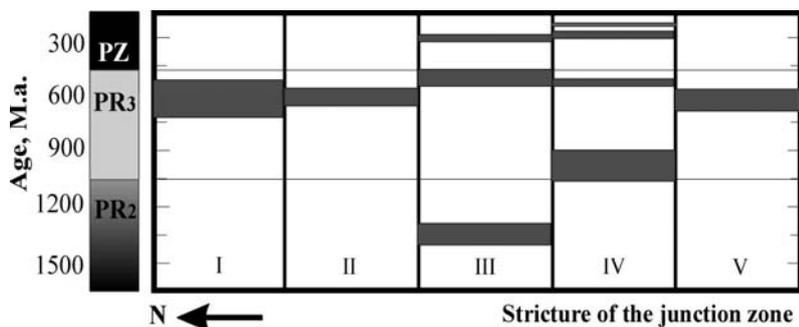
В среднем рифее в БМА сформировались Губенский, Рябиновский (Кусинско-Копанская интрузия), Бердяшский, Ахмеровский гранитные массивы. Их возраст (1386–1360 млн. лет) фиксирует наиболее крупное для Ю. Урала машакское рифтогенное событие [Maslov et al., 1997; Пучков, 2000; Холоднов и др., 2006; Краснобаев и др., 2007 и др.]. Верхняя граница данного эпизода определяется возрастом гранит-порфира в Медведевском месторождении (Кусинско-Копанская интрузия) –  $1353 \pm 16$  млн лет [Холоднов, Шагалов, 2012]. Граниты характеризуются обогащением FeO, TiO<sub>2</sub>, Zr, высокими суммами РЗЭ (250–650 г/т), средними отношениями La/Yb (15–30), негативными аномалиями Eu, Sr, Nb на трендах, нормированных по хондритам и БСОХ; на геотектонических диаграммах их точки лежат в полях внутриплитных серий. Все эти признаки подтверждают формирование в обстановке континентального рифтогенеза и согласуются с литолого-стратиграфическими данными и представлениями о геологической эволюции БМА среднем рифее.

В венде-начале кембрия на восточной окраине ВЕП имели место сложные тектоно-магматические процессы, и возник пояс тиманид – возрастной аналог кадомид в Западной Европе [Пучков, 2000]. По данным Н.Б. Кузнецова [Кузнецов, 2005], на западном склоне Урала этот процесс начался в верхнем рифее. Пояс тиманид подразделяется [там же] на 2 ветви – С-В и Ю-З. К последней относятся Тиманский мегаблок, Кваркушский антиклинорий, БМА, Уралтау и Эбетинская антиформа; по данным автора, к этому поясу может принадлежать также Уфалейский блок. Природа тиманской активности для разных участков зоны сочленения Урала с ВЕП активно обсуждается. По мнению ряда исследователей [Пучков, 2000; Кузнецов, 2005; Gee, 2004 и др.], в этот период имели место орогенез+аккреция+сопутствующий метаморфизм; другая точка зрения [Иванов, Русин, 2000] говорит о предрифтовом подъеме земной коры; для некоторых частей допускается островодужная обстановка [Петров и др., 2005; Соболева и др., 2005; Самыгин и др., 2010].

В БМА начало «тиманского» этапа фиксируется возрастом плагиогранитоидов амфиболсодержащей габбро-диорит-трондьемитовой серии –  $660 \pm 30$  млн лет, секущей осадки нижнего рифея и граниты Губенского массива (Кувашско-Машакская структура (КМС) [Холоднов и др., 2006]). Породы по комплексу признаков сходны как с древними рифтогенными сериями (повышенное количество Nb, РЗЭ, пониженное – Zr, Th), развитыми в северной части БМА, так и с более молодыми орогенными образованиями (пониженные концентрации K, Rb, повышенные – Sr), имеющими венд-кембрийский возраст и распространенными в пределах Тиманского мегаблока.

Становление гранитоидов юрминского комплекса (540–510 млн лет), по мнению автора, фиксирует финальную фазу тиманских событий в БМА. Близкие датировки имеют типичные орогенные гранитоиды Полярного Урала [Кузнецов, 2005 и др.] и метаморфиты Белорецкого купола (юг БМА); но они впервые получены для С-В части структуры. Гранито-гнейсы с возрастом около 579 млн лет описаны нами и в соседнем Уфалейском блоке. Породы юрминского комплекса тоже имеют геохимические особенности, промежуточные между рифтогенными и орогенными образованиями. Приходится заключить, что геохимические характеристики гранитоидов тиманского этапа не дают нам однозначного ответа на вопрос о геодинамическом режиме этого времени в БМА. В любом случае, полученные нами датировки устанавливают интервал проявления тиманской активности в БМА: с конца верхнего рифея (660 млн лет) до начала кембрия (540–510 млн лет).

Палеозойский этап гранитообразования в БМА подтвержден впервые и проявлен внедрением гранитов Киалимского массива (314 млн лет) и семибратского комплекса (300 млн лет). Они имеют геохимические характеристики, аналогичные раннеорогенным («надсубдукционным») сериям зоны Главного Уральского раз-



Распределение U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов разных структур зоны сочленения Урала с ВЕП.

Структуры: I – Тиманский мегаблок; II – Кваркушко-Каменногорский антиклинорий; III – Башкирский мегантиклинорий; IV – Уфалейский блок; V – Уралтау и Эбетинская антиформа. Используются данные автора и литературные [Краснобаев и др., 2007, 2008; Петров и др., 2005; Холоднов и др., 2006; Пучков и др., 2007; Ронкин и др., 2009; Холоднов, Шагалов, 2012; Шардакова и др., 2012 и ссылки в последней работе].

лома и западной активной окраины Уральского палеоокеана. В нашем случае субдукция не имела места, и, по-видимому, сходство геохимических параметров отражает близость в составе субстрата. У автора пока нет данных по составу последнего. Но в соседнем Уфалейском блоке аналогом кваллимиких и семибратских гранитов являются породы Нижнеуфалейского массива (317 млн лет), имеющие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028$  и  $\epsilon\text{Nd}$  около +4 [Ронкин и др., 2009]. Внедрение таких гранитов на западном склоне подтверждает время закрытия Уральского палеоокеана, указывает на приращение БМА к Уралу в верхнем карбоне и отражает становление нового, «уральского» [Пучков, 2000; Кузнецов, 2005] структурного этажа в истории этого изначально древнего континентального блока. Ясно, что этот край ВЕП был вовлечен в коллизионные процессы, достигшие своего пика в ходе формирования Уральского орогена. Существенную роль в субстрате для образования палеозойских гранитов обеих структур могло играть деплетированное мантийное вещество.

В гранитах БМА присутствуют цирконы следующих возрастных кластеров. 1) архейско-нижнепротерозойские – 3162, 2645, 1942 млн лет, заимствованные из фундамента ВЕП. 2) 1700–1600 млн лет; близки к возрасту базальтов айской свиты [Пучков и др., 2007], фиксирующей эпизод рифтогенеза. 3) 1230–1056 (до 974) млн лет, совпадает с временем с Гренвилльской орогенией в Западной Европе, а в БМА – с внедрением диабазовых даек и формированием крупных месторождений сидерита Бакальского рудного поля, Суранской флюоритоносной зоны и т.п. [Крупенин, 1999]. Это, вероятно, еще один всплеск рифтогенной активности. 4) 790–740 млн лет. Близкий возраст (725 млн лет) имеют граниты Барангуловского массива [Краснобаев и др., 2007] (Уралтау) и граносиениты Троицкого массива (Кваркуш) ( $671 \pm 24$  млн лет) [Петров и др., 2005]. Эти события укладываются в рамки стратона аршиний – 600–760 млн лет [Пучков и др., 2007]. 5) в разной степени преобразованные цирконы в интервалах 650–630 и 560–510 млн лет; отвечают начальному и конечному этапам тиманской активности в БМА. В пределах Кваркушко-Каменногорского антиклинория (к северу от БМА) U-Pb возраст 581 млн лет имеют гранит-порфиры Европейского массива [Петров и др., 2005].

Сравнение данных по возрасту гранитоидов из разных структур зоны сочленения Урала с ВЕП показывает (см. рисунок), что наибольшее число импульсов гранитообразования имело место в БМА и Уфалейском блоке, указывая на активное вовлечение средней-южной частей ВЕП во все тектоно-магматические события, начиная с рифейского рифтогенеза и заканчивая палеозойским орогенезом, максимально проявленным собственно в Уральском подвижном поясе.

## ЛИТЕРАТУРА

- Иванов С.Н., Русин А.И. Поздневендский этап тектонического развития Урала // Геотектоника. 2000. № 3. С. 21–31.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 2. С. 241–246.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 241–246.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1999. 256 с.
- Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрико-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы / Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 2009. 49 с.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 379 с.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И. и др. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник. Уфа: ИГ БНЦ РАН, 2007. С. 3–7.

- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Маслов А.В. и др. Sr-Nd изотопная систематика гранитоидов Уфалейского блока (Южный Урал) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 2. С. 29–37.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 5. С. 644–649.
- Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В. Возраст цирконов из гранитов ядра Хобеизского гранито-гнейсового купола (Приполярный Урал) // Происхождение магматических пород. Апатиты: Изд-во КолНЦ РАН, 2005. С. 236–238.
- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Верхний и нижний возрастные рубежи среднерифейских рудоносных (Ti-Fe-V) интрузий кусинско-копанского комплекса на Южном Урале: U-Pb датирование цирконов Медведевского месторождения // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 4. С. 432–437.
- Шардакова Г.Ю. U-Pb возраста цирконов из интрузивных пород Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности на восточной окраине Восточно-Европейского кратона // Ежегодник-2013. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 160. С. 303–308.
- Gee D.J., Pease V.L. (Eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica: Geological Society. V. 30. L.: Memoirs, 2004. 248 p.
- Maslov A.V., Erdtmann B.D., Ivanov K.S. et al. The main tectonic events, depositional history and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-Early Palaeozoic // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 313–335.

**GRANITES OF THE BASHKIRIAN ANTICLINE AS INDICATORS OF ENDOGENIC  
ACTIVITY STAGES IN THE JUNCTION ZONE OF THE URALIAN OROGEN  
WITH EAST EUROPEAN PLATFORM**

**G.Yu. Shardakova**

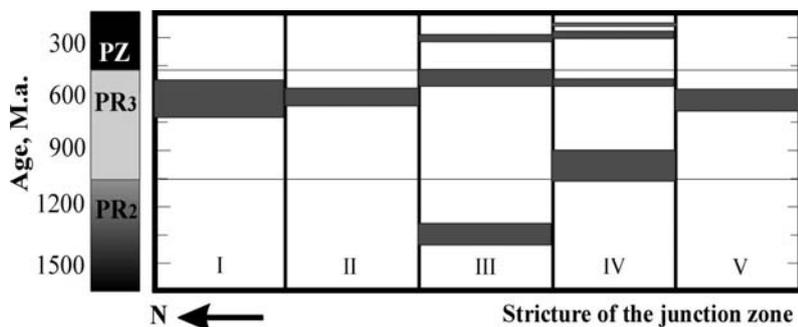
*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS,  
Ekaterinburg, Russia, shardakova@igg.uran.ru*

The Bashkirian anticline (BA) is situated in the middle-southern part of the junction zone of the Uralian orogen with the East European Platform (EEP). This sector is the transition zone from oceanic to continental crust type, it has heterogeneous structure and composition of the different parts, there are strongly deformed and metamorphized sediments here. These facts complicate the understanding of geological history, that why the magmatic indicators (in our case – granites) of the geodynamic environments begin to play the key role.

During the Middle Riphean the Gubensky, Ryabinovsky (Kusa-Kopan complex, KKC), Berdyash, Akhmerovo massifs were generated. Their age range (1386–1360 Ma) is marked the main active episode in the South Urals called the Mashak riftogenic event [Maslov et al., 1997; Puchkov, 2000; Kholodnov et al., 2006; Krasnobaev et al., 2007, etc]. The upper limit of this event is determined by the age of granite porphyre in the Medvedevka deposit (KKC) –  $1353 \pm 16$  Ma [Kholodnov, Shagalov, 2012]. Granites are enriched in FeO, TiO<sub>2</sub>, Zr, REE (250–650 ppm), they have La/Yb 15-30, negative anomalies of Eu, Sr, Nb in comparison with chondrite and MORB; in geotectonic diagrams their points lie in the field of within-plate rocks. Such features confirm their continental rift genesis and agree with lithologic and stratigraphic data.

During the Vendian–Lower Cambrian the complicate tectono-magmatic processes took place and the belt of Timanide (the analogues of Cadomide in the West European) was formed. In according to papers by N.B. Kuznetsov [2005] on the west slope of the Urals such events started in the Upper Riphean. The Timanian belt is divided into two branches: N-E and S-W. The Timanian block, Kvar Kush-Kamennogorsk and Bashkirian anticlines, Uraltau and Ebeta risings are related to S-W branch [Kuznetsov, 2005]. The author of this paper affirms this zone may also include the Ufaley block. The nature of Timanian activity for different parts of the junction zone of the Urals with EEP is actively discussed. According of one point of view, the complex events (orogenesis+accretion) took place here [Puchkov, 2000; Kuznetsov, 2005; Gee, 2004, etc.], another geologists say about the pre-rifting lift of the earth crust, in some part of junction zone the island arcs could exist [Petrov et al., 2005; Soboлева et al., 2005; Samygin et al., 2010].

Inside BA the start of the Timanian activity is fixed by the age of intrusion of Am-containing plagiogranite series (gabbro-diorite-plagiogranite) –  $660 \pm 30$  Ma, rocks crosscut the Lower Riphean sediments and the Gubensky granites [Kholodnov et al., 2006]. Rocks by some signs are close to both ancient riftogenic (enrichment by Nb, REE, depletion by Zr, Th) series of the north part of BA, and to younger orogenic (lower concentrations of K, Rb, higher – Sr) Vendian-Cambrian series of Timanian block (Cis-Polar Urals).



The distribution of the U-Pb zircon age from granites of the different structures of the junction zone between the Urals and the East European Plate.

Structures: I – Timanian block; II – Kvar Kush-Kamennogorsky anticline; III – Bashkirian anticline; IV – Ufaley block; V – Uraltau and Ebeta anticline. Using the author's data and from papers [Krasnobaev et al., 2007, 2008; Petrov, Maslov, Ronkin, 2005; Kholodnov et al., 2006; Puchkov et al., 2007; Ronkin et al., 2009; Kholodnov, Shagalov, 2012; Shardakova et al., 2012].

The age of granitic gneisses of the Yurma complex (540–510 Ma) is marked the end of the Timanian episode in BA, as the author concerned. Orogenic granites of Cis-Polar Urals and the metamorphic rocks of the Beloretsk Belt (southern part of BA) have precisely this age, but such values are obtained for the first time for the northern part of last one. Also similar age (579 Ma) was determined by author for granitic gneisses in the nearest Ufaley block. The geochemical features of Yurma granites are transitional between the riftogenic and orogenic series too. We must conclude that the geochemistry of granites of the Timanian episode can't be a clear indicator of geodynamic environment during Vendian–Cambrian in BA. In any case, obtained dates set time range of Timanian activity in BA: from the end of the Lower Riphean (660 Ma) to the Lower Cambrian (540–510 Ma).

The Paleozoic stage of granite generation is confirmed at the first time by the age of granites of the Kialim massif (314 Ma) and Semibratsky complex (300 Ma). Their geochemical features are close to ones for early orogenic (subduction-related) series of the Main Uralian Fault zone and of the western active margin of the Uralian paleocean. In our case there was no subduction, and possibly the similarity of rare element contents reflects the affinity of the source composition. We have no data about it for granites of BA, but granites of Nizhny Ufaley massif (Ufaley block is to the north from BA) which are the analogues of the Kialim and Semibratsky granites have  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028$  and  $\epsilon\text{Nd}$  about +4 [Ronkin et al., 2009]. The generation of such granites on the western slope of the Urals confirms the time of closure of the Uralian paleocean, points to accretion of BA and EEP in the Carboniferous and reflects the formation of new "Uralian" structural floor in the history of BA as the initially ancient continental fragment. It is clear that this border of EEP was involved to collision which reached its peak during the formation of the own Uralian orogen. Depleted mantle component could play the sufficient role in the source for granite melting.

In addition, in granites of BA zircons of follow age clusters are presented. 1) 3162, 2645, 1942 Ma. Grains were occupied from EEP foundation. 2) 1700–1600 Ma. This age is similar to time generation of basalts of the Ai suite [Puchkov et al., 2007] reflected the riftogenic episode. 3) 1230–1056 (to 974) Ma. This time is synchronous with the Grenwill orogenes in the West Europe and in BA – with intrusions of diabase and generation of large siderite deposits in Bakal ore field, fluorite deposit of Suran, etc. [Krupenin, 1999]. It could be another riftogenic episode. 4) 790–740 Ma. Granite of the Barangul massif [Krasnobaev et al., 2007] (Uraltau) and granosyenites of the Troitsk massif (Kvar Kush anticline) [Petrov et al., 2005] have a similar ages. The events are stacked within the interval of the Arshastraton – 760–600 Ma [Puchkov et al., 2007]. 5) The ranges of 650–630 and 560–510 Ma the ages of altered zircons are include. There were the initial and the final stages of the Timanian activity in BA. Also granites of the European massif (Kvar Kush anticline) have the age 581 Ma [Petrov et al., 2005].

The comparison of granite age from the different sectors (see fig.) shows that the major numbers of the episodes of granite generation took place within BA (and Ufaley block). It is specifies that the middle-southern parts of BA were actively involved to every tectono-magmatic event from the Rithen rifting up to the Paleozoic orogenes, last one was maximally expressed within the own Uralian Mobile Belt.

## REFERENCES

- Ivanov S.N., Rusin A.I. The Late Vendian stage of the tectonic evolution of the Urals // *Geotectonics*. 2000. V. 3. P. 21–31.  
 Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shardakova G.Yu. et al. Granite magmatism of the junction zone between the Urals and the East European plate // *Lithosphere*. 2006. V. 3. P. 3–28.  
 Kholodnov V.V., Shagalov E.S. The upper and lower age boundaries of the Middle Riphean (Ti-Fe-V) intrusions of the Kusinko-Kopanskii complex in the South Urals: U-Pb dating of zircons from the Medvedevskoe deposit // *Doklady Earth Science*. 2012. V. 446. № 2. P. 1171–1175.

- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N. et al. The polygenous-polychronous nature of zircons and the problem of the age of the Barangul gabbro-granite complex // *Doklady Earth Science*. 2007. V. 416. P. 1070–1075.
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I. et al. The Akhmerovo granite massif: a proxy of Mesoproterozoic intrusive magmatism in the Southern Urals // *Doklady Earth Science*. 2008. V. 418. P. 103–108.
- Krupenin M.T. The condition of generation of the siderite-bearing Bakal suite of the Lower Riphean. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 1999. 256 p.
- Kuznetsov N.B. Complexes of Pre-uralides–Timanides and Late Precambrian to Early Paleozoic evolution of the Eastern and North-Eastern framing of East-European Platform. Manuscript of Doctoral Sc. Thesis. Moscow. 2009. 475 p.
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. et al. Pre-Paleozoic magmatic complexes of the Kvar Kush-Kamennogorsk anticline (Middle Urals): a new data about the petrology and geodynamics // *Lithosphere*. 2005. № 4. P. 42–69.
- Puchkov V.N. The paleogeodynamics of the Middle and Southern Urals. Ufa: Dauria, 2000. 379 p.
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Koslov V.I. et al. The preliminary data about age of boundaries Neo- and Mesoproterozoic of the Southern Urals in accordance to new U-Pb datings. Geological Yearbook of IG BSC RAS. Ufa. 2007. P. 3–7.
- Ronkin Yu.L., Shardakova G.Yu., Maslov A.V. et al. Granitoids of the Ufaley block (South Urals): Sr-Nd isotope systematics, geodynamic position and genetic reconstructions // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2009. V. 17. №2. P. 29–37.
- Samygin S.G., Belova A.A., Ryazantsev A.V. et al. Fragments of the Vendian convergent margin in the Southern Urals // *Doklady Earth Science*. 2010. V. 432. P. 644–640.
- Shardakova G.Yu. U-Pb zircon ages from the intrusive rocks of the Bashkirian anticline – the evidences of the episodes of the endogenic activity on the eastern boundary of the East European craton // *Yearbook-2013*. Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. V. 160. P. 303–308.
- Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Udoratina O.V. The zircon age from the granites of the core of the Khoveisky granitic gneiss dome (Cis-Polas Urals) // *Apatites: KSC RAS*, 2005. P. 263–268.
- Gee D.J., Pease V.L. (Eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica: Geological Society. V. 30. L.: Memoirs, 2004. 248 p.
- Maslov A.V., Erdtmann B.D., Ivanov K.S. et al. The main tectonic events, depositional history and the palaeogeography of the Southern Urals during the Riphean-Early Palaeozoic // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. P. 313–335.

**РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА  
(ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕНЕЗИС)**

**Е.М. Шеремет<sup>1</sup>, С.Г. Кривдик<sup>2</sup>, Е.В. Седова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Украинский государственный научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт горной геологии, геомеханики и маркшейдерского дела НАН Украины,*

*Донецк, Украина, EvgSheremet@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П.Семеновко НАН Украины, Киев, Украина*

<sup>3</sup>*Донецкий национальный технический университет, Донецк, Украина*

Изучение петрологии, геохимии и рудоносности магматических образований, имеющих редкометалльную или редкоземельную металлогеническую специализацию, само по себе представляет значительный практический интерес.

Важнейшей редкометалльно-редкоземельной провинцией Украины является Приазовье в восточной части УЩ, где в настоящее время, благодаря наличию разведанного уникального Азовского цирконий-редкоземельного месторождения, наряду с другими четко обозначилась металлогеническая специализация в отношении иттрия и иттриевых земель. В Ингулецком мегаблоке центральной части и в Северо-Западном мегаблоке Западной части УЩ с редкометалльными лейкогранитами известны редкометалльно-редкоземельные рудопроявления.

К редкометалльным гранитам УЩ, как и в других регионах, принадлежат обычно щелочнополевошпатовые разновидности. Это альбит-микроклиновые (субсолвусные) или моно- и щелочнополевошпатовые (гиперсолвусные) граниты.

К платформенному типу миасцитовых (плюмазитовых) редкометалльных гранитов в пределах мегаблоков УЩ с востока на запад принадлежат: в Приазовье – протерозойские граниты каменноугольного комплекса (каменноугольские, екатериновские, стародубовские); в Ингульском мегаблоке – протерозойские граниты русскополянского комплекса Корсунь-Новомиргородского плутона рапакиви; в Северо-Западном мегаблоке – лезниковские и альбит-микроклиновые граниты Коростенского плутона [Шеремет и др., 2014]. Щелочные редкометалльные лейкогранитоиды известны в Северо-Западном мегаблоке УЩ (протерозойские эгириновые, рибекитовые и частично аннитовые разновидности пержанских гранитов Коростенского плутона) и агпайтовые – в Приазовье (девонские дайковые аналоги щелочных гранитов, относимых к грорудитам) [Шеремет и др., 2014].

Установление типа гранитного расплава, сформировавшего массивы комплексов, а также расшифровка их петрогенезиса имеют значение для понимания особенностей геологической эволюции данного сегмента континентальной земной коры, палеопротерозойской геодинамической обстановки и условий формирования других, близких по времени и редкометалльной специфике, магматических образований Украинского щита.

По петрохимическим характеристикам составы редкометалльных лейкогранитов УЩ – соответствуют составу «субщелочной лейкогранит» при содержаниях  $\text{SiO}_2$  от 73.2 до 76.9 %, и содержаниях  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  – от 8,1 до 8,9 %. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{MgO}$  составы биотитов редкометалльных гранитов УЩ располагаются в поле пералюминиевых гранитов А- и S-типов. Точки составов биотитов редкометалльных лейкогранитов пержанского комплекса Северо-Западного района УЩ находятся в поле анорогенных щелочных гранитов вблизи ординаты  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Точки составов биотитов гранитов рапакиви Центральной и Северо-Западной частей УЩ расположились как в поле пералюминиевых гранитов А- и S-типов, так и в поле анорогенных щелочных гранитов. Они характеризуются более высокими содержаниями  $\text{MgO}$ . На диаграмме аннит–сидерофиллит–флогопит–истонит составы биотитов редкометалльных лейкогранитов УЩ располагаются в верхней части диаграммы в углу поля сидерофиллитов. Из этой диаграммы видно, что для гранитов А-типа, вообще характерна очень высокая железистость. Точки составов биотитов субщелочных гранитоидов Восточного Приазовья и гранитов рапакиви Центральной и Северо-Западной частей УЩ и мезозойских топазовых риолитов запада США образовали единое поле на диаграмме.

По уровню содержания редких элементов редкометалльные граниты УЩ – каменноугольские, русскополянские, лезниковские относятся к плюмазитовым редкометалльным гранитам литий-фтористого типа по классификации Л. В. Таусона [Таусон, 1977], в то время как пержанские редкометалльные граниты ближе всего отвечают редкометалльным агпайтовым гранитам по этой же классификации.

Кривые распределения РЗЭ нормированные по хондриту в редкометалльных гранитах каменноугольного, пержанского, лезниковского комплексов УЩ обладают четким европиевым минимумом и характеризуются резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми.

На дискриминационной диаграмме Y-Nb по [Pearce et al., 1984] точки составов редкометалльных лейкогранитов УЩ, субщелочных гранитоидов Восточного Приазовья и гранитов формации рапакиви УЩ расположились в поле внутриплитных гранитов А-типа. Принадлежность к гранитам А-типа – важное обстоятельство как с точки зрения их геохимии и металлогенической специализации, так и с точки зрения геотектонической позиции, вероятных геодинамических условий образования, эволюции расплава и формационного парагенезиса редкометалльных гранитов УЩ.

Происхождение редкометалльных гранитов Украинского щита находится в тесной связи с происхождением значительного по площади распространения ареала субщелочного магматизма, развитого в виде плутонов в мегаблоках УЩ: Приазовского – южнокальчикский и хлебодаровский комплексы Восточного Приазовья; Ингульский – новоукраинский и корсунь-новомиргородские комплексы; Северо-Западный – коростенский комплекс. Редкометалльные граниты имеют генетические корни с материнскими плутонами, выразившихся в ряде общих петрологических черт.

В Ингульском и Северо-Западном мегаблоках доказан субщелочной характер гранитоидов Новоукраинского, Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов, которые занимают значительные площади. Корсунь-Новомиргородский и Коростенский рапакиви-анортозитовые массивы занимают автономное положение по отношению к доколю, и имеет все черты, присущие магматическим расплавам. Эти плутоны внутрикоровые и образовались на глубинах до 35-40 км.

Доказана редкоземельная специализация гранитоидов Восточно-Приазовского, Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов [Шеремет и др., 2011].

Согласно геодинамической модели О.Г. Сорохтина [Сорохтин, 1985] расплавы с повышенными содержаниями калия и редкоземельных элементов образуются в процессе субдукции за счет затягивания океанических глинистых осадков и железистых кварцитов на соответствующие глубины. В свете рассмотренной геодинамической модели [Азаров и др., 2006], процесс погружения океанических осадков по Криворожско-Кременчугской шовной зоне (ККШЗ) и Немировско-Кочеровской шовной зоне (НКШЗ) при достижении ими глубин достаточных для образования магматических расплавов и является причиной формирования гранитоидов Новоукраинского, Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов. Доказано по данным геоэлектрических исследований в пределах развития Кировоградской аномалии высокой электропроводности погружение по ККШЗ железистых кварцитов на глубины свыше 35 км [Азаров и др., 2006].

Геолого-геофизическая субдукционная модель Приазовья рассматривает зональность гранитоидного магматизма от зоны поддвига (ОПШЗ) к ее тыльной части (Восточное Приазовье) [Шеремет и др., 2011; Азаров и др., 2005]. Хотя она и имеет черты сходства с зональностью андийского типа, но гранитоидный известково-щелочной магматизм не носит столь ярко выраженный характер в близлежащем к шовной зоне ареале распространения гранитоидов известково-щелочного ряда (обиточненский комплекс), так как в этом поле проявлен и субщелочной гранитоидный и карбонатитовый магматизм. Тыловая зона субдукции (Восточное Приазовье) представлена субщелочными гранитами (каменноугольский и восточно-приазовский комплексы) и нефелиновыми сиенитами и мариуполитами (октябрьский комплекс). В этом отношении предположение О.Г. Сорохтина [Сорохтин, 1985] об отсутствии известково-щелочного магматизма островодужного или андийского типов из-за эффекта провала вниз в процессе подвига железистых осадков океанического дна, остатки которых сохранились в Орехово-Павлоградской шовной зоне, находит свое подтверждение для модели субдукции Приазовского мегаблока. Затягивание глинистых пелагических осадков и железистых кварцитов по Орехово-Павлоградской шовной зоне под Приазовский мегаблок явилось причиной их переплавления на глубинах 30–40 км, в результате которых образовались субщелочные расплавы [Азаров и др., 2005]. Проникновение щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов происходило по глубинным разломам из глубин свыше 50 км.

Ультракислые редкометалльные граниты являются заключительными дифференциатами сложнотифференцированных плутонов субщелочных гранитоидов, имеющих редкоземельную специализацию.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М. и др. Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наук. думка, 2005. 190 с.  
 Азаров Н. Я., Анциферов А. В., Шеремет Е. М. и др. Геолого-геоэлектрическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Киев: Наук. думка. 2006. 196 с.

- Сорохтин О. Г. Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов // Общая и региональная геология, геологическое картирование. М.: ВИЭМС. 1985. 48 с.
- Тauson Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 280 с.
- Шеремет Е. М., Кулик С. Н., Кривдик С. Г. и др. Геолого-геофизические критерии рудоносности и металлогения областей субдукции Украинского щита. Донецк: «Ноулидж» (Донецкое отделение). 2011. 285 с.
- Шеремет Е. М., Кривдик С. Г., Седова Е. В. Редкометалльные граниты Украинского щита. Донецк: Вебер. 2014. 250 с.
- Pearce J., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25, N 4. P. 956–983.

## RARE-METAL GRANITES OF THE UKRAINIAN SHIELD (PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, GENESIS)

**E.M. Sheremet<sup>1</sup>, S.G. Krivdik<sup>2</sup>, E.V. Sedova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Ukrainian State Research and Design Institute of Mining Geology, Rock Mechanics and Mine Surveying, NAS of Ukraine, Donetsk, Ukraine, EvgSheremet@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine*

<sup>3</sup>*Donetsk National Technical University, Donetsk, Ukraine*

Studying petrology, geochemistry and ore-bearing of igneous formations of rare-metal or rare-earth specialization is of substantial practical interest.

The Azov region in the east part of the Ukrainian Shield (USh) is the principal rare-metal-rare-earth province of Ukraine. Nowadays owing to the existence of the explored unique field of the Azov zirconium-rare-earth deposit, together with the others, yttrium and yttrium earth metallogenic specialization is expressly defined. In the Ingul megablock of the Central part and in the North-West megablock of the West part of the USh with rare-metal leukogranites rare-metal-rare-earth mineralizations are found.

As in the other regions, rare-metal granites of the USh are alkali-feldspar varieties. These are albite-microcline (subsolvus) or mono- and alkali-feldspar (hypersolvus) granites.

Platform types of miaskite (plumasite) rare-metal granites within megablocks of the USh from east to west are: in the Azov region – Proterozoic granites of Kamennaya Mogila complex (Kamennaya Mogila, Yekaterinovka, and Starodubovka); in the Ingul megablock – Proterozoic granites of Russkoe Pole complex of Korsun-Novomirgorod rapakivi pluton; in the North-West megablock – Lezniki and albite-microcline granites of Korosten pluton [Sheremet et al., 2014]. Alkali-rare-metal leukogranites are found in the North-West megablock of the USh (Proterozoic aegirine, riebeckite and partially annite varieties of Perga granites of Korosten pluton) and agpaites – in the Azov region (Devonian dyke analogues of alkaline granites attributed to grorudites) [Sheremet et al., 2014].

Identification of the type of granite melt that has formed massif complexes as well as interpretation of their petrogenesis is of importance for understanding the features of geologic evolution of this segment of continental Earth crust, Paleoproterozoic geodynamic setting and conditions for forming of other closely spaced and similar in rare-metal specifics igneous rocks of the USh.

Based on their petrochemical characteristics, compositions of rare-metal leukogranites of the USh correspond to subalkalic leukogranite composition when SiO<sub>2</sub> is 73.2–76.9 % and K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O is 8.1–8.9 %. On Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–MgO diagram biotite compositions of rare-metal granites of the USh are in the field of A- and S-type aluminous granites. Points of the compositions of biotites of rare-metal leukogranites of Perga complex (North-West district of the USh) are in the field of anorogenic alkaline granites, near Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ordinate. Points of the compositions of biotites of rapakivi granites of the Central and North-West parts of the USh are both in the field of A- and S-type aluminous granites and in the field of anorogenic alkaline granites. They are characterized by higher MgO content. On annite-siderophyllite-phlogopite-eastonite diagram biotite compositions of rare-metal leukogranites of the USh are in its upper part, in the corner of the field of siderophyllites. This diagram shows that in general very high ferruginosity is typical for A-type granites. Points of the compositions of biotites of subalkalic granitoids of the East Azov region and rapakivi granites of the Central and North-West parts of the USh and Mesozoic topaz rhyolites of the west of the USA form a single field on the diagram.

Rare-metal granites of the USh (Kamennaya Mogila, Russkoe Pole and Lezniki complexes) with their rare elements are attributed to plumasite rare-metal granites of lithium-fluoric type according to L.V. Tauson classification [Tauson, 1977].

REE distribution curves normalized by chondrite in rare-metal granites of Kamennaya Mogila, Perga and Lezniki complexes of the USh have sharp europium minimum and are characterized by predominance of light lanthanides over heavy ones.

On Y-Nb discrimination diagram [Pearce et al., 1984] points of the compositions of rare-metal leukogranites of the USh, subalkalic granitoids of the East Azov region and granites of rapakivi formation of the USh are in the field of intraplate A-type granites. Their identity with A-type granites is important both with relation to their geochemistry and metallogenic specialization and in the context of geotectonic position, presumable geodynamic conditions for their formation, evolution of the melt and formation paragenesis of rare-metal granites of the USh.

The origin of rare-metal granites of the Ukrainian Shield is closely connected with the origin of the vast area of distribution of subalkalic magmatism developed in the form of plutons in megablocks of the USh: Azov region – South Kalchik and Khlebodarovka complexes of the East Azov region; Ingul – Novoukrainka and Korsun-Novomirgorod complexes; North-West – Korosten complex. Rare-metal granites have genetic roots with parent plutons expressed in a number of common petrological features.

In the Ingul and North-West megablocks subalkalic nature of granitoids of Novoukrainka, Korsun-Novomirgorod and Korosten plutons that occupy vast areas has been proved [Tauson, 1977]. Korsun-Novomirgorod and Korosten rapakivi-anorthosite massifs stand alone of the basement and have all features peculiar to magmatic melts. These are intracrust plutons formed at the depths up to 35–40 km.

Rare-metal specialization of granitoids of the East Azov-Korsun-Novomirgorod and Korosten plutons has been argued [Sheremet et al., 2011].

According to O.G. Sorokhtin geodynamic model [Sorokhtin, 1985], melts with increased content of potassium and rare-earth elements have formed during subduction by pulling marine argillaceous sediments and banded iron formation (BIF) down to certain depths. In view of the considered geodynamic model [Azarov et al., 2006], plunging of marine sediments down along Krivoi Rog-Kremenchug suture zone (KKSZ) and Nemirov-Kocherov suture zone (NKSZ), when their depths were sufficient for formation of magmatic melts, was the cause for formation of granitoids of Novoukrainka, Korsun-Novomirgorod and Korosten plutons. Electric prospecting data within development of Kirovograd high-resistance anomaly have verified plunging of BIF along KKSZ down to 35 km [Azarov et al., 2006].

Geologic-geophysical subduction model of the Azov region considers zonation of granitoid magmatism from the subduction zone (Orekhov-Pavlograd suture zone) towards its rear part (East Azov region) [Sheremet et al., 2011; Azarov et al., 2005]. Although it has similar features with the Andean type zonation, granitoid calc-alkaline magmatism is not so strongly pronounced in the propagation area of granitoids of calc-alkaline row near the suture zone (Obitochnaya complex) because in this field both subalkalic granitoid magmatism and carbonatite magmatism is developed. The rear subduction zone (East Azov region) is subalkalic granites (Kamennaya Mogila and East Azov complexes) and nepheline syenites and mariupolites (Oktyabrskoe complex).

In this view O.G. Sorokhtin's assumption of the absence of calc-alkaline magmatism of island arc or Andean type due to the effect of falling down to the depth of ferruginous marine sediments in the process of subduction [Sorokhtin, 1985], the remains of which preserved in Orekhov-Pavlograd suture zone, discovers substantiation for the Azov megablock subduction model. Pulling of the pelagic sediments and BIF along Orekhov-Pavlograd suture zone under the Azov megablock was the cause of their remelting at depths of 30–40 km that resulted in the formation of subalkalic melts [Azarov et al., 2005]. Penetration of alkali-ultrabasic carbonatite rocks was along deep faults from the depths of more than 50 km.

Ultra-acid rare-metal granites are final differentiates of multiple differentiated plutons of subalkaline granitoids of rare-earth specialization.

## REFERENCES

- Azarov N.Ya., Antsiferov A.V., Sheremet E.M. et al. Geologic-geolectric model of Orekhov-Pavlograd suture zone of the Ukrainian Shield. Kiev: Nauk. dumka. 2005, 190 p.
- Azarov N.Ya., Antsiferov A.V., Sheremet E.M. et al. Geologic-geolectric model of Krivoi Rog-Kremenchug suture zone of the Ukrainian Shield. Kiev: Nauk. dumka. 2006, 196 p.
- Pearce J., Harris N.B. W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25, N. 4, p. 956–983.
- Sheremet E.M., Kulik S.N., Krivdik S.G. et al. Geologic-geophysical criteria of ore-bearing and metallogeny of subduction zones of the Ukrainian Shield: Knowledge (Donetsk branch). 2011. 285 p.
- Sheremet E.M., Krivdik S.G., Sedova E.V. Rare-metal granites of the Ukrainian Shield. Donetsk, Weber, 2014, 250 p.
- Sorokhtin O.G. Plate tectonics and origin of diamondiferous kimberlites // *General and regional geology, geological mapping*. Moscow: VIEMS. 1985, 48 p.
- Tauson L.V. Geochemical types and potential ore-bearing of granitoids. Moscow: Nauka, 1977. 280 p.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ КИСЛЫХ МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия  
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

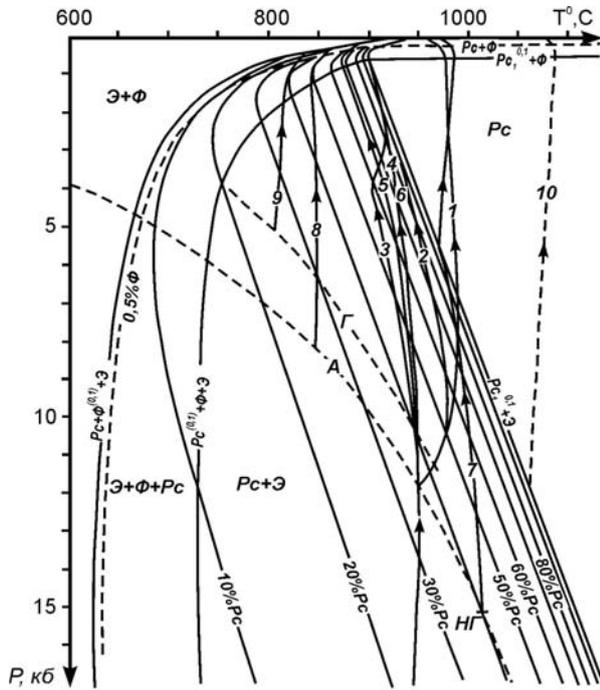
Проблема происхождения кислых магм долгое время не имела убедительного решения. Это связано с тем, что по экспериментальным данным [Грин, 1973] в первичном ультраосновном веществе Земли кислые выплавки могли возникать лишь при плавлении его на 3–5 % в условиях давления менее 3–4 кб. Однако, по принимаемой в геологии гипотезе холодной аккреции нашей планеты на глубине, соответствующей этому давлению (менее 10–15 км), никогда не существовала температура (1000–1100°), необходимая для начала плавления этого вещества. По экспериментальным данным [Arndt, 1977] выплавки из перидотитов начинают отделяться от твердых фаз лишь при расплавлении их более, чем на 35–45 %, после разрушения каркаса сросшихся кристаллов. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 40–45 % [Шкодзинский, 2014]. Отсутствие в тысячах изученных ксенолитов эклогитов из кимберлитов кислых по составу обособлений опровергает предположение [Грин, Рингвуд, 1968] о выплавлении кислых магм из этих пород.

Выход из тупика наметился после установления доказательств горячего образования планет земной группы и фракционирования на них глобальных океанов магмы. К числу таких доказательств относятся магматическое происхождение и древний возраст всех пород Луны, присутствие тренда магматического фракционирования в земных мантийных породах из ксенолитов в кимберлитах, уменьшение изотопных возрастов и температуры кристаллизации разных по составу мантийных пород в полном соответствии с последовательностью их образования при фракционировании и множество других данных [Шкодзинский, 2014].

По разработанной модели в период аккреции Земли происходило импактное плавление выпадавшего вещества и кристаллизация придонных частей возникшего магматического океана под влиянием роста давления его новообразованных верхних частей. Кумулаты формировали породы нижней мантии. Вследствие небольшой еще глубины раннего магматического океана и низкой силы тяжести на небольшой Земле давление на его дне длительное время было меньше 3–4 кбар. Поэтому остаточные расплавы, возникавшие при придонной компрессионной кристаллизации, имели состав от толеитов до дацитов. Наиболее легкие кислые расплавы накапливались в верхней части магматического океана. Образование таким путем большей части нижней мантии мощностью почти три тысячи километров обусловило возникновение огромного объема кислых остаточных расплавов и сформировавшихся из них раннедокембрийских ортогнейсов и гранитоидов, высокоглиноземистых в верхней части коры и субщелочных – в нижней.

По мере опускания фронта кристаллизации в нижние более мафические слои магматического океана в результате высокобарического фракционирования преимущественно в протерозое возникали щелочногранитные, монцонитовые и сиенитовые остаточные расплавы и магмы. В фанерозое фракционирование нижнего ультраосновного слоя привело к образованию большинства лампроитовых, карбонатитовых и кимберлитовых остаточных расплавов и пород.

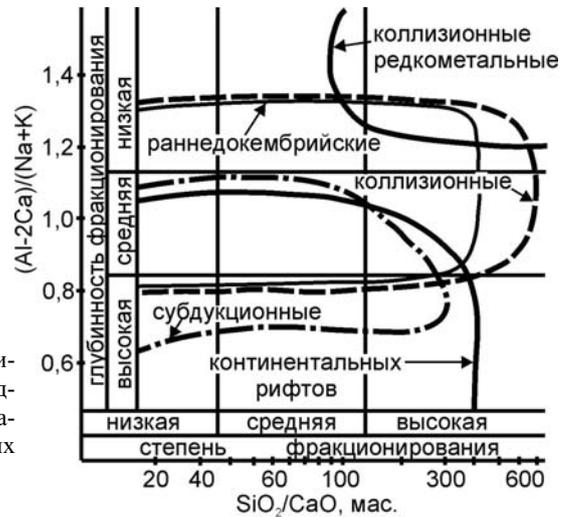
Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что еще полностью незатвердевшие гранитогнейсы глубинных метаморфических комплексов всплывали и выжимались в процессе тектонических деформаций [Шкодзинский, 2014]. По мере подъема их метаморфическая структура постепенно преобразовывалась в гипидиоморфнозернистую и по облику они приближались к магматическим гранитам, что свидетельствует об их плавлении под влиянием декомпрессии и выделения тепла трения вязкого течения. Выполненные расчеты подтвердили возможность декомпрессионно-фрикционного (реоморфического) преобразования гранитогнейсов в кислые магмы. Как иллюстрирует рис. 1, в случае выжимания гранитогнейсов под влиянием тектонического давления в 3 кбар (линии 1–5) содержание расплава в них увеличивалось на 65 %. Таким образом, в складчатых областях с кислой кристаллической корой в результате выделения тепла трения вязкого течения под влиянием одностороннего давления происходило преобразование наиболее легкоплавких пород этой коры в кислые магмы. Мощность кристаллической коры на континентах обычно составляет несколько десятков километров. Следовательно, объем возникавших в ней кислых магм чаще всего был колоссальным, поэтому формировались гранитные батолиты.



**Рис. 2.** Соотношение  $K_{Al} = (Al-2Ca)/(Na+K)$  и  $SiO_2/CaO$  в гранитоидах: раннедокембрийских Алданского щита; коллизионных и редкометалльных Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области; субдукционных и континентальных рифтов различных регионов (Шкодзинский, 2014).

**Рис. 1.**  $P-T$  диаграмма фазового состава гранитных магм с содержанием 1 мас. %  $H_2O$  и 0.1 мас. %  $CO_2$ . Линии со стрелками – различные варианты эволюции магм при подъеме.

А – геотермический палеоградиент Алданского щита, Г – более высокотемпературный градиент, НГ – предполагаемая нижняя граница распространения кислых метаморфических пород в земной коре. Pc – расплав, Ф – флюид, Э – кварц и полевые шпаты в эвтектических соотношениях. Нижний и верхний индексы – содержание соответственно воды и углекислоты в расплаве, в скобках – отношение углекислоты к воде [Шкодзинский, 2014].



Образование таким путем батолитов подтверждается идентичностью их состава с раннедокембрийскими гранитоидами. Это иллюстрирует рис. 2, на котором величина  $SiO_2/CaO$  по горизонтальной оси является чувствительным показателем степени фракционирования при образовании исходных магм, а значение  $(Al-2Ca)/(Na+K)$  по вертикальной оси обратно величине щелочности при формировании гранитоидов. На рисунке поле состава гранитоидов коллизионного Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области почти идеально точно совпадает с полем раннедокембрийских гранитоидов Алданского щита, расположенного примерно в тысяче километров от него. Продуктом очень глубокого малобарического внутрикамерного фракционирования кислых магм являются редкометалльные литий-фтористые граниты, которые образуются на постскладчатой стадии эволюции коллизионных областей.

При подъеме нижнемантийных плюмов содержащиеся в них тела эклогитов в первую очередь переплавились под влиянием огромной декомпрессии с формированием толеитовых и кварц-толеитовых магм. Очаги таких магм в мантии кристаллизовались и фракционировали при остывании. В случае относительно малоглубинных условий в них формировались кислые остаточные расплавы и магматические породы такого состава, встречающихся на океанических островах, в континентальных рифтах и в зонах субдукции. Эти магмы формировались в условиях наиболее высокого давления, что является причиной их повышенной щелочности. Таким образом, только процессы магматического фракционирования приводили к образованию кислых магм.

ЛИТЕРАТУРА

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131.  
 Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.  
 Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.  
 Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

**INTEGRATED GEOCHEMICAL MODELLING OF THE MAGMATIC SYSTEMS  
AND THE EARTH'S CONTINENTAL CRUST EVOLUTION: A SOURCE OF THE PETROLOGICAL  
INFORMATION INTEGRATED IN GEOPHYSICAL MODELS AS WELL AS A TOOL FOR AREA  
SELECTION AND INVENTORY PROSPECT MINERAL EXPLORATION**

**S.E. Shnyukov**

*T. Shevchenko National University of Kiev, Ukraine  
shnyukov@mail.univ.kiev.ua*

Elaboration and integration of the geochemical models of two different types should be considered under the umbrella of this General Title. Both of them finally are based on the wide-spread accessory minerals' (WSAM: zircon, apatite, monazite etc.) geochemistry. First type includes the models of the magmatic systems formation and their further evolution up to magmatic-hydrothermal ore-forming stage. Second type is represented by the models designed for the geochemical evolution of the system continental crust – depleted mantle reservoir.

Proposed models of the first type are based on a set of equations for trace element behaviour during the melt crystallization/partial melting (Rayleigh–Neumann–Ryabchikov–Shaw et al.) and WSAM's solubility equations (Watson–Harrison–Montel), which are mainly used to derive the model evaluation of the temperature ( $T_{\text{model}}$ ) and fluid regimes of the magmatic system from the whole-rock geochemical data. Furthermore, such models include some new contributions, e.g.: (1) specially calibrated  $\ln K_{\text{Y}}^{\text{Ap/Zm}}$  vs.  $1/T(\text{K})$  dependence with the equation for the inverse problem solution ( $K_{\text{Y}}^{\text{Ap/Zm}} = C_{\text{Y}}^{\text{Ap}}/C_{\text{Y}}^{\text{Zm}}$ ;  $C_{\text{Y}}^{\text{Ap}}$ ,  $C_{\text{Y}}^{\text{Zm}} = Y$ ;  $Y = Y$  content in coexistent apatite and zircon respectively) which allows to confirm obtained  $T_{\text{model}}$  values (key input parameter for most of calculations), (2) equations for calculation of the fluid/melt distribution coefficient ( $K^{F/L} = C^F/C^L$ ;  $C^F$ ,  $C^L =$  element content in the fluid and melt respectively) and the model element composition of the hydrothermally altered rocks and their WSAM, (3) procedures for ore-forming potentiality estimation of real magmatic and magmatic-hydrothermal systems (4) procedures for determination of the initial magma source, estimation of the corresponding degree of partial melting and identification of the comagmatic rock series, etc. These constituents may be resulted in generalized geochemical model of the magmatic system.

Models of the second type [McCulloch & Bennett, 1994 as an example] are based on the estimation of the rate of growth of the continental crust at the expense of the extraction from the depleted mantle. This estimation is a key input parameter to account the evolving trace element compositions of the crust and depleted mantle assuming the partial melting process as a main mechanism for the mantle-to-crust element transfer. Modern current data about the rates of crustal growth are based on areal distribution of rocks and their Sm-Nd and U-Pb age determinations. Comparable and may be more correct results may be derived from single-grain trace element geochemistry of WSAM's large detrital populations that reflect provenance (age, composition and volume content of rocks within the drained area/crustal block). Authors suggest a fast and inexpensive method based on regional-scale heavy mineral sampling [Shnyukov et al., 1987, 1989, 1991, 1997; Andreev et al., 1998 etc.]. Method includes following specially elaborated tools: (1) milliprobe X-ray fluorescence analysis (XRF-MP/SG) for trace element (Hf, Y, Th, U, Pb, Sr etc.) single-grain determination, (2) modified version of “total lead” method for zircon and monazite single grains approximate age dating, (3) discriminant diagrams for parent rocks identification based on zircon, apatite, monazite and titanite trace element composition, (4) procedures for final calculations. An application of the proposed method to crustal history reconstruction and monitoring of the geological/metallogenic events (kimberlites, alkaline rocks, carbonatites formation etc.) within the Ukrainian Shield and other regions confirms its effectiveness. To be used in a routine practice method requires a great number of single-grain trace element analysis. It is XRF-MP/SG technique that permits to do it much faster and cheaper than other analytical techniques. In order to obtain more complete trace element and isotopic data as well as accurate age single-grain determinations XRF-MP/SG should be combined with LA-ICP-MS on the final research stage.

Both types of the models are closely connected. Determination of the initial magma source and estimation of the corresponding degree of partial melting in the models of the first type create a need for information about evolving element content in crust and mantle (input parameters). These data may be derived from the models of the second type. Final geochemical models of the magmatic systems allow to predict the composition of the restite and cumulative rocks within magma source regions and magma chambers respectively, as well as their physical properties. Such potentialities of the geochemical models may be regarded as a basis for their integration in various geophysical models to form the uniform one.

Large set of the realistic projects may be proposed under the umbrella of this General Title. For example:

1. Monitoring of the region-scale geological/metallogenic events on a basis of single-grain trace element geochemistry of zircon, monazite, apatite and titanite large detrital populations: diamonds, phosphorus, rare metals (including REE).
2. Geochemical modeling of magmatic and magmatic systems evolution: petrogenetic aspects and genesis of complex ore mineralization (Ti, P, rare metals etc).
3. Carbonatite complexes of linear and central types: comparison, models of formation, ore mineralization.
4. Geological study of subglacial terranes of Antarctica on a basis of single-grain geochemistry of zircon and monazite detrital populations from glacial sediments.
5. Geological (rock) Depositories/Repositories: goals, sampling, analytical (laboratorial) support, databases, its interpretation and various applications.

Any other projects under this umbrella may be elaborated. But the formation of the adequate specialized region-scale geological depository is a main condition of their realization.

### REFERENCES

- Savenok S.P., Shnyukov S.E., Andreev A.V., Morozenko V.R. Single-Grain Trace Element Geochemistry of Zircon and Monazite Large Detrital Populations from Glacial and Alluvial Sediments of Ukraine (East-European Platform) and Antarctic Peninsula (Western Antarctica): Comparison and Possible Interpretation // Ukrainian Antarctic Journal. 2005. N 3. P. 57–66. (in Russian).
- Shnyukov S.E., Vasenko V.I., Andreev A.V. et al. Application of apatite trace element composition for the apatite deposits prospecting within the Ukrainian Shield // Geological Journal (Ukraine). 1987. V 47, N 3. P. 73–82 (in Russian).
- Shnyukov S.E., Cheburkin A.K., Andreev A.V. Geochemistry of wide-spread coexistent accessory minerals and their role in investigation of endogenetic and exogenetic geological processes // Geological Journal (Ukraine). 1989. № 2. P. 107–114. (in Russian).
- Shnyukov S.E., Andreev A.V., Savenok S.P. Admixture elements in zircons and apatites: a tool for provenance studies of sedimentary rocks. Terra Nova 9, Abstract Supplement № 1 (EUG 9 Meeting, Strasbourg, France, 23–27 March 1997). Strasbourg, 1997.
- Shnyukov S.E. (2002) Geochemical models of the magmatic systems and Earth's continental crust evolution: potential source of petrophysical and ore genetic information. Geophysical Journal. № 6. P. 201–219 (in Russian).
- Shnyukov S.E., Andreev A.V., Belousova E.A., Savenok S.P. X-ray fluorescence milliprobe analysis in geochemistry of accessory minerals: research potential in comparison with high spatial resolution analytical methods. Mineralogical // Journal (Ukraine). 2002. V. 24, N 1. P. 80–95. (in Russian).
- Shnyukov S.E., Savenok S.P., Andreev A.V., Milinevsky G.P., Litvinov V.A., Morozenko V.R. Single-grain Geochemistry of Zircon and Monazite Detrital Populations from Glacial Sediments as a Tool for Geological Study of Subglacial Terranes of Antarctica During IPY 2007/2008: Pilot Test Examples. 2<sup>nd</sup> SCAR Open Science Conference “Antarctica in the Earth System” (Hobart, Tasmania, July 12<sup>th</sup>-14<sup>th</sup> 2006). Hobart, 2006
- Lazareva I.I., Shnyukov S.E., Khlon O.A. About the capability of geochemical modeling tools for determination of accessory minerals multistage formation in magmatic-hydrothermal deposits. Proceedings of the Ukrainian mineralogical society. 5. 2008. P.105–114. (in Ukrainian).
- Mitrokhin A.V. The gabbro-anorthosite massifs of Korosten Pluton (Ukraine) and problems concerning the evolution of the parental magmas // Ilmenite deposits and their geological environment. – Special Publication of NGU (Geological Survey of Norway). Trondheim, 2003. N 9. P. 96–97.
- Nykanorova Y.E., Shnyukov S.E., Lazareva I.I. (2013). Metasomatic zonation geochemical features of linear carbonatite complexes of Ukrainian Shield, Yenisei Range and Voronezh Massif. // Ural Mineralogical School, Yekaterinburg, 25–27 of September, 2013. (in Russian).

## A REVIEW OF ARCHEAN GRANITOID MAGMATISM IN THE NORTH CHINA CRATON

Simon A. Wilde

*The Institute for Geoscience Research, Department of Applied Geology, Curtin University, Perth, Western Australia  
s.wilde@curtin.edu.au*

The North China Craton (NCC) is commonly divided into three main tectonic units, the Archean Western and Eastern blocks, separated by the Paleoproterozoic Trans-North China Orogen (Fig.). Granitoid magmatism in the NCC extends back to 3.8 Ga and continued intermittently to the Archean/Proterozoic boundary at 2.5 Ga. Across the craton, the majority of granitoids record ages of ~2.5 Ga, similar to the Dharwar and Bundelkhand cratons in India, but distinct from most other Archean cratons around the world.

The oldest rocks in the NCC are restricted in area (~1 km) and crop out only near Anshan in the Eastern Block (see Fig.). Here, a series of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses are exposed in a number of quarries and road cuttings and reveal a broad range of ages from 3.8 to 3.1 Ga. Precise U-Pb zircon ages have been obtained from the Baijiafen quarry and Dongshan scenic park. The oldest rock at Baijiafen is a 10cm-wide band of TTG gneiss with an age of  $3800 \pm 5$  Ma [Liu et al., 2007, 2008], although it contains zircons as old as  $3822 \pm 7$  Ma [Wu et al., 2005 a]. The oldest material at Dongshan scenic park is a trondhjemite with an age of  $3811 \pm 4$  Ma [Song et al., 1996], whereas a quartz diorite boudin within the TTG gneisses records a weighted mean  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age of  $3794 \pm 4$  Ma [Liu et al., 2008]. Detailed work indicates that individual TTG bands record a range of ages extending to as young as  $3573 \pm 21$  Ma [Liu et al., 2008], but it is unclear if these represent discrete magmatic events. Importantly, the majority of granitoids in the area record ages of 3.3 and 3.1 Ga, although they do contain zircon xenocrysts with ages of ~3.8 Ga [Wu et al., 2005 a; Liu et al., 2008]. Recent studies have established that the hafnium model ages of the ancient zircons only extend back to ~3.9 Ga, which is close to the emplacement age of the oldest rocks. Whole-rock Nd model ages presented by Wu et al. [2005 b] and Wan et al. [2005] are overall slightly younger, although the oldest reported model age is ~4.1 Ga.

As indicated above, the majority of Archean granitoids in both the Western and Eastern blocks record ages of ~2.5 Ga, but some 2.7 Ga granitoids are also present. Where these rocks have been studied in detail, the 2.7 Ga granitoids are quite restricted,

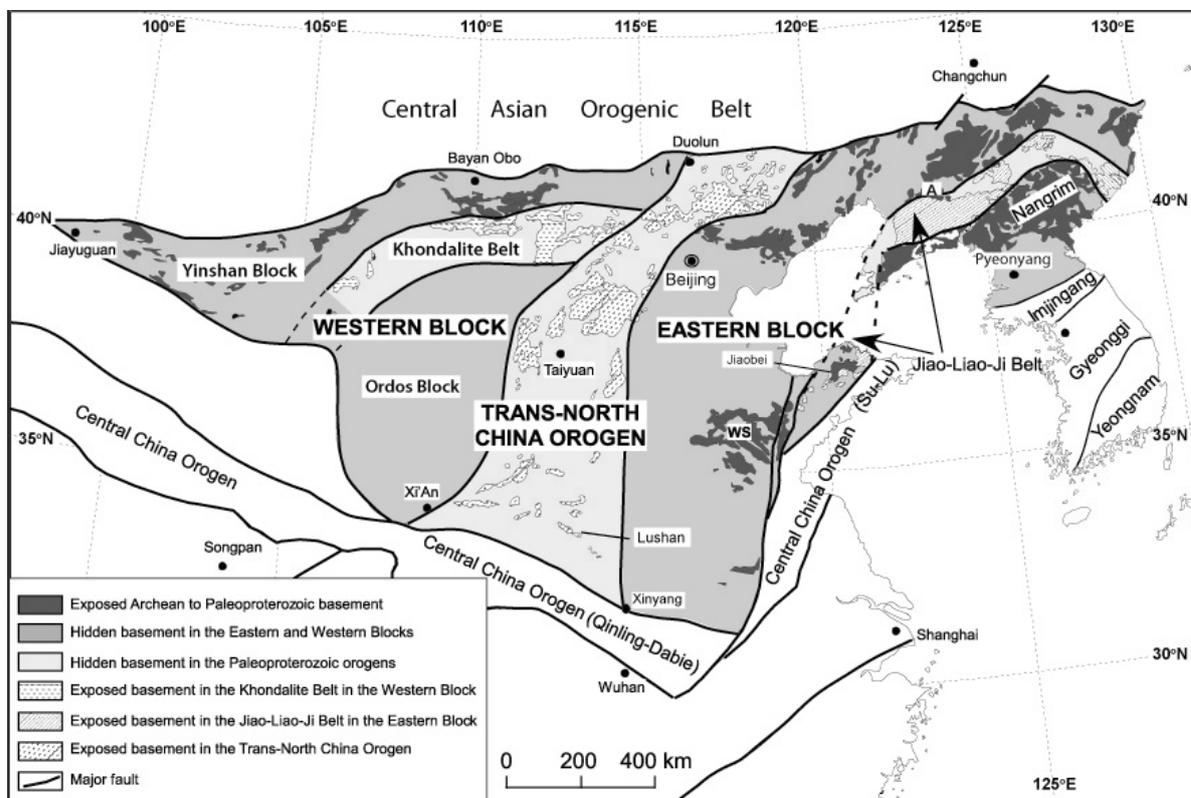


Fig. Major subdivisions of the North China Craton, modified from Zhao et al. [2005].  
'A' denotes Anshan and 'WS' denotes Western Shandong.

although zircons of this age are commonly present within the younger 2.5 Ga rocks [Wilde et al., 1997]. The only area where 2.7 Ga rocks make up the majority of the granitoids is in western Shandong Province in the Eastern Block, where they are associated with supracrustal rocks of similar age [Wan et al., 2010]. Overall, two main Archean magmatic events are recorded; TTG and K-rich granitoids with ages of ~2.55 Ga and K-rich granitoids with ages of 2.53 Ga [Wilde et al., 1997, 2005; Grant et al., 2009]. These have been extensively studied in the Eastern Block of the NCC and also within the Trans-North China Orogen, where they occur as deformed bodies affected by Paleoproterozoic metamorphism at ~1.8 Ga. An important feature of the 2.53 Ga granitoids is that they underwent high-grade metamorphism at ~2.5 Ga, resulting in migmatization and the formation of anatectic granites whose age straddles the Archean/Proterozoic boundary [Yang et al., 2008; Grant et al., 2009].

A compilation of all the reliable Nd data for the North China Craton was made by Wu et al. [2005 b]. They concluded that there were significant differences between the Eastern and Western blocks and the Trans-North China Orogen. Few data are available for the Western Block and these record an average Nd model age of 2.74 Ga, with no model ages greater than 3.2 Ga. The Eastern Block shows two peaks in the data: at 3.4 Ga and 2.8 Ga, with the latter being dominant. Data from basement rocks in the Trans-North China Orogen indicate a single population between 2.8 and 2.4 Ga, with an average Nd model age of 2.7 Ga. When considered as a whole, the data give a mean model age of 2.8 Ga. This is older than the majority of U-Pb zircon ages recorded from magmatic rocks in the NCC, indicating that 2.5 Ga was a period of crustal reworking rather than an episode of crustal growth [Wu et al. 2005 b]. More recently, Hf data from zircons has generally confirmed this finding. Zircon Hf data from the Western Block are sparse, but show a similar peak of two-stage model ages at 2.7 Ga for the TTG [Geng et al., 2012]. In the Eastern Block, two-stage model ages are concentrated between 4.0–3.5 Ga, indicating a short crustal residence time for the earliest crustal components, and a major peak at 2.75 Ga, marking the main period of crustal growth [Geng et al., 2012]. The latter group of zircons record mainly positive epsilon Hf values, indicating the input of juvenile material at this time. Two-stage model ages from the Trans-North China Orogen show a peak at ~2.7 Ga, similar to the Eastern Block [Geng et al., 2012]. Overall, the Hf data substantiate the view that the main period of crustal growth in the NCC was at 2.8–2.7 Ga and that the abundance of 2.55–2.50 Ga granitoids reflects reworking of the crust with only limited juvenile additions.

#### REFERENCES

- Geng Y.S., Du L.L., Ren L.D. Growth and reworking of the early Precambrian continental crust in the North China Craton: Constraints from zircon Hf isotopes// *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 517–529.
- Grant M.L., Wilde S.A., Wu F.Y., Yang J.H. The application of zircon cathodoluminescence imaging, Th-U-Pb chemistry and U-Pb ages in interpreting discrete magmatic and high-grade metamorphic events in the North China Craton at the Archean/Proterozoic boundary// *Chemical Geology*. 2009. V. 261. P. 154–170.
- Liu D.Y., Wan Y.S., Wu J.S., Wilde S.A., Zhou H.Y., Dong C.Y., Yin X.Y. Eoarchean rocks and zircons in the North China Craton// In: van Kranendonk M, Smithies RH, Bennett V (eds) *Earth's Oldest Rocks: Elsevier Series*. 2007. 'Developments in Precambrian Geology 15'. P. 251–273.
- Liu D.Y., Wilde S.A., Wan Y.S., Wu J.S., Zhou H.Y., Dong C.Y., Yin X.Y. New U-Pb and Hf isotopic data confirm Anshan as the oldest preserved part of the North China Craton. *American Journal of Science*. 2008. V. 308. P. 200–231.
- Song B., Nutman A.P., Liu D.Y., Wu J.S. 3800 to 2500 Ma crust in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China// *Precambrian Research*. 1996. v. 78. pp. 79–94.
- Wan Y.S., Liu D.Y., Song B., Wu J.S., Yang C.H., Zhang Z.Q., Geng Y.S. Gechemical and Nd isotopic compositions of 3.8 Ga meta-quartz dioritic and trondhjemitic rocks from the Anshan area and their geological significance// *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. V. 24. P. 563–575.
- Wan Y.S., Liu D.Y., Wang S.J., Dong C.Y., Yang E.X., Wang W., Zhou H.Y., Du L.L., Yin X.Y., Xie H.Q., Ma M.Z. Juvenile magmatism and crustal recycling at the end of Neoproterozoic in western Shandong province, north China Craton: evidence from SHRIMP zircon dating// *American Journal of Science*. 2010. V. 310. P. 1503–1552.
- Wilde S.A., Cawood P.A., Wang K. The relationship and timing of granitoid evolution with respect to felsic volcanism in the Wutai Complex, North China Craton// *Proceedings of the 30th International Geological Congress*. 1997. *Precambrian Geology and Metamorphic Petrology*. V. 17. P. 75–87. VSP Scientific Publisher, Netherlands.
- Wilde S.A., Cawood P.A., Wang K.Y., Nemchin A.A. Granitoid Evolution in the Late Archean Wutai Complex, North China Craton// *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005. V. 24. P. 597–613.
- Wu F.Y., Yang J.H., Liu X.M., Li T.S., Xie L.W., Yang Y.H. Hf isotopes of the 3.8 Ga zircons in eastern Hebei Province, China: Implications for early crustal evolution of the NCC// *Chinese Science Bulletin*. 2005 a. V. 50. P. 2473–2480.
- Wu F.Y., Zhao G.C., Wilde S.A., Sun D.Y. Nd isotopic constraints on crustal formation in the North China Craton. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2005 b. V. 24. P. 523–545.
- Yang J.H., Wu F.Y., Wilde S.A., Zhao G.C. Petrogenesis and geodynamics of Late Archean magmatism in Eastern Hebei, eastern North China Craton: geochronological, geochemical and Nd-Hf isotopic evidence// *Precambrian Research*. 2008. V. 167. P. 125–149.

**DEVONIAN AND CARBONIFEROUS GRANITIC MAGMATISM IN THE EASTERN PONTIDES (ŞIRAN, NE TURKEY) AND ITS GEODYNAMIC IMPLICATIONS**

**Orhan Yavuz<sup>1</sup>, Gültekin Topuz<sup>2</sup>, Seyd Massoud Homam<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Istanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34469 Maslak, İstanbul, Turkey, orhan@itu.edu.tr*

<sup>2</sup>*Istanbul Teknik Üniversitesi, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 34469 Maslak, İstanbul, Turkey*

<sup>3</sup>*Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran*

The Eastern Pontides (part of the Sakarya Zone) together with the Caucasus within the Tethyan realm represent a continental block accreted to a northern continental domain defined by the Ukrainian shield and Scythian platform. Here we report on the Early to Middle Devonian and Late Carboniferous granitic rocks from the basement of the Eastern Pontides, and discuss their geodynamic implications. The Şiran granites form an E-W trending narrow belt with 23 km length and 1–2 km width, within the Early to Middle Jurassic volcanoclastic rocks. To the north the granite body is thrust over the Jurassic volcanoclastic rocks, and to the south unconformably overlain by the Early to Middle Jurassic volcanoclastic rocks with up to 10 m thick basal conglomerates and sandstones. Overall the granite body is highly weathered and altered, and consists of unfoliated medium-grained biotite granite to granodiorite, locally crosscut by 1 to 30 cm thick aplitic dikes. No mafic microgranular enclaves are encountered.

The granite and granodiorite comprise plagioclase, quartz, perthitic K-feldspar, altered biotite, and accessory apatite and zircon. Secondary minerals are muscovite, calcite, chlorite, albite, opaque. The samples are characterized by a narrow compositional variation (e.g. SiO<sub>2</sub> ~72–75 %; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~12.5–14.4 %). ASI values range from 1.08 to 1.46, suggesting peraluminous affinity. Chondrite normalized rare earth element patterns are slightly fractionated with La/Yb values of 1–8, and locally pronounced Eu anomaly (Eu/Eu\* 0.15–0.72). These geochemical features suggest important role of plagioclase and minimal role of garnet during fractionation. Zircons from two samples were dated by U-Pb technique by LA-ICP-MS. Dated zircons display oscillatory and sector zoning, characteristic of those grown from a melt phase. Zircons from the sample taken from the western end of the zone yielded a Concordia age of 312 ± 8 Ma (2s) (Late Carboniferous). On the other hand, the sample from the eastern end of the zone yielded a concordia age of 393 ± 7 Ma (2s) (Early to Middle Devonian). The field relationships do not allow a clear separation of the Carboniferous and Devonian domains. Initial εNd and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios are in the range –6...–11) and 0.7043–0.7053, respectively. In the Devonian domain, initial εNd values are –5 to –8, initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios are 0.7010 to 0.7104.

Carboniferous granites are common in the Sakarya Zone and Caucasus. Early to Late Carboniferous granitic magmatism is commonly related to the late phase of the Hercynian orogeny, caused by the accretion of the Sakarya and Caucasus to the northern Ukrainian shield and Scythian platform. However, the tectonic setting of Devonian magmatism is still obscure.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Акинин В.В.	6	Кобл М.А.	10, 205
Андреичев В.Л.	10, 209	Козлова Е.Н.	181
Анникова И.Ю.	15	Коновал Н.М.	88
Антипин В.С.	20, 53	Коновалова Е.В.	90
Ахунджанов Р.	23	Корсакова М.А.	151
Бабин Г.А.	28	Костенко Н.В.	93
Базиков Н.С.	181	Котлер П.Д.	95, 101, 198, 223
Баирова Э.Д.	36	Котов А.Б.	125
Баянова Т.Б.	31, 147	Кривдик С.Г.	240
Беа Ф.	79	Круглова А.А.	105
Белоусова Е.	125	Крук Н.Н.	95, 101, 108
Берзина А.Н.	31	Крымский Р.Ш.	31
Берзина А.П.	31	Кузнецова Л.Г.	112
Борисенко А.С.	28, 164	Кузнецов Н.Б.	209
Боровиков А.А.	164	Кузьмин Д.В.	234
Бубнов С.Н.	36	Кузьмина О.Н.	73
Бурмакина Г.Н.	39, 230	Лаврушина Е.В.	169
Буянтуев М.Д.	41	Лазарева И.И.	115
Варзиева Т.Б.	138	Ларионов А.Н.	10
Варламов Д.А.	205	Левицкий В.И.	118
Васюкова Е.А.	164	Левицкий И.В.	118
Ветров Е.В.	28	Леонов М.Г.	169
Вишне夫斯基 С.А.	43	Литвиненко И.С.	121
Владимиров А.Г.	15, 48, 95, 101, 198, 228	Лучицкая М.В.	125
Владимиров В.Г.	85	Львов П.А.	130, 151
Вовшин Ю.Е.	105	Мазукабзов А.М.	71
Врублевская Т.Т.	228	Максимова Ж.В.	133
Гимон В.О.	31	Мамаджанов Ю.	135
Гладкочуб Д.П.	71	Матайбаева И.Е.	73
Гольцман Ю.В.	36	Мельниченко А.К.	138
Горлачева Н.В.	20, 53	Миллер Э.Л.	10
Гошко Е.Ю.	56	Митрофанов Ф.П.	147
Гусев Н.И.	60	Михеев Е.И.	142
Довжикова Е.Г.	10	Монтеро П.	79
Докучаев А.Я.	36	Мороз Е.Н.	223
Дербекко И.М.	66	Морозова Л.Н.	147
Донская Т.В.	71	Мурзин О.В.	60
Дьячков Б.А.	73, 101	Мурзинцев Н.Г.	198
Ефимов А.С.	56	Мыскова Т.А.	130, 151
Жигалов С.В.	28	Навозов О.В.	95
Житникова И.А.	130	Натапов Л.М.	125
Зенкова С.О.	23	Ножкин А.Д.	155
Зинькова Е.А.	79	Оролмаа Д.	160
Иванов А.И.	164	Осипова Т.А.	161
Иванов Н.М.	151	Павлова Г.Г.	164
Каллистов Г.А.	82	Перепелов А.Б.	20
Каримова Ф.Б.	23	Попов Н.В.	43
Кармышева И.В.	85	Пржиялговский Е.С.	169
Катков С.М.	125	Прокопьев А.В.	164
Киселева В.Ю.	178	Рафиков Я.М.	172
		Розен О.М.	175

Ронкин Ю.Л.	10	Удортина О.В.	205, 209, 230
Руднев С.Н.	178	Федосеев Г.С.	28
Сайдиганиев С.С.	23	Ферштатер Г.Б.	214
Саватенков В.М.	209	Холоднов В.В.	90, 219
Савко К.А.	181	Хромых С.В.	15, 95, 101, 198, 223
Салихов Д.Н.	186	Хубанов В.Б.	41, 228
Сальникова Е.Б.	125	Цыганков А.А.	39, 228, 230
Сальников А.С.	56	Цыренов Б.Ц.	228
Самсонов А.В.	181	Чупин В.П.	234
Седова Е.В.	240	Шардакова Г.Ю.	235
Серов П.А.	147, 178	Шеремет Е.М.	240
Смирнов С.З.	15, 101, 189	Шкодзинский В.С.	244
Соболева А.А.	10	Шнюков С.Е.	115
Соколова Е.Н.	15, 189	Юдин Д.С.	101, 198
Соколов С.Д.	125	Яковлев В.А.	85
Строев Т.С.	105	Яковлева С.З.	125
Сугоракова А.М.	194		
Сурков Н.В.	197		
Травин А.В.	15, 101, 164, 198, 230		
Тунгалаг Н.	160		
Турэ Ж.Л.Р.	234		

#### LIST OF AUTHORS

Akhundjanov R.	25	Goshko E. Yu.	58
Akinin V.V.	8	Gusev N.I.	62
Andreichev V.L.	12, 211	Hanzl P.	218
Annikova I. Yu.	17	He J.B.	233
Assia A.	154	Homam S.M.	250
Bairova E.D.	37	Hrdličková K.	218
Battushig A.	218	Ishihara S.	76
Bayanova T.B.	33, 149	Ivanov A.I.	166
Bazikov N.S.	183	Ivanov N.M.	152
Belousova E.	127	Jahn Bor-ming	76
Berzina A.N.	33	Janoušek V.	218
Berzina A.P.	33	Karimova F.B.	25
Borisenko A.S.	166	Katkov S.M.	127
Borovikov A.A.	166	Khromykh S.V.	17, 98, 103, 201, 225
Bubnov S.N.	37	Korsakova M.A.	152
Buriánek D.	218	Kotler P.D.	98, 103, 201, 225
Chen B.	233	Kotov A.B.	127
Coble M.A.	12, 207	Kozlova E.N.	183
Derbeko I.M.	68	Krivdik S.G.	242
Dokuchaev A. Ya.	37	Kruglova A.A.	106
Dovzhikova E.G.	12	Kruk N.N.	76, 98, 103, 110
D'yachkov B.A.	103	Krymsky R.Sh.	33
Efimov A.S.	58	Kuznetsov N.B.	211
Fershtater G.B.	215	Larionov A.N.	12
Ganchuluun T.	218	Litvinenko I.S.	122
Gerdes A.	218	Luchitskaya M.V.	127
Gimon V.O.	33	Lvov P.A.	131, 152
Goltzman Yu.V.	37	Melnichenko A.K.	140
Gonevchuk V.G.	76	Mikheev E.I.	144

Miller E.L.	12	Sheremet E.M.	242
Mitrofanov F.P.	149	Shnyukov S.E.	246
Mokrane K.	154	Smirnov S.Z.	17, 103, 191
Moroz E.N.	225	Soboleva A.A.	12
Morozova L.N.	149	Sokolov S.D.	127
Murzin O.V.	62	Sokolova E.N.	17, 191
Mursintsev N.G.	201	Stroev T.S.	106
Myskova T.A.	131, 152	Sugorakova A.M.	195
Nabila G.	154	Topuz G.	250
Natapov L.M.	127	Travin A.V.	17, 103, 166, 201
Navozov O.V.	98	Udoratina O.V.	207
Nozhkin A.D.	157	Usuki M.	76
Okamoto K.	76	Valui G.A.	76
Pavlova G.G.	166	Varlamov D.A.	207
Popov N.V.	45	Varzieva T.B.	140
Prokopiev A.V.	166	Vasyukova E.A.	166
Ronkin Yu.L.	12	Vishnevsky S.A.	45
Rosen O.M.	176	Vladimirov A.G.	17, 50, 98, 103, 201
Salnikov A.S.	58	Vovshin Yu.E.	106
Sal'nikova E.B.	127	Wang C.	233
Samsonov A.V.	183	Wild S. A.	248
Savatenkov V.M.	211	Wu Jeremy T.J.	76
Savko K.A.	183	Yakovleva S.Z.	127
Saydiganiev S.S.	25	Yavuz O.	250
Schulmann K.	218	Yudin D.S.	103, 201
Sedova E.V.	242	Zenkova S.O.	25
Serov P.A.	149	Zhitnikova I.A.	131
Shardakova G.Yu.	237		

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	4
PREFACE .....	5
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ: U-Pb, O И Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМАТИКИ ЦИРКОНОВ Акинин В.В. ....	6
GRANITE MAGMATISM AND FORMATION OF CRUST IN CONTINENTAL MARGIN OF EASTERN ARCTICA: ZIRCON U-Pb, O AND Hf ISOTOPIC SYSTEMATICS Akinin V.V. ....	8
U-Pb (SHRIMP) ВОЗРАСТ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ФУНДАМЕНТА ПЕЧОРСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г., Ронкин Ю.Л., Миллер Э.Л., Кобл М.А., Ларионов А.Н. ....	10
U-Pb (SHRIMP) AGE OF COLLISIONAL GRANITOIDS IN THE BASEMENT OF PECHORA BASIN Andreichev V.L., Soboleva A.A., Dovzhikova E.G., Ronkin Yu.L., Miller E.L., Coble M.A., Larionov A.N. ....	12
ЭВОЛЮЦИЯ ОЧАГА МАГМЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНО- ГРАНИТОИДНОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) Анникова И.Ю., Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Травин А.В. ....	15
EVOLUTION OF MAGMA CHAMBER DURING FORMATION OF THE EAST-KALGUTY BELT OF RARE-METAL GRANITE PORPHYRY DYKES (SOUTH ALTAI) Annikova I.Yu., Smirnov S.Z., Sokolova E.N., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Travin A.V. ....	17
ГРАНИТОИДЫ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ПРИБАЙКАЛЯ, ИСТОЧНИКИ МАГМ И ГЕОДИНАМИКА Антипин В.С., Горлачева Н.В., Перепелов А.Б. ....	20
ПЕТРОГЕНЕЗИС И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН) Ахунджанов Р., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О., Каримова Ф.Б. ....	23
PETROGENESIS AND ORE CONTENT GRANITOIDS MIDDLE AND SOUTHERN TIEN-SHAN (UZBEKISTAN) Akhundjanov R., Saydiganiev S.S., Zenkova S.O., Karimova F.B. ....	25
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТОИДАМ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) Бабин Г.А., Федосеев Г.С., Борисенко А.С., Жигалов С.В., Ветров Е.В. ....	28
ИСТОЧНИКИ Cu-Mo-ПОРФИРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (СИБИРЬ, МОНГОЛИЯ) Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Баянова Т.Б., Крымский Р.Ш. ....	31
SOURCES OF THE PORPHYRY Cu-Mo ORE-MAGMATIC SYSTEMS (SIBERIA, MONGOLIA) Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O., Bayanova T.B., Krymsky R.Sh. ....	33
РЕЗУРГЕНТНЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ВЕРХНЕЧЕГЕМСКОЙ КАЛЬДЕРЫ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. ....	36
RESURGENT HYRABYSSAL GRANITOIDS OF THE UPPER CHEGEM CALDERA, THE GREATER CAUCASUS Bubnov S.N., Dokuchaev A.Ya., Goltzman Yu.V., Bairova E.D. ....	37
ПЕТРОГЕНЕЗИС СИЕНИТОВ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. ....	39
U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ LA-ICP-SF-MS МЕТОДОМ: ПРОЦЕДУРА ИЗМЕРЕНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С SHRIMP Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б. ....	41
ИМПАКТНЫЙ АНАТЕКСИС ГНЕЙСОВ С ВЫДЕЛЕНИЕМ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА: НЕКОТОРЫЕ ПРИЛОЖЕНИЯ К РАННЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ Вишнеvский С.А., Попов Н.В. ....	43
POPIGAI IMPACT ANATEXIS OF GNEISSES: SEPARATION OF GRANITIC MELTS AND SOME APPLICATIONS TO EARLY EVOLUTION OF EARTH Vishnevsky S.A., Popov N.V. ....	45

РОЛЬ МАНТИИ И СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ Владимиров А.Г. ....	48
ROLE OF MANTLE AND SHEAR DEFORMATIONS IN GRANITOID BATHOLITHES FORMING Vladimirov A.G. ....	50
ГЕОХИМИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ ШАРАНУРСКОГО И ХАМАРДАБАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ (ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ИХ СВЯЗЬ С СОСТАВОМ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ Горлачева Н.В., Антипин В.С. ....	53
ОБРАЗОВАНИЕ ГИГАНТСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ – РЕЗУЛЬТАТ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОЛЛИЗИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Ефимов А.С. ....	56
GIGANT ACCRETIONARY PRISM FORMED BY EARLY-PROTEROZOIC COLLISION OF CRUSTAL TECTONIC BLOCKS IN THE SOUTH-EAST OF THE NORTH-ASIAN CRATON Goshko E. Yu., Salnikov A.S., Efimov A.S. ....	58
РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ГАББРО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В РОССИЙСКОМ РУДНОМ АЛТАЕ Гусев Н.И., Мурзин О.В. ....	60
EARLY CARBONIFEROUS GABBRO-GRANITE MAGMATISM IN THE RUSSIAN RUDNY ALTAI Gusev N.I., Murzin O.V. ....	62
ПЛУТОНИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ БИМОДАЛЬНОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА Дербек И.М. ....	66
PLUTONIC COMPONENT OF THE BIMODAL VOLCANOPLUTONIC COMPLEX OF THE NORTHERN FRAMING OF EASTERN MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT MEMBER Derbeko I.M. ....	68
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КИСЛОГО СОСТАВА С НЕТИПИЧНЫМИ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ НА ПЛОЩАДИ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. ....	71
ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО АЛТАЯ Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Матайбаева И.Е. ....	73
Sr-Nd-Hf ISOTOPIC CHARACTERIZATION OF GRANITOIDS IN ACCRETIONARY OROGENS – COMPARISON BETWEEN THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT (CAOB) AND NW PACIFIC OROGENS (JAPAN AND SIKHOTE-ALIN, RUSSIAN FAR EAST) AND IMPLICATIONS Bor-ming Jahn, Shunso Ishihara, Kazuaki Okamoto, Valui G.A., Kruk, N.N. Gonevchuk V.G., Masako Usuki, Jeremy T.J. Wu ....	76
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И U-Pb ЦИРКОНОВЫЙ ВОЗРАСТ ПЛАГИОГРАНОДИОРИТОВ НОВОАЛЕКСЕЕВСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ Зинькова Е.А., Монтеро П., Беа Ф. ....	79
ВКЛЮЧЕНИЯ БАЗИТОВОГО СОСТАВА В ГРАНИТОИДАХ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) Каллистов Г.А. ....	82
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Яковлев В.А. ....	85
ГРАНАТ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КИРОВОГРАДСКОГО И НОВОУКРАИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ УКРАИНСКОГО ШИТА Коновал Н.М. ....	88
ТИПОМОРФИЗМ АПАТИТА В ГРАНИТОИДАХ УРАЛА НА ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА (D <sub>3</sub> -C) ОТ СУБДУКЦИОННОГО К АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОМУ И ТРАНСФОРМНОМУ (ВНУТРИПЛИТНОМУ) Коновалова Е.В., Холоднов В.В. ....	90
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ШИТА Костенко Н.В. ....	93

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Котлер П.Д., Хромых С.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Навозов О.В. ....	95
THE EVOLUTION OF KALBA-NARYM BATHOLITH GRANITOIDS (EASTERN KAZAKHSTAN) Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Navozov O.V. ....	98
Ar-Ar ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАЛБА-НАРЫМСКОГО БАТОЛИТА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Травин А.В., Владимиров А.Г., Юдин Д.С., Крук Н.Н. ....	101
Ar-Ar ISOTOPIC DATING OF RARE-METAL PEGMATITES OF KALBA-NARYM GRANITE BATHOLITH (EASTERN KAZAKHSTAN) Kotler P.D., Khromykh S.V., Smirnov S.Z., Dyachkov B.A., Travin A.V., Vladimirov A.G., Yudin D.S., Kruk N.N. ....	103
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД КОЛЫВАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) Круглова А.А., Вовшин Ю.Е., Строев Т.С. ....	105
GEOCHEMICAL FEATURES OF KOLYVAN ORE FIELD ORE-HOSTING (GORNYY ALTAI) Kruglova A.A., Vovshin Yu.E., Stroeov T.S. ....	106
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ГОРНОГО АЛТАЯ Крук Н.Н. ....	108
GRANITOID MAGMATISM AND VOLUTION OF CONTINENTAL CRUST OF GORNYY ALTAI Kruk N.N. ....	110
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНО-САНГИЛЕНСКОГО ПОЯСА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ Кузнецова Л.Г. ....	112
ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ КАК ИНСТРУМЕНТ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ОЦЕНКИ ЕЕ РУДНО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ Лазарева И.И., Шнюков С.Е. ....	115
РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА – ТИПЫ, РЕГИОНАЛЬНАЯ, ВОЗРАСТНАЯ, ВЕЩЕСТВЕННАЯ СПЕЦИФИКА, МЕХАНИЗМЫ, ИСТОЧНИКИ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ Левицкий В.И., Левицкий И.В. ....	118
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДНЫЕ СИСТЕМЫ В ГРАНИТОИДАХ ВЕРХНЕ-БУЮНДИНСКОГО РУДНО- РОССЫПНОГО УЗЛА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) Литвиненко И.С. ....	121
GRANITOID-RELATED GOLD-SILVER SYSTEMS IN VERKHNE-BUYUNDINSKY MINERAL DISTRICT (NORTHEAST RUSSIA) Litvinenko I.S. ....	122
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЧУКОТКИ Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Натапов Л.М., Белоусова Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Катков С.М. ....	125
LATE PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM OF CHUKOTKA Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Natapov L.M., Belousova E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Yakovleva S.Z., Katkov S.M. ....	127
ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ СРЕДНЕКИСЛЫЙ МАГМАТИЗМ ШИЛОССКОЙ И КАМЕННООЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ) Львов П.А., Мыскова Т.А., Житникова И.А. ....	130
THE LATE ARCHAEOAN INTERMEDIATE-FELSIC MAGMATISM OF SHILOSSKY AND KAMENNOOZERSKY BAL TIC SHEALD GREENSTONE BELTS (GEOCHEMISTRE, AGE, MAGMAS SOURCE) Lvov P.A., Myskova T.A., Zhitnikova I.A. ....	131
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГРАНИТОИДЫ ХУНГАРИЙСКОЙ СЕРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ Максимова Ж.В. ....	133
ГРАНИТОИДЫ ШОШОНИТОВОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ Мамаджанов Ю. ....	135

ИСТОЧНИКИ ГРАНИТНЫХ МАГМ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ РУДОНОСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б.....	138
VARIOUS SOURCES GRANITIC MAGMA GEOCHEMICAL TYPES OF GRANITOIDS SOUTHERN TIEN-SHAN AND THEIR POTENTIAL RUDONOSNOST Melnichenko A.K., Varzieva T.B. ....	140
СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ПРИБАЙКАЛЬЯ Михеев Е.И. ....	142
SYNMETAMORPHIC GRANITES IN THE BAIKAL REGION EARLY CALEDONIDES COLLISION SYSTEM Mikheev E.I.....	144
АРХЕЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА Морозова Л.Н., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Серов П.А. ....	147
ARCHEAN GRANITOID MAGMATISM IN NORTHEASTERN PART OF THE BALTIC SHIELD Morozova L.N., Mitrofanov F.P., Bayanova T.B., Serov P.A. ....	149
НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ВОЗРАСТУ ГРАНИТОИДОВ ВОЙНИЦКОГО БЛОКА (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ) Мыскова Т.А., Корсакова М.А., Иванов Н.М., Львов П.А. ....	151
NEW GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC DATA OF GRANITES FROM VOYNITSKY BLOCK Myskova T.A., Korsakova M.A., Ivanov N.M., Lvov P.A. ....	152
ALBITIC GRANITES IN THE AREA OF TAMANRASSET (HOGGAR CENTRAL, ALGERIA) AND ASSOCIATED RARE METALS MINERALIZATIONS Nabila G., Assia A., Mokrane K.....	154
ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СИНХРОННЫЙ РИФТОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ РАСПАДА РОДИНИИ Ножкин А.Д. ....	155
LATE NEOPROTEROZOIC INTRAPLATE GRANITOID MAGMATISM AND SYNCRHONOUS RIFTING VOLCANISM OF THE YENISEI MOUNTAIN RIDGE AS THE INDICATOR OF BREAKUP PROCESSES OF RODINIA Nozhkin A.D. ....	157
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА Cu-Mo МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦАГАНСУВАРГА (Ю. МОНГОЛИЯ) Оролмаа Д., Тунгалаг Н. ....	160
RV-SR И U-Pb ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ ФАЗ НЕПЛЮЕВСКОГО ПЛУТОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ):ПРОБЛЕМЫ ДАТИРОВАНИЯ Осипова Т.А.....	161
ИНДИЙ В ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЯКУТИИ Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Прокопьев А.В., Иванов А.И., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Травин А.В.....	164
INDIUM IN TIN-ORE DEPOSITS OF YAKUTIA Pavlova G.G., Borisenko A.S., Prokopiev A.V., Ivanov A.I., Borovikov A.A., Vasyukova E.A., Travin A.V.....	166
СТРУКТУРЫ И ФАКТОРЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ГРАНИТАХ Пржиалговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. ....	169
РУДОНОСНОСТЬ РАННЕПЕРМСКИХ ПОРОД ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ НА РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ АКТИВНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА) Рафиков Я.М. ....	172
СИНТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГРАНИТЫ В КОЛЛИЗИОННОЙ СУТУРЕ НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА Розен О.М. ....	175
SYNTECTONIC GRANITES IN COLLISIONAL SUTURE: SIBERIAN CRATON AS A CASE STUDY Rosen O.M. ....	176
ВОЗРАТНЫЕ РУБЕЖИ, СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАГИОГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.....	178

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУРАХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА Savko K.A., Samsonov A.V., Bazikov N.S., Козлова Е.Н. ....	181
GRANITOID MAGMATISM IN PALEOPROTEROZOIC RIFT STRUCTURES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF Savko K.A., Samsonov A.V., Bazikov N.S., Kozlova E.N. ....	183
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ МАГНИТОГОРСКОЙ СЕРИИ Салихов Д.Н. ....	186
ВЛИЯНИЕ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ НА СОСТАВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОНГОНИТОВ ВОСТОЧНО-КАЛГУТИНСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСА Соколова Е.Н., Смирнов С.З. ....	189
INFLUENCE OF FLUID PHASE ON COMPOSITION OF RARE-METAL GRANITE MAGMA: ORIGIN OF ONGONITES OF THE EAST-KALGUTY DYKE BELT Sokolova E.N., Smirnov S.Z. ....	191
О СИНХРОННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИД-ИГНИМБРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В КААХЕМСКОМ МАГМАТИЧЕСКОМ АРЕАЛЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА) Сугоракова А.М. ....	194
ABOUT SYNCHRONEITY FORMATION OF GRANITOID-IGNIMBRITE ASSOCIATION IN THE КААКНЕМ MAGMATIC AREAL (EASTERN TUVA) Sugorakova A.M. ....	195
ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА АЛЮМОСИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА В УСЛОВИЯХ ДИНАМИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ. ПРЕОДОЛЕНИЕ ЭКЛОГИТОВОГО БАРЬЕРА Сурков Н.В. ....	197
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА Травин А.В., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г., Хромых С.В., Котлер П.Д., Юдин Д.С. ....	198
THERMOCHRONOLOGY OF GRANITOIDE BATHOLITHES OF THE CENTRAL ASIAN FOLD BELT Travin A.V., Vladimirov A.G., Mursintsev N.G., Khromykh S.V., Kotler P.D., Yudin D.S. ....	201
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ЦИРКОН: ГЕОХРОНОЛОГИЯ РУДНОГО ПРОЦЕССА (КУЛЭМШОР, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ) Удоратина О.В., Кобл М.А., Варламов Д.А. ....	205
HYDROTHERMAL-METASOMATIC ZIRCON: ORE PROCESS GEOCHRONOLOGY (KULEMSHOR, SUBPOLAR URALS, RUSSIA) Udoratina O.V., Coble M.A., Varlamov D.A. ....	207
СОБСКИЙ МАССИВ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ):ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Андреичев В.Л., Саватенков В.М. ....	209
SOBSKY MASSIF (POLAR URALS): ISOTOPE-GEOCHEMICAL DATA Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Andreichev V.L., Savatenkov V.M. ....	211
ЦЕНТРЫ ДЛИТЕЛЬНОЙ (ДО 100 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОРОГЕНАХ Ферштатер Г.Б. ....	214
CENTERS OF LONG (UP TO 100 MA) MAGMATIC ACTIVITY IN ABOVE-SUBDUCTION OROGENS Fershtater G.B. ....	215
THE CAMBRIAN MAGMATIC ACTIVITY IN THE ZAMTYN NURUU RANGE, LAKE ZONE, MONGOLIA Hanžl P., Buriánek D., Gerdes A., Hrdličková K., Janoušek V., Schulmann K., Battushig A., Ganchuluun T. ....	218
СУБСИНХРОННЫЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ КОРОВЫЙ, ВНУТРИПЛИТНЫЙ И ТРАНСФОРМНЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ НА ЭТАПАХ ФОРМИРОВАНИЯ (S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub> и D <sub>3</sub> -C <sub>2</sub> ) АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ УРАЛА Холоднов В.В. ....	219
АББРО-ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: РЕЗУЛЬТАТ ПЛЮМ- ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ Хромых С.В., Котлер П.Д., Мороз Е.Н. ....	223
GABBRO-GRANITE INTRUSIONS OF EASTERN KAZAKHSTAN: A RESULT OF PLUME – LITHOSPHERE INTERACTION Khromykh S.V., Kotler P.D., Moroz E.N. ....	225

УСЛОВИЯ И ПРОИЗВОДНЫЕ ПЛАВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ КСЕНОЛИТОВ В КОНТАКТЕ С ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОЙ МАГМОЙ (ГУСИНООЗЕРСКАЯ ДАЙКА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Владимиров А.Г., Цыренов Б.Ц. ....	228
ПЛИОМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ПЕТРОГЕНЕЗИСЕ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Травин А.В., Удоргина О.В. ....	230
ORIGIN OF TWO CATEGORIES OF POST-COLLISIONAL GRANITOIDS IN THE JUNGGAR TERRAIN (NW CHINA) AND IMPLICATIONS FOR JUVENILE CONTINENTAL GROWTH Chen B., Wang C., He J.B. ....	233
НИЖНЕКОРОВЫЕ ГРАНИТНЫЕ РАСПЛАВЫ: ДАННЫЕ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ ГРАНУЛИТОВ/ЭКЛОГИТОВ, ПАМИР Чупин В.П., Кузьмин Д.В., Турэ Ж.Л.Р. ....	234
ГРАНИТОИДЫ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ЭТАПОВ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА С ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМОЙ Шардакова Г.Ю. ....	235
GRANITES OF THE BASHKIRIAN ANTICLINE AS INDICATORS OF ENDOGENIC ACTIVITY STAGES IN THE JUNCTION ZONE OF THE URALIAN OROGEN WITH EAST EUROPEAN PLATFORM Shardakova G. Yu ....	237
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА (ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕНЕЗИС) Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Седова Е.В. ....	240
RARE-METAL GRANITES OF THE UKRAINIAN SHIELD (PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, GENESIS) Sheremet E.M., Krivdik S.G., Sedova E.V. ....	242
ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ КИСЛЫХ МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ) Шкодзинский В.С. ....	244
INTEGRATED GEOCHEMICAL MODELLING OF THE MAGMATIC SYSTEMS AND THE EARTH'S CONTINENTAL CRUST EVOLUTION: A SOURCE OF THE PETROLOGICAL INFORMATION INTEGRATED IN GEOPHYSICAL MODELS AS WELL AS A TOOL FOR AREA SELECTION AND INVENTORY PROSPECT MINERAL EXPLORATION Shnyukov S.E. ....	246
A REVIEW OF ARCHEAN GRANITOID MAGMATISM IN THE NORTH CHINA CRATON Simon A. Wilde ....	248
DEVONIAN AND CARBONIFEROUS GRANITIC MAGMATISM IN THE EASTERN PONTIDES (ŞIRAN, NE TURKEY) AND ITS GEODYNAMIC IMPLICATIONS Orhan Yavuz, Gültekin Topuz, Seyed Massoud Homam. ....	250

*Научное издание*

**Граниты и эволюция Земли:  
граниты и континентальная кора**

Материалы II Международной геологической конференции  
17–20 августа 2014 г.  
Новосибирск, Россия

**Granites and Earth's Evolution:  
Granites and Continental Crust:**

Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Geological Conference  
17–20 August  
Novosibirsk, Russia

Подписано в печать 28.07.2014. Формат 60×84 1/8. Гарнитура "Times".  
Печать офсетная. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 30,45.  
Тираж 150 экз. Заказ № 188

Издательство СО РАН,  
630090 Новосибирск, Морской просп., 2  
E-mail: [psb@sibran.ru](mailto:psb@sibran.ru)  
тел.: (383)330-05-86

Отпечатано в типографии Издательства СО РАН  
Интернет-магазин Издательства СО РАН  
<http://www.sibran.ru>