

**МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В ОБСТАНОВКАХ  
СУБДУКЦИИ, КОЛЛИЗИИ И СКОЛЬЖЕНИЯ  
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

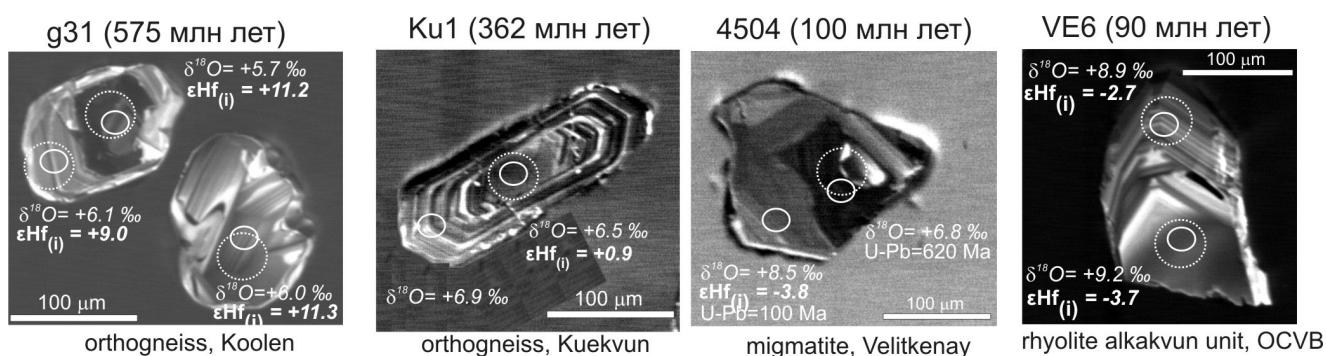
**ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА  
В КОНТИНЕНТАЛЬНОМ ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ:  
U-Pb, O и Hf ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМАТИКИ ЦИРКОНОВ**

Акинин В.В.

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

Исследованы разновозрастные магматические, метаморфические и осадочные породы Арктиды или литостратиграфического террейна Арктическая Аляска-Чукотка (ААЧ) [1]. Последние изотопно-геохронологические данные [2, 3] указывают на мезо- и неопротерозойский возраст протолита фундамента ААЧ, который перекрывается палеозойскими и мезозойскими осадками. В магматической истории ААЧ наиболее отчетливо выделяются девонские гранитоиды и вулканы, триассовые рифтогенные габбро-диабазы и апт-альбские постколлизийные гранитоиды. Анализ узоров на гистограммах возрастных популяций детритовых цирконов в триассовых и палеозойских осадках указывают на то, что ААЧ скорее всего являлся в палеозое частью Балтики и не имеет никакого отношения к северо-американскому континенту Лаврентия [4].

В наших новых исследованиях акцент сделан на исследовании циркона в древнейших ортометаморфических и магматических горных породах из ключевых гранито-гнейсовых куполов региона (Киглуайк, Кооленьский, Куульский), из верхнекоровых ксенолитов фундамента в базанитах о. Жохова (архипелаг Де-Лонга), а также унаследованных ядер в цирконах из меловых гранит-мигматитовых комплексов арктического побережья Чукотки (рис.). 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).



**Рис.** Примеры исследованных цирконов в позднепротерозойских и девонских ортогнейсах, альбских гранит-мигматитовых комплексах и туронских риолитах (арктическая Чукотка). Кружками показаны области кристаллов, где были измерены U-Pb возраст, а также изотопный состав кислорода и гафния. ные в CL области циркона D<sub>2</sub>.

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 ортометаморфических породах Кооленьского купола, верхнекоровых ксенолитах о. Жохова, в унаследованных ядрах цирконов из альбских гранитов и мигматитов арктической Чукотки и относятся к протоуральско тиманской орогении – самому древнему коллизийному событию, более или менее надежно установленному в современной Арктике [5]; 2) 390-360 млн лет – возраст метаморфизма и магматизма в реконструируемой островной магматической дуге, которая прослеживается фраг-

ментарно от Аляски до Чукотки; 3) 250-260 млн лет – возраст рифтогенного габро-диабазового магматизма, синхронного сибирской провинции LIP; 4) 126-125 млн лет – возраст НАЛР, плюмовой Высокоарктической гигантской магматической провинции [6], 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. Провидения, характеризующий стадию растяжения (правостороннего скольжения?); 6) 90-80 млн лет – возраст надсубдукционных известково-щелочных вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и синхронных им оловоносных гранитоидов.

Исследование изотопного состава О и Hf в датированных цирконах показало, что событие (1) характеризуется наиболее деплетированными около мантийными метками, в целом, отвечает ювенильному корообразованию. 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  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  достигает +12,5 +13 (при вариациях  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  = от +13 до +8,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$  = 0,282766-0,282600). В девонских цирконах (событие 2) изотопный состав кислорода варьирует от +6,9 до +6,2, при вариациях  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  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 риолитах алькаквуньской свиты ОЧВП:  $\delta^{18}\text{O}$  = +9 до +6,5 ‰, при  $\epsilon\text{Hf}_{(i)}$  = от -2,5 до -10). Полученные результаты указывают на ювенильный этап корообразования для ААЧ в эдиакарии и нарастание процессов ассимиляции зрелого корового материала в источнике магм в палеозое и мезозое.

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

## ЛИТЕРАТУРА

1. Churkin, M., Jr., Whitney, J. W., and Rogers, J. F., 1985, 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, p. 79-84.
2. 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.
3. 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).
4. Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A., Udoratina O., Grove M.J., Gehrels G. 2011. Baltica in the Cordillera? *Geology* V. 39 (8), P. 791-794.
5. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., et al. *Gondwana Res.* 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
6. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. 2013. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological magazine*. V. 150 (6), P. 1127-1135.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ПРИРОДА ЦИРКОНА ИЗ УЛЬТРАБАЗИТОВ МАССИВА УЗЯНСКИЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аникина Е.В., Русин И.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН  
г. Екатеринбург, Elena.anikina@igg.uran.ru*

Выполненная ранее [1] U–Pb изотопная систематика полигенной и полихронной (2037–196 млн. лет) совокупности кристаллов циркона из лерцолитов, гранатовых пироксенитов и серпентинизированных дунитов массива Узьянский Крака дополнена исследованиями изотопного состава

гафния, состава микропримесей и состава микровключений в цирконе. Цель исследований состояла в определении природы циркона разных возрастных групп.

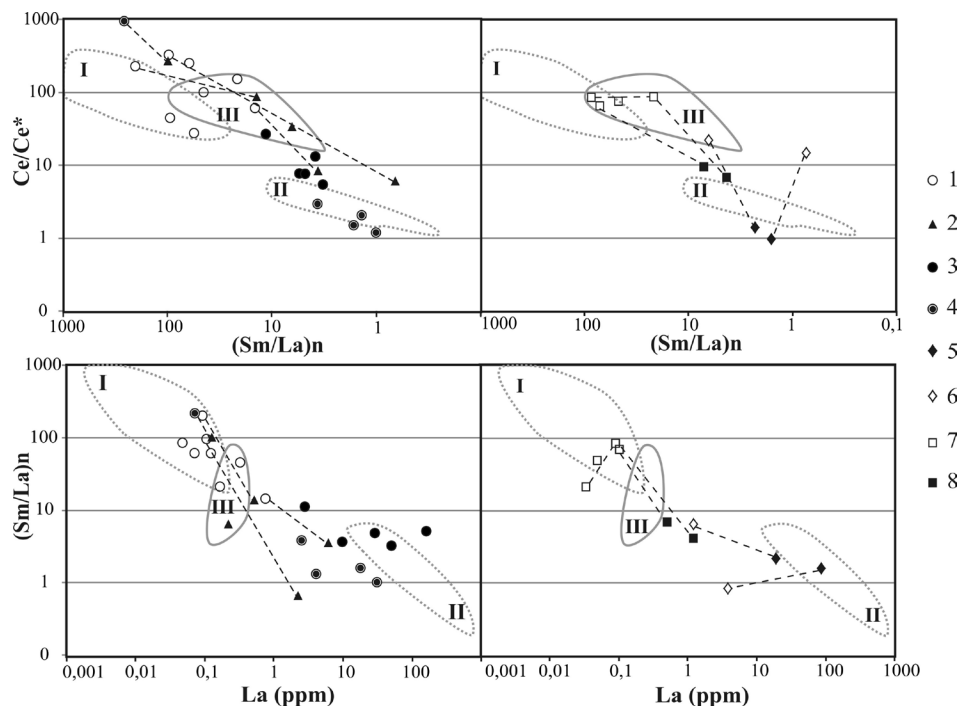
В лерцолитах преобладает циркон, в строении которого может быть выделено три различных генерации: 1) ранняя, сохраняющая ростовую зональность ( $537 \pm 5$  млн. лет;  $NP_3$ ); 2) поздняя с низкой или отсутствующей катодоллюминесценцией (CL) и 3) люминесцирующие каймы.

Циркон ранней генерации ( $NP_3$ ) обладает магматическими геохимическими характеристиками [4] (рис. 1). Такой циркон имеет высокие значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282665-0,282760$  и  $\varepsilon\text{Hf}_{(T)} = +8,4 - +13,2$ , соответствующие деплетированному мантийному источнику  $T_{DM} = 0,6 - 0,7$  млрд. лет (рис. 2). Включения в цирконе ранней генерации, представленные F- апатитом (преобладает), биотитом, кварцем и андезином, рассматриваются как синхронные с ними.

Циркон поздней генерации обогащен «несовместимыми» компонентами, в нем фиксируются высокие содержания Ca (<2287 г/т); P (<1318 г/т), Y (<6024 г/т) и РЗЭ (<7172 г/т), Th (<3595 г/т) и U (<1689 г/т) при  $\text{Th}/\text{U} > 2$ , появляется Li (<9,3 г/т), Sr (<20 г/т). Спектр распределения РЗЭ слабо дифференцированный ( $(\text{Yb}/\text{Sm})_N = 3 - 44$ ) с редуцированной Ce-аномалией. Геохимические особенности циркона поздней генерации сопоставимы с его «гидротермальным» генезисом [4].

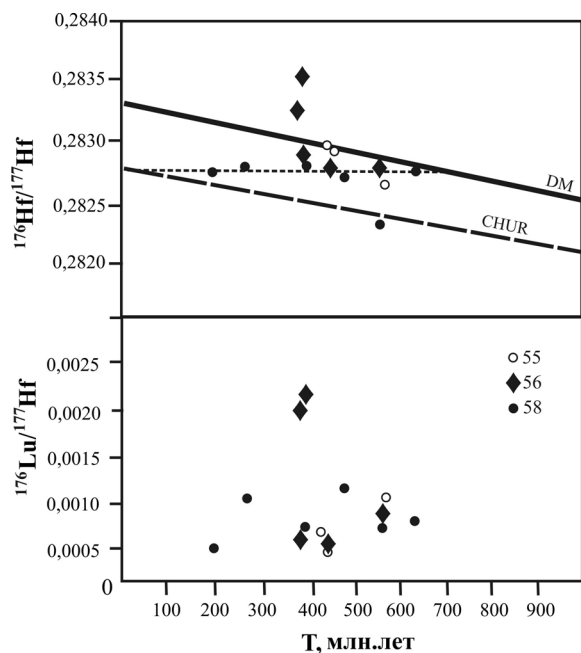
Каймы имеют более высокое по сравнению цирконом обеих генераций содержание Hf (> 0,1 %) и более низкое содержание Y (<1200 г/т), РЗЭ (<1000 г/т) и Th (<140 г/т) при  $\text{Th}/\text{U} = 0,27 - 0,15$ . Содержание Ca (<1500 г/т) в каймах всегда выше, чем в цирконе ранней генерации  $NP_3$ , но ниже, чем в цирконе поздней генерации.

Предполагается, что флюидное воздействие на циркон  $NP_3$ , приводящее к его обогащению Ca, P, Th, U, Y, легкими РЗЭ в результате диффузных процессов, ответственно также и за образование на таком цирконе внешних кайм в результате сопутствующего конгруэнтного растворения-переосаждения [3].



**Рис. 1.** Дискриминационные графики для магматического и гидротермального циркона: (по Hoskin, 2005) I – поле состава магматического циркона из гранитоидов и диоритов, II – поле состава гидротермального циркона из кварцевых жил в гранитоидах; (по Bingen et al, 2004) III – поле состава метаморфического циркона из эклогитов.)

1 – ранняя генерация циркона  $NP_3$ ; 2 – люминесцирующие каймы на цирконе  $NP_3$ ; 3 – поздняя генерация, ассоциированные с цирконом  $NP_3$ ; 4 – преобразованные («омоложенные») зерна циркона  $NP_3$ ; 5 – внутренние области циркона  $O_3$ ; 6 – внешние, люминесцирующие области циркона  $O_3$ ; 7 – люминесцирующие области циркона  $D_2$ ; 8 – темные в CL области циркона  $D_2$ .



**Рис. 2.** Начальные отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  и измеренные отношения  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  в зависимости от U-Pb возраста в цирконе: 1 – из лерцолита, 2 – из гранатового пироксенита, 3 – из серпентинизированного дунита.

В дунитах зерна, сходные с  $\text{NP}_3$ -цирконом лерцолитов, демонстрируют широкий разброс возрастных параметров ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  от 632 до 224 млн. лет). При этом измеренное отношение  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в таких зернах оказывается практически одинаковым (рис. 2) и перекрывающимся со значением  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  циркона  $\text{NP}_3$  из лерцолитов. Структура циркона из дунитов несет признаки перекристаллизации, а спектры РЗЭ демонстрируют широкие вариации содержания легких элементов ( $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 28 - 126$ ) на фоне уменьшения или отсутствия Се-аномалии, что косвенно свидетельствует о гидротермальном воздействии.

Экспериментально установлено [3], что ионный обмен между водным флюидом ( $< 200$  °C – 600 °C) и метамиктным (аморфным) цирконом, приводит не только к привносу катионов (Ca, Al, Fe, легких РЗЭ и др.) из флюида в циркон, но и к частичному выносу из циркона радиогенного свинца. Hf изотопная система в этом процессе, напротив, сохраняет свою устойчивость [5]. Следовательно, в рассматриваемом случае «омоложение» возрастных датировок может быть следствием потери  $\text{NP}_3$ -цирконом радиогенного свинца в результате позднего гидротермального воздействия.

В лерцолитах и гранатовых пироксенитах в единичных зернах идентифицирован циркон с возрастом  $430 \pm 5$  млн. лет ( $\text{O}_3$ ). Это эвгдральные кристаллы со слабо проявленной ростовой зональностью, заметной только в краевых зонах. Единичные включения в цирконе представлены биотитом и F-апатитом. От центра к краю кристалла снижается Th/U – отношение (от 0,66 до 0,36) и содержание РЗЭ (от 829 до 438 г/т) преимущественно за счет легких элементов. В краевых зонах циркона появляется Ca ( $< 1500$  г/т). Вероятно, существенные отклонения спектра РЗЭ циркона  $\text{O}_3$  от магматического при высоких концентрациях в нем кальция, могут быть объяснены либо ростом циркона из флюидной фазы, либо преобразованием исходно магматического циркона при участии водного флюида.

В гранатовых пироксенитах наиболее представительную группу составляет циркон с возрастом  $386 \pm 5$  млн. лет ( $\text{D}_2$ ). Это крупные (более 200 мкм) зерна с широкополосной зональностью. Области с разной интенсивностью люминесценции заметно различаются по составу: 1) светлая в CL область практически не содержит примесей и имеет дифференцированный спектр РЗЭ ( $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 200 - 500$ ), заметно обедненный средними и тяжелыми элементами; 2) темная в CL краевая зона имеет пологий спектр распределения РЗЭ  $(\text{Yb}/\text{Sm})_{\text{N}} = 140$ , без Се-аномалии. Особенности состава циркона  $\text{D}_2$  в гранатовых пироксенитах Узянского Крака позволяют увязать его генезис с появлением флюида на регрессивной стадии преобразования пород при декомпрессион-

ном подъеме мантийного блока. Сходный по составу циркон образуется при амфиболитовом метаморфизме пород основного состава в участках повышенной флюидной миграции [2].

#### Выводы

1. Геохимические свойства  $\text{NP}_3$ -циркона согласуются с его кристаллизацией из расплава, при рода которого не имеет однозначной интерпретации.

2. В аналогичных  $\text{NP}_3$  циркону по морфологии и внутреннему строению кристаллах с «омоложенными» значениями U-Pb возраста начальное отношение изотопов гафния не отличается от такового в цирконе  $\text{NP}_3$ , что свидетельствует об их общем источнике с  $T_{\text{DM}} = 0,6 - 0,7$  млн. лет. «Молодые» значения возраста отражают потерю радиогенного свинца  $\text{NP}_3$  цирконом под воздействием позднего метаморфического события.

3. Образование бесструктурных (темных в CL) областей с высоким содержанием примесных компонентов (Ca, P, Th, U, Y, REE) вокруг «ядер»  $\text{NP}_3$ , может быть связано с низкотемпературным (< 600 °C) флюидным воздействием. Этот же процесс мог приводить к формированию на таком цирконе люминесцирующих кайм.

4. Циркон палеозойских групп ( $\text{O}_3$  и  $\text{D}_2$ ) обладает многими характерными признаками метаморфического происхождения и может быть связан с многоэтапными преобразованиями пород при декомпрессионном подъеме мантийного блока. Широкое распространение новообразованного циркона раннедевонского возраста может отражать локальное увеличение объема флюидной фазы в это время, приводящее, в частности, к образованию амфиболитов по гранатовым пироксенитам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы УрО РАН № 20 (проект 12-П-5-1020).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. Т. 49. № 5. С. 506-522.

2. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W. J. Trace element signature and U-Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W. Norway // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 671 – 683.

3. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements, 2007. 3, 45-51.

4. 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. P. 637 – 648.

5. Lenting C., Geisler T., Gerdes A., Kooijman E., Scherer E., and Zeh A. (2010) The behaviour of the hafnium isotope system in radiation-damaged zircon during experimental hydrothermal alteration. Amer. Mineral., 95, 1345-1348.

## СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПАЛЕОГЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ ДАЕК ПРИМОРЬЯ

Баскина В.А.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, baskinav@mail.ru*

Ниже даны краткие геолого-структурные и вещественные характеристики базальтовых даек на территории Приморья южнее 47° с. ш. В этом сегменте Сихотэ-Алинской складчатой системы базиты палеоцена и эоцена (66-50 млн лет до 42-40 млн лет), реже более древние, (80-70 млн лет) распространены повсеместно, однако составляют не более 3-5 % от общего объема разновозрастных с ними магматических тел. Они залегают преимущественно в виде крутопадающих даек 0.5-2 м, редко 3-5 м мощностью и изредка в форме мелких покровов. Покровы, до 1,5-2 км в поперечнике и первых десятков метров по мощности известны в долинах р. Зеркальной, р. Б.Черемуховой, р. Перевальной, на мысе Низменном, в бухте Пластун.

Дайки образуют поясовые скопления, редко превышающие первые сотни метров по ширине и первые километры по простиранию. Скопления даек соответствуют формам дуплексов, эшелонированных зон, сдвиговых роев. Пояса запад-северо-западного, северо-северо-восточного и близмеридионального простирания приурочены к структурам растяжения, оперяющим региональные системы сдвигов. Пояса даек рассекают или ограничивают орогенные сводово-купольные структуры, связанные со становлением гранитоидов. Условия залегания базальтов указывают, что уже на границе позднего мела-палеогена и позже в палеотектонической обстановке в регионе доминировали сдвигово-раздвиговые процессы.

Петро-геохимические особенности позднемеловых, палеоценовых, эоценовых основных пород в главных чертах весьма близки. Это базальты и андезиты-базальты известково-щелочные до умеренно-щелочных или высокоглиноземистых. Преобладают слабо порфиоровые и афировые разновидности, где вкрапленники представлены плагиоклазом, подчиненным клинопироксеном, титаномагнетитом, редко оливином или бурой роговой обманкой. В мощных дайках обособляются краевые и апикальные фации трахибазальтов натрового ряда. Базальты из разобщенных дайковых поясов несколько различаются порядком кристаллизации и концентрациями щелочей, что отражает различия режима локальных магматических камер.

По соотношениям Th, Zr, Y породы и кристаллизующиеся в них клинопироксены относятся к внутриплитным. Первичные отношения изотопов стронция 0,7044-0,7046. Все основные вулканиды сохраняют однотипный спектр REE, дифференцированный ( $La_N$  60 –160, La/Lu 10 –18), аналогичный спектру ОИВ-модельных базальтов океанических островов. Спектры некогерентных примесей, нормированных по примитивной мантии (спайдерграммы), у всех разновидностей близки и характеризуются слабой негативной Nb-Ta аномалией, свойственной континентальным базальтам. Магниевое число пород обычно менее 55; концентрации хрома и никеля редко выше 50 г/т.; глубинных ксенолитов ни в дайковых, ни в покровных базальтах палеоцена не отмечено. Следовательно, дайки представлены не первичными, мантийными, а дифференцированными расплавами. Судя по низким значениям Tb/Yb (0,3 – 0,4), первичные расплавы – источник кайнозойских базальтов Приморья зарождались в шпинелевых лерцолитах. Устойчивый состав пород разновозрастных даек и малый объем выходов базальтов на поверхности указывают на длительное существование очагов континентальных базальтов в регионе.

Базальтовые дайки тесно связаны с рудными месторождениями. Многие десятилетия исследователи, в том числе и в Приморье, возвращались к проблемам базальтов как возможных источников рудных элементов и серы полиметаллических сульфидных руд, и к роли даек как проводников рудоносных флюидов. Эти вопросы рассматривались, в частности, в работах В.И. Смирнова, Ф.К. Шипулина, В.С. Коптева-Дворникова и других. В описываемом секторе Сихотэ-Алинского пояса скопления базальтовых даек, близко-одновозрастных с оруденением, известны в рудных узлах с позднемеловыми и палеогеновыми скарново-полиметаллическими, касситерит-сульфидными, скарново-боросиликатным и иными рудами, как на всех промышленных рудных месторождениях так и на менее масштабных рудопроявлениях. Имеются как дорудные и внутрирудные, так и многочисленные послерудные дайки. Узкие крутопадающие тела базальтов пересекают на глубину нескольких километров толщи фундамента.

Один из возможных путей оценки металлогенической роли даек – это сопоставление изотопных составов кислорода  $\delta^{18}O$  пород, с поведением элементов, типоморфных для состава руд. Автор располагает такими данными для более чем 70 даек из разнотипных месторождений и из безрудных ареалов юга Приморья. Для многих даек характерны низкие значения  $\delta^{18}O$ , не наблюдаемые в неизмененных магматических породах и появляющиеся в результате взаимодействия остывающих пород с изотопно-легким водным флюидом. Воздействие гидротерм с участием метеорных вод имело место в до- и внутрирудных базальтовых дайках месторождений, различных по возрасту и составу полезного металла. [1]. Такие данные имеются для позднемеловых базальтов

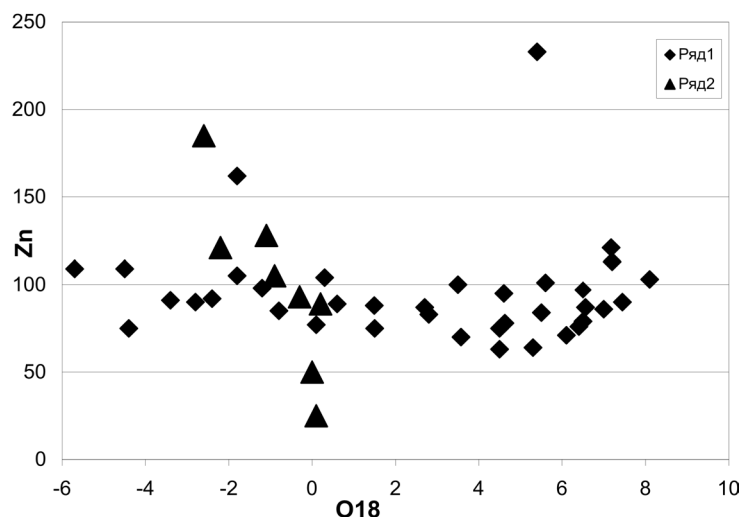


Рис. Корреляция содержания цинка и величины  $\delta^{18}\text{O}$  в базальтах.

Зимнего касситерит-силикатно-сульфидного месторождения ( $\delta^{18}\text{O}$  -4 до -5 ‰), и Микулинского касситерит-сульфидного месторождения ( $\delta^{18}\text{O}$  -2,8 до -2,4 ‰) в Арминском рудном районе. Менее выражена кислородная аномалия (-1,2 до +0,1 ‰), в дайках субщелочных базальтов поздне-мелового Лидовского жильного молибден-полиметаллического месторождения и палеогеновых Красногорского жильного полиметаллического и Николаевского скарново-полиметаллического месторождений. Метаморфизм даек под воздействием гидротерм с заметной долей метеорных вод не обнаружен в послерудных, эоценовых базальтах (изотопные K-Ar датировки 56-45 млн лет) и в дайках миоценовых щелочных базальтов региона.

Концентрации рудных примесей в большинстве исследованных даек невелики и не обнаруживают закономерной связи с изменениями величин  $\delta^{18}\text{O}$ . На рис. это показано, в частности, для цинка. Его концентрации в базальтах даек остаются на уровне кларка в мировых континентальных базальтах и в нижней коре. Исключением служат данные по Николаевскому месторождению, где в внутрирудных дайках накопление и мобильность цинка растут по мере усиления гидротермального метаморфизма. Это же относится там и к другим элементам полиметаллических руд – Fe, Mn, As, Pb.

Можно предварительно заключить, что в целом базальты (мел)-палеогеновых даек региона не являются источником рудных элементов полиметаллических месторождений. Метеогенные гидротермы, активные в рудно-магматических системах этих месторождений, также не являются рудоносными.

Исключение представляют рудоносные гидротермы скарново-боросиликатного дальнегорского месторождения. Как было показано ранее [2], жильные палеогеновые базальты широко распространены в ареале месторождения, однако, среди дорудных даек в центральной части месторождения практически не сохранилось неизмененных пород. Там преобладают «апобазальты» – высоко- и ультракалиевые тела, по составу сходные с латитами. Вкрапленники, микрофеннокристы и лейсты представлены в латитах основными плагиоклазами ( $An=65-80$ ); низкожелезистыми титанистыми авгитами и диопсид-авгитами ( $f_{18-32}, \text{TiO}_2=0,8-2,5\%$ ) – т.е теми же минералами, что и в палеогеновых базальтах. Геохимические черты латитов также во многом соответствуют таковым известково-щелочных и умеренно-щелочных базальтов до-и внутрирудных даек рудного узла.

Для апобазальтов характерны низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (от -2,9 до +0,1 ‰). При этом падение величин  $\delta^{18}\text{O}$  происходит согласованно с ростом K/Na отношения и содержаний K, Ba, Rb, B – элементов, характерных для рудообразующего флюида. Характерной чертой латитов является присутствие в них позднего ортоклаза и адуляра в виде псевдоморфоз по плагиоклазам, миндалину и



прожилков. Эти поздние калиевые шпаты отличаются постоянным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,3-0,9 %) и высокими концентрациями бария (2000-7000 г/т). Предполагается, что появление апобазальтов связано с метамагматическими изменениями в локальном очаге палеогеновых базальтов. Изменения были вызваны потоком рудоносных флюидов с высокой долей метеогенных гидротерм. Рост концентраций и давления воды в базальтовой камере привел к изменению подвижности расплавов, часто залегающих не только в форме даек, но и в виде неправильных тел, лакколитов; к специфическим для этих латитов миндалекаменным текстурам, к обилию эпидотов. Граниты, подстилающие скарны и прорванные дайками не обнаруживают аномального облегчения кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  от 5 до 5,5‰).

Узкая пространственная локализация гидротермально измененных базальтов (латитов) в центре месторождения отражает позицию рудоподводящего флюидного канала. Судя по имеющимся изотопным К-Аг и Аг-Аг данным, 57 ( $\pm 1,4-1,6$ ) млн лет, достижение пика щелочности флюидов было весьма кратковременным процессом. Составы и изотопные датировки ультракалиевых латитов практически едины на протяжении 1000 м по вертикали. Послерудные дайки долеритов и андезито-базальтов, секущие скарны с датолитом имеют по К-Аг определениям возраст 54-55 млн лет.

Таким образом, несмотря на крайне малый объем в общей массе продуктов магматизма, палеогеновые базальтовые дайки в Приморье являются важным свидетельством как палеотектонического режима, так и условий циркуляции флюидов в рудно-магматических системах.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Баскина В.А. Гидротермальный метаморфизм базальтовых даек в рудных районах Приморья. стр81-94 // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М. ИМГРЭ. 2013. 507стр.

2. Дубинина Е.О., Баскина В.А. и Авдеенко А.С. Природа рудообразующих растворов Дальнегорского месторождения: изотопные и геохимические параметры измененных вмещающих пород // ГРМ 2011 т.53 №1 стр. 65-83.

### **АКЦЕССОРНАЯ ХРОМОВАЯ ШПИНЕЛЬ ИЗ ДОЛЕРИТОВ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК И БАЗАЛЬТОВ МАРИИНСКОГО КОМПЛЕКСА В ОБРАМЛЕНИИ РЕВДИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

**Берзин С.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
г. Екатеринбург, sbersin@yandex.ru*

В ходе работы была изучена акцессорная хромовая шпинель из вулканитов офиолитовой ассоциации мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива – самого южно-го в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала.

В восточном обрамлении Ревдинского массива прослеживаются тектонические блоки офиолитов мариинского комплекса, сложенные параллельными долеритовыми дайками со скринами базальтов подушечных лав. С запада такие блоки тектонически граничат с породами Ревдинского массива, с востока с силурийскими вулканитами непрерывно-дифференцируемого комплекса Тагильской вулканогенной зоны [3, 5, и др.]. Наиболее показательные и хорошо изученные обнажения пород мариинского комплекса здесь расположены на вершине г. Азов и в затопленном карьере в 2,5 севернее. Долериты параллельных даек и подушечные лавы представлены низкокалиевыми толеитовыми базальтами и андези-базальтами, по ряду геохимических особенностей (пониженные содержания  $\text{TiO}_2$ , 0,5-1,0 %, распределение РЗЭ, дефицит Та, Nb, Zr, Hf, повышенные содержания Ва, Sr) отличающихся от типичных базальтов СОХ [2, 3, и др.]. Их формирование, по всей видимости, проходило в обстановке задугового растяжения на границе среднего и верхнего девона [2]. Зерна акцессорной хромовой шпинели установлены здесь в долеритах параллельных даек и во вмещающих базальтах. Хромовая шпинель присутствует как в виде отдельных ред-

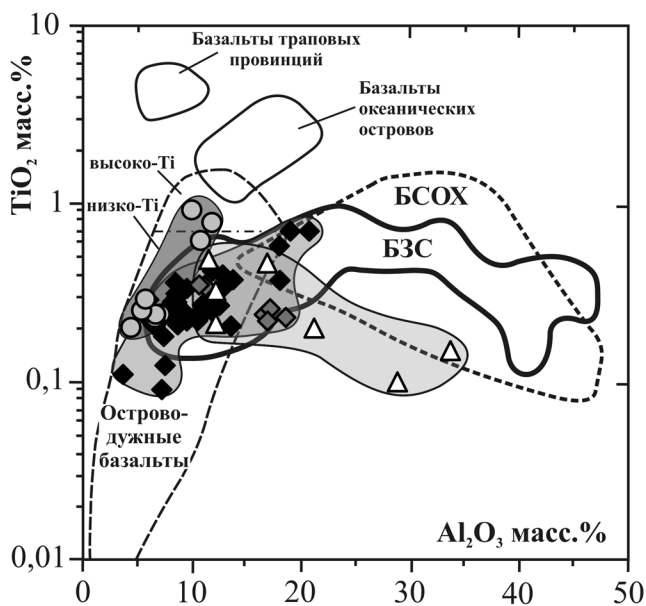
ких зерен размером от 30 до 400 мкм, так и в виде скоплений из пяти-восьми зерен на локальных участках шлифов размером не более 2-6 мм. По составу зерна отвечают хромиту, хромпикотиту и хромовой шпинели с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  33-56 %, отношением  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$  0,51-0,76,  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  0,34-0,99 [1].

В структуре Ревдинского массива вдоль его восточного эндоконтакта прослеживаются породы офиолитовой ассоциации: габбро, прорываемые комплексом параллельных долеритовых даек. Среди долеритовых даек выделяются дайки двух генераций: мощные (до 3-5 м) дайки полнокристаллических мелко- и мелко-среднезернистых габбро-долеритов, и прорывающие их под углом 40-70° дайки второй генерации сложенные мелкопорфировыми и скрытокристаллическими долеритами. По геохимическим характеристикам долериты дайкового комплекса близки к долеритам г. Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива, и, по-видимому, так же сформировались при тыловодужном растяжении. Хромовая шпинель встречается в дайках второй генерации в виде единичных идиоморфных зерен размером 0,1-0,5 мм. По периферии зерна шпинели замещаются хлорит-хром-магнетитовой каймой. По составу шпинель отвечает хромиту с отношениями  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$  0,55-0,88,  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  – 0,95-0,99.

В западном обрамлении Ревдинского массива породы мариинского комплекса представлены метаморфизованными вулканидами офиолитовой ассоциации, преимущественно зелеными сланцами и амфиболитами [4 и др.]. Породы западного обрамления так же относятся к низкокальциевой толеитовой серии, они отличаются от долеритов восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов) повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,8-1,5 %), меньшим дефицитом Ta, Nb и несколько меньшими содержаниями Sr (120-180 г/т). По геохимическим особенностям породы занимают промежуточное положение между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ. В амфиболитах обнаружены единичные зерна хромовой шпинели размером 0,05-0,2 мм, по периферии замещаемые хлоритом и хромовым магнетитом. По составу зерна отвечают хромовому герциниту и хромиту с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  30-48 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11-34 % и  $\text{FeO}_{(\text{сумм.})}$  25-45 %.

Было произведено сопоставление состава аксессуарных хромовых шпинелей из различных блоков пород Мариинского комплекса с составами шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [6, 7, и др.].

Хромовая шпинель из долеритов и базальтов восточном обрамлении и долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива на диаграммах  $\text{Al}-\text{Cr}-\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  и  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Cr}+\text{Al}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$  преимущественно группируются в поле составов острово-



1 ◆  
2 ◇  
3 ○  
4 △

**Рис.** Диаграмма  $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  для хромовых шпинелей из вулканидов Мариинского комплекса в обрамлении и в структуре Ревдинского массива. Поля составов хромовых шпинелей из базальтов различных геодинамических обстановок по данным [7]. БЗС – базальты зоны задугового спрединга, БЗОХ – базальты срединно океанических хребтов. 1,2 – шпинель из долеритов параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) в офиолитах из восточного обрамления Ревдинского массива, 3 – из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива, 4 – из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива.

дужных толеитов, перекрывающихся с полями составов базальтов зон растяжения (задуговые бассейны и СОХ) и бонинитов по данным [6 и др.]. При этом по сравнению с базальтами современных геодинамических обстановок по [6] исследуемая шпинель содержит больше двухвалентного железа и соответственно имеет завышенные отношения  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ , вероятно за счет зеленокаменного метаморфизма вулканитов. Хромовая шпинель из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении на тройной диаграмме Al–Cr– $Fe^{3+}$  попадает преимущественно в поле составов базальтов зон растяжения, частично перекрывающееся с полями составов островодужных толеитов и бонинитов по [6]. На диаграммах соотношений двух- и трехвалентных катионов  $Cr/(Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  и  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  точки составов данной шпинели находятся в стороне от полей составов типичных хромовых шпинелей современных геодинамических обстановок по [6] за счет повышенного содержания  $Fe^{2+}$ . По всей видимости, это связано с метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации.

На диаграмме  $TiO_2 - Al_2O_3$  (рис.) составы хромовой шпинели из пород мариинского комплекса в восточном обрамлении Ревдинского массива практически полностью попадают в поле составов задугово-спрединговых базальтов, частично перекрывающегося с полями составов БСОХ и низкотитанистых островодужных толеитов по данным [7]. Точки хромовых шпинелей из долеритов параллельных даек в структуре Ревдинского массива располагаются на данной диаграмме на границе полей составов шпинелей из островодужных толеитов и задугово-спрединговых базальтов по [7]. Точки хромовых шпинелей из амфиболитов мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива группируются вдоль нижней границы по  $TiO_2$  поля составов шпинелей из базальтов СОХ, частично попадая так же в перекрытие полей составов задугово-спрединговых базальтов и островодужных толеитов.

Таким образом, исследование типохимизма хромовых шпинелей из пород мариинского комплекса косвенно подтвердило выводы, сделанные ранее на основании геохимических данных о формировании офиолитов в восточном обрамлении и в структуре Ревдинского массива в результате задугового спрединга и о промежуточном положении амфиболитов мариинского комплекса из западного обрамления Ревдинского массива между задугово-спрединговыми базальтами и базальтами СОХ.

Автор глубоко признателен аналитикам лаборатории ФХМА ИГГ УрО РАН Д.А. Замятину и В.В. Хиллер за проведение электронно-зондовых микроанализов.

Исследования проводятся при поддержке проекта 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)» Программы 27 Президиума РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин С.В. Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов // Ежегодник-2012, Труды ИГГ УрО РАН, вып. 160, 2013. с. 88–92.
2. Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера. 2013. № 2. С. 92-104.
3. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 91 с.
4. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. 181 с.
5. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
6. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2279-2302.
7. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. P. 655-671.

## ФРАГМЕНТЫ ЗАДУГОВО-СПРЕДИНГОВЫХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ УРАЛА

Берзин С.В.<sup>1</sup>, Кудрин К.Ю.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, sbersin@yandex.ru*

<sup>2</sup> *Югорский государственный университет, г. Ханты-Мансийск, kudringeo@inbox.ru*

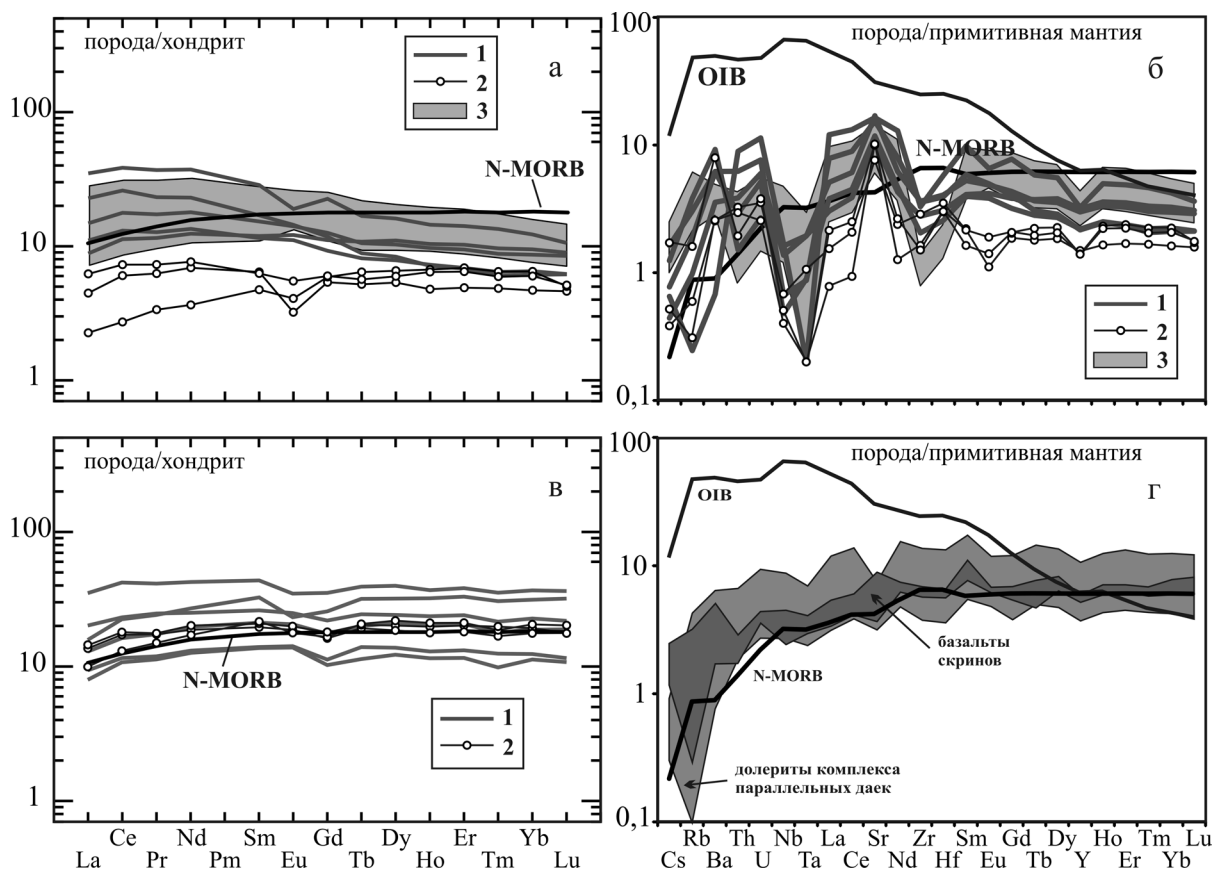
Офиолитовые комплексы пользуются широким распространением на всем протяжении Уральского складчатого пояса, где представлены как крупными габбро-ультрамафитовыми массивами в аллохтонах надвигов, так и отдельными блоками вдоль крупных разломов. Наилучшую индикаторную роль для выделения офиолитов зон задугового спрединга играют породы верхней части офиолитового разреза (параллельные долеритовые дайки и базальты), отличающиеся по ряду геохимических характеристик от вулканитов, сформировавшихся в зонах СОХ.

На Среднем Урале наиболее представительным и хорошо изученным объектом такого рода является г. Азов (60 км к юго-западу от г. Екатеринбург), где обнажается верхняя часть офиолитового разреза – параллельные долеритовые дайки мариинского комплекса, прорывающие подушечные лавы базальтов и андезибазальтов [2, 5]. Породы офиолитовой ассоциации образуют здесь тектонический блок, граничащий с востока с островодужными вулканитами Тагильской зоны, а с запада – с Ревдинским габбро-ультрамафитовым массивом Платиноносного пояса Урала.

В обнажениях г. Азов и в карьере, расположенном в 2,5 км севернее, около 60 % разреза сложено дайками долеритов, имеющими северо-восточное простирание и крутое падение. Они образуют рои и структуры типа «дайка в дайке»; в скринах находятся подушечные лавы толеитовых базальтов. Долериты и базальты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций: плагиоклаз в них альбитизирован или полностью сосюритизирован, клинопироксен замещен амфиболом. В более метаморфизованных разностях преобладают клиноцоизит, магнетит, хромовая роговая обманка, хлорит и кварц. Из аксессуарных минералов встречены рутил, магнетит, титанит и хромовая шпинель.

Долериты и вмещающие подушечные лавы относятся к низкокалиевым толеитам ( $\text{SiO}_2$  49-56 %) нормальной щелочности с невысоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,5-1,0 %). При этом в пакетах параллельных даек встречены единичные дайки дацит-риодацитового состава ( $\text{SiO}_2$  63-70 %), так же характеризующиеся низким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (0,1-1,0 %) и суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  2,3-6,0 %). Для долеритов характерны пологие тренды распределения РЗЭ (рис. 1а) с умеренным обогащением в области легких лантаноидов ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,90-3,60$ ), а так же минимумы на мультиэлементной диаграмме по Rb, Nb, Ta, Zr, Hf и максимумы по Ba, U, Sr (рис. 1б), свидетельствующие о формировании в задугово-спрединговой обстановке. Вмещающие подушечные лавы при схожем химическом составе с долеритами характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ и ряда несовместимых элементов (рис. 1а, б), что позволяет предполагать их одновременное формирование. Об образовании комплекса параллельных даек и базальтов в обстановке задугового спрединга свидетельствует и состав аксессуарных хромовых шпинелей, которые по распределению  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  близки к шпинелям из зон задугового растяжения по данным [7].

Породы мариинского комплекса, расположенные западнее Ревдинского массива, в отличие от офиолитов восточного обрамления (г. Азов) представлены метаморфизованными вулканитами офиолитовой ассоциации (зеленые сланцы, амфиболиты), характеризующимися более высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  0,8-1,5 % и по геохимическим характеристикам совмещают признаки задугово-спрединговых базальтов и базальтов СОХ (рис. 1а, б). При близком к долеритам г. Азов распределении РЗЭ в них наблюдается менее проявленная отрицательная аномалия по Ta, Nb, но при этом присутствует такая же ярко выраженная отрицательная аномалия по Zr, Hf и положительная по Sr. Формирование более высокотитанистых базальтов мариинского комплекса могло происходить в преддуговом бассейне [3].



**Рис. 1.** Спайдер-диаграмма РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для долеритов комплекса параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) мариинского комплекса в восточном (г. Азов) и для амфиболитов (3) в западном обрамлении Ревдинского массива, Средний Урал; спайдер-диаграмма РЗЭ (в) и мультиэлементная диаграмма (г) для долеритов комплекса параллельных даек (1) и вмещающих базальтов (2) Маньинского и Польинского разрезов, Приполярный Урал.

Вопрос возраста задугово-спрединговых офиолитов и соответственно времени прохождения на Урале процессов тыловодужного растяжения остается дискуссионным. Ранее U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам долеритов комплекса параллельных даек был определен средне-позднедевонский возраст (382-387 млн. лет) офиолитов г. Азов [2]. В другом фрагменте задугово-спрединговых офиолитов в Восточно-Уральской зоне в том же широтном сегменте Среднего Урала тем же методом был получен силурийский ( $428,5 \pm 3,7$  млн. лет) возраст цирконов из скринов габбро между параллельными долеритовыми дайками [6]. Не исключено, что в пределах Уральского складчатого пояса обдуцированы фрагменты задугово-спрединговых офиолитовых комплексов, сформировавшихся в разное время.

Вопрос о присутствии задугово-спрединговых офиолитовых комплексов в Приполярноуральском сегменте восточного склона Уральского складчатого пояса остается открытым и в настоящее время, несмотря на то, что активная дискуссия на эту тему имела место еще в конце 1990-х – начале 2000-х гг. (например, [4]). Связано это, прежде всего, со слабой обнаженностью территории, где естественные выходы наблюдаются лишь в береговых врезках крупных водотоков.

К таковым относятся Маньинский и Польинский разрезы, где в береговых обнажениях вскрыт комплекс параллельных даек, в том числе образования типа «дайка в дайке» [1]. Дайковый комплекс здесь представлен достаточно однородными клинопироксеновыми долеритами, изменяющимися от микро- до среднезернистых в зависимости от мощности слагаемых ими тел. Среди даек отмечаются редкие скрины черных афировых и мелкопорфировых базальтов. С запада дайковый комплекс прорывается массивными габброидами северного окончания крупного Щеку-

рьинского массива (правый борт р. Манья в районе устья руч. Тарыгья) и амфиболовыми плагиогранитами (врезка автодороги Саранпауль – Неройка), которые по своим петрогеохимическим особенностям резко отличаются от полосчатых габбро Платиноносной ассоциации и возможно генетически связаны с комплексом параллельных даек. Располагающийся южнее Щекуринский вулканогенный разрез сложен эффузивами Тагильской зоны с типично островодужными петрогеохимическими характеристиками; характер взаимоотношений с ними не установлен.

Ar-Ar (по амфиболу) возраст габброидов восточной части Щекуринского массива  $465,2 \pm 6,5$  млн. лет, что практически совпадает с U-Pb (SHRIMP II) возрастом по цирконам диоритов того же массива – 461-471 млн. лет. Таким образом, верхняя возрастная граница дайкового комплекса – средний ордовик.

Петрохимически долериты и базальты полностью идентичны: это низкокальциевые ( $K_2O$  0,03-0,45 %) толеиты с повышенным содержанием  $TiO_2$  (1,02-1,52 %). Микроэлементный состав пород Маньинского и Польинского разрезов как по характеру нормализованных содержаний РЗЭ (рис. 1в), так на спайдер-диаграмме (рис. 1г) обнаруживает особенности, присущие составам N-MORB базальтов. Аналогичность макро- и микросоставов долеритов даек и базальтов позволяет говорить об их одновременном образовании.

На геохимических диаграммах долериты и базальты Польинского и Маньинского разрезов занимают промежуточное положение между породами западно- и восточно-мариинского комплексов, а соотношение Sr и Rb указывает на формирование в условиях достаточной тонкой земной коры. Аналоги пород, вскрытых в Маньинском и Польинском разрезах, на восточном склоне Приполярного Урала к настоящему времени не известны.

Таким образом, формирование надсубдукционных офиолитовых комплексов фиксируется как на ранних этапах развития Уральской островной дуги (мариинский комплекс), так и в условиях зрелой островной дуги (Маньинский и Польинский разрезы), что обусловило различия как в их структурной позиции, так в особенностях состава.

Работа выполнена в НОЦ «Поиск» в рамках государственных работ в сфере научной деятельности (задание № 2014/505) и при финансовой поддержке проекта 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения...» Программы 27 Президиума РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 67 с.
2. Иванов К.С., Берзин С.В. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) // Литосфера, 2013, № 2. С. 92-104.
3. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2007. 181 с.
4. Пучков В.Н. Важнейшие закономерности и индивидуальные черты геологической эволюции Урала и сопредельных территорий // Литосфера, 2001, № 1. С. 15-31.
5. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
6. Смирнов В.Н., Иванов К.С. Первая силурийская U-Pb датировка (SHRIMP II) офиолитов на Урале // Доклады академии наук, 2010, Том 430, № 2. С. 218–221.
7. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology, 2001. Vol. 42. P. 655-671.

**ВРЕМЕННЫЕ И ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО  
ЭКСПЛОЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

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

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

Одной из наиболее опасных форм активности вулканов являются эксплозивные извержения взрывного типа. Очевидно, что всестороннее изучение молодого эксплозивного магматизма Земли имеет принципиальное значение при прогнозе будущих катастрофических взрывных извержений. Большой Кавказ является сегментом Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где неоген-четвертичный эксплозивный магматизм проявился в значительных масштабах. Важная особенность заключается в том, что молодой, в том числе эксплозивный игнимбритовый, вулканизм развивался здесь в условиях совмещения геотектонической обстановки «жесткой» коллизии Аравийской и Евроазиатской литосферных плит и геодинамического режима активности горячего поля мантии [1; и др.].

подавляющее большинство продуктов молодого эксплозивного вулканизма Большого Кавказа сконцентрировано в пределах Эльбрусской неовулканической области. Они обычно представлены игнимбритами и ассоциированными с ними пирокластическими образованиями и входят в состав вулканогенных разрезов Чегемского, Эльбрусского и недавно выделенного Тырнаузского [5] вулканических центров.

Чегемский вулканический центр расположен в восточной и юго-восточной частях Эльбрусской неовулканической области на водоразделах рек Кестанты, Чегем, Малка и Баксан. Первая фаза активности центра (конец раннего плиоцена) маркирована извержениями андезибазальтовых вулканов Сурх и Крандух (3,8-3,7 млн лет) [5, 6; и др.]. 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 [6; и др.] возникла Верхнечегемская кальдера. Такой же возраст имеют пирокластические образования Нижнечегемского нагорья – 2,8 млн лет [6; и др.]. В это же время сформировался интрузивный массив известково-щелочных гранодиорит-порфиров Джунгусу. Заключительная фаза активности центра (2,8–2,7 млн лет) [6; и др.] связана с извержениями андезитовых стратовулканов Кумтюбе и Кюйгенкай.

Доминирующие продукты эксплозивных извержений взрывного типа второй фазы активности Чегемского центра – умеренно кислые, кислые известково-щелочные, реже К-Na субщелочные игнимбриты, лито- и кристаллокластические (нередко спекшиеся) туфы. Они содержат 65,4–76,7 мас. % SiO<sub>2</sub>, 5,2–8,9 мас. % K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O при 3,0–5,4 мас. % K<sub>2</sub>O.

Тырнаузский вулканический центр был локализован в плиоценовое время на территории южной части Эльбрусской неовулканической области в субширотной полосе, протягивающейся от верхнего течения р. Баксан до истоков р. Кубань и ее правых притоков. Время проявления магматической активности центра – средний-поздний плиоцен (от ~3,0 до ~1,8 млн. лет) [5]. Ее начальная фаза была связана с развитием эксплозивного, вероятно взрывного типа, вулканизма около 3-2,75 млн. лет назад в истоках рек Малка и Ирик. Продукты извержений этого возраста слагают разрез пика Липаритовый (перевал Ирикчат), нижнюю часть вулканогенного разреза района ледника Уллукол, риолитовый останец в истоках р. Бирджалысу и обнажаются на горе Тузлук (левый борт долины р. Малка). Один из центров эксплозивных извержений трещинного типа этой среднеплиоценовой фазы, по-видимому, располагался в районе перевала Ирикчат, где его останцы маркируются серией даек «фельзит-порфиров» [2]. Вторая (позднеплиоценовая) фаза Тырнаузского центра была преимущественно связана с развитием интрузивного кислого магматизма 2,5–2,1 млн. лет назад [7; и др.]. Ее продуктом является одно из наиболее молодых плутони-

ческих тел планеты – полифазный гранитоидный Эльджуртинский массив. Заключительная фаза активности центра (1,95–1,8 млн. лет) характеризовалась проявлением эффузивного, субвулканического и гипабиссального интрузивного магматизма [5]. Продуктами ее активности являются Кыртыкский лакколитообразный массив, дайки и штоки риолитов и витрофиров Тырнаузского рудного поля, дайки стекловатых фельзитов и белые туфолавы верховьев р. Бийтик-Тебе, а также останцы риодацитовых лав и дайки фельзитов в устье р. Кыртык.

Продукты среднеплиоценовой эксплозивной активности Тырнаузского центра представлены известково-щелочными преимущественно риолитовыми игнимбритами, реже лито- и кристаллокластическими туфами (обычно спекшимися). Игнимбриды и ассоциированные с ними образования центра содержат 70,8–72,3 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 6,9–7,4 мас. %  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  при 3,6–3,4 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ .

Эльбрусский неовулканический центр, один из крупнейших центров новейшего вулканизма на Кавказе, расположен в пределах юго-западной части Эльбрусской неовулканической области в водораздельной части бассейнов рек Кубань, Малка и Баксан. Начало магматической активности центра приходится на эоплейстоцен (950–900 тыс. лет) и связано с проявлениями преимущественно эффузивного вулканизма в его восточной части (Тызыльский поток, вулканы Сылтран и Ташлысырт) [3; и др.]. Выявлено, что раннеэоплейстоценовые игнимбриды западной части Приэльбрусья и ассоциированные с ними вулканы являются продуктами активности вулканов Палео-Эльбрус, Чучхур, Чомарткол [5] и, в совокупности с близкими по возрасту средними по составу лавами вулкана Таш-Тебе, маркируют вторую фазу активности Эльбрусского центра – 840–700 тыс. лет. И наконец, следующие три фазы активности центра (225–170, 110–70 и менее 30 тыс. лет) связаны исключительно с извержениями стратовулкана Эльбрус [4; и др.].

Продукты раннеэоплейстоценовой эксплозивной активности Эльбрусского центра обычно представлены известково-щелочными и К-Na умеренно-щелочными риодацитовыми игнимбритами, туфолавами и, нередко, спекшимися, лито- и кристаллокластическими туфами. Игнимбриды и ассоциированные с ними пирокластические образования содержат 68,7–69,8 мас.%  $\text{SiO}_2$ , 7,2–7,9 мас.%  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  при 3,4–3,7 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ .

Преимущественно риодацитовый состав продуктов эоплейстоценового игнимбритового вулканизма второй фазы активности Эльбрусского центра, их структурное положение и, что особенно важно, выявленная пространственная и временная сопряженность с широко распространенными продуктами эффузивного (лавового) магматизма [5] позволяют предполагать, что они произошли не в результате эксплозивной активности взрывного типа, а при эксплозивно-лавовых извержениях.

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

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
2. Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 26 с.
3. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // ДАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 232–238.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Медведева Е.С. Хронология магматической активности вулкана Эльбрус (Большой Кавказ) по данным К-Ar изотопного датирования лав // ДАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 389–394.
5. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Якушев А.И. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулкаников и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Том. 22. № 1. С. 100–130.
6. Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P., Gurbanov A.G.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  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.



7. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G., Michalski I. The cooling history of the late Pliocene Eldzhurtinskiy granite (Caucasus, Russia) and the thermochronological potential of grain-size/age relationships // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. № 117. P. 393–406.

## **ГЕНЕРАЦИЯ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ)**

**Валуй Г.А., Москаленко Е.Ю.**

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

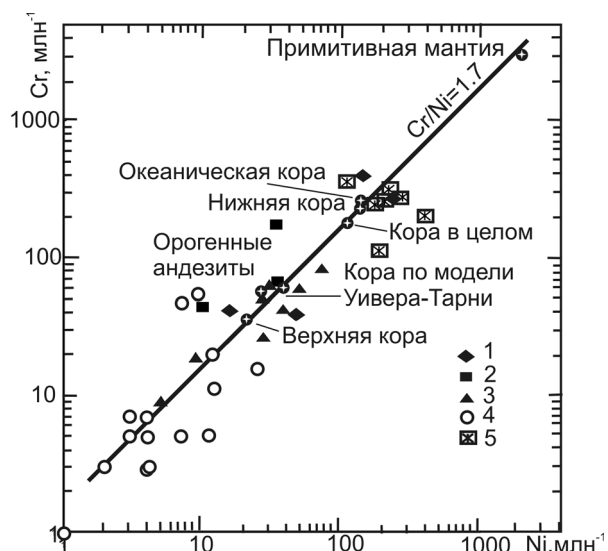
Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса являются удобным объектом для изучения процессов выплавления гранитных расплавов и новообразования континентальной коры в зоне перехода континент-океан.

По представлениям современных исследователей граниты образованы расплавами вполне закономерного состава, представляющими фактически тройную кварц-полевошпатовую эвтектику, в которой количество кремнезема зависит от содержания воды, от изменения щелочности, присутствия фтора, бора пр. Анализ современного состояния проблемы гранитообразования показывает, что гранитоидные магмы образуются в результате двух главных процессов: 1) в результате процесса гранитизации, который можно определить как процесс аллохимического парциального плавления с предварительной метасоматической переработкой и последующим замещением расплавом пород земной коры; 2) в результате теплового и химического взаимодействия базальтовых (мантийных) расплавов с веществом земной коры, приводящего к возникновению гибридных магм, претерпевших (или не претерпевших) перемещение (одно- или многоэтапное внедрение), кристаллизационную и флюидно-магматическую дифференциацию и другие динамические процессы [3, 4].

В результате первого процесса в наиболее глубинных и древних структурах земной коры образуются граниты, для которых характерно отсутствие многофазности. Производными второго процесса являются гранитоиды «смешанного» типа [3], отличающиеся многоэтапностью (многофазностью) формирования с широкими вариациями составов (от габбро-диоритов и монцонитов до лейкократовых гранитов) и парагенезисов в зависимости от химических потенциалов щелочей и геохимических характеристик комплексов пород. Данные гранитоиды наиболее характерны для островодужных и посторогенных этапов геодинамического развития, а также для областей внутриплитной активизации.

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса образуют три группы интрузивов, закристаллизованных на сходной небольшой (<3 км) глубине, но различающихся по количеству фаз, структурному облику пород и рудоносности. В восточной части пояса (побережье Японского моря – 1 группа) интрузивы многофазны и сложены равномерно зернистыми породами. В них широко развиты процессы внутрикамерной дифференциации и с ними не известно крупных месторождений, хотя рудопроявления встречаются. Они образуют крупные геологические тела (десятки километров). В западной части пояса (Дальнегорская вулканоструктура – 2 группа и Краснореченское поднятие – 3 группа), интрузивы однофазны, сложены резко порфировидными породами. В отличие от восточных они образуют тела меньших размеров (от сотни метров до первых километров) и с ними пространственно тесно связаны рудные месторождения.

Было установлено, что причина отличий гранитоидных интрузивов западной и восточной частей вулканического пояса зависит от глубины выплавления магматических расплавов, возрастающей с востока на запад при одновременном уменьшении степени дифференцированности магм и увеличении первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Магмы интрузивов западной части могли быть генерированы на глубинах 25-30 км (8-10 кбар) и поэтому они богаче флюидной фазой



**Рис. 1.** Содержание Cr и Ni в мантии и коре [7] с точками пород изученных массивов: 1 – габбро и диориты; 2 – монзониты; 3 – гранодиориты; 4 – граниты; 5 – базальты (Сахно и др., 1976).

$(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2) > 3,5\%$ , чем восточные, содержащие ( $< 3,0\%$  масс. флюидной фазы), которые выплавились на глубине 15-20 км (5-6 кбар).

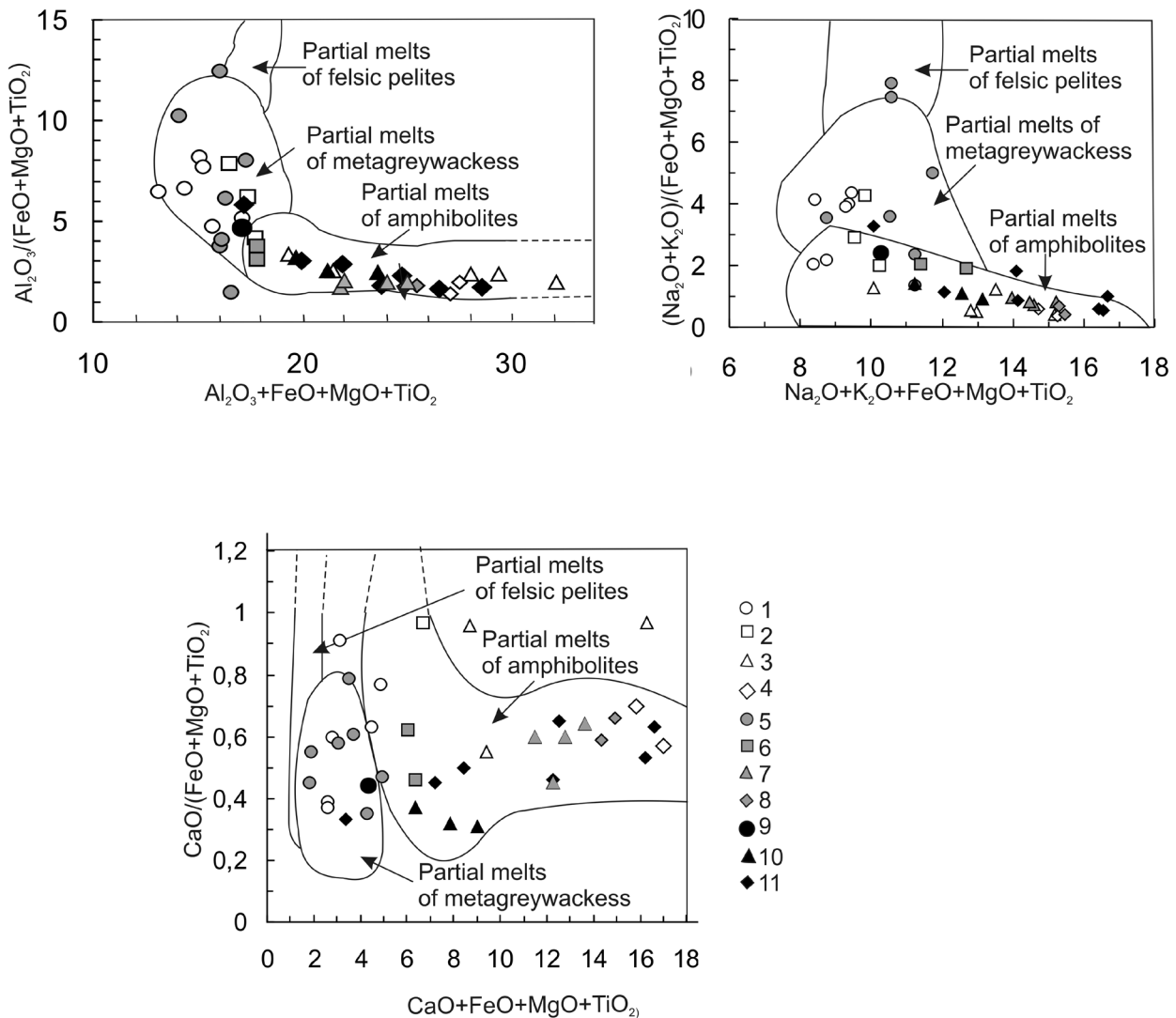
По представлениям современных исследователей гранитоидные расплавы выплавляются из пород коры, сохраняя некоторые петро-геохимические характеристики исходных пород, что позволяет по петро-геохимическим особенностям гранитоидов приблизиться к решению вопроса об условиях генерации гранитных магм. Представления о происхождении гранитных расплавов в различных условиях отражены в некоторых классификациях, авторы которых предлагают использовать различные петрохимические параметры или содержания отдельных микроэлементов, например Rb, Ba, Sr или Cr и Ni и пр.

Предполагается, что Ni и Cr в процессе частичного плавления, должны оставаться в остаточных фазах в нижней коре в результате кристаллизационного фракционирования, происходящего при выплавлении магм, из которых впоследствии образовались граниты [6]. На диаграмме (рис. 1) точки составов гранитоидов в изученных массивах занимают нижнее поле диаграммы – ниже точки «Верхняя кора», а точки приморских базальтов, занимают поле вокруг точки «Нижняя кора» в верхней части прямой линии  $\text{Cr}/\text{Ni}=1,7$  [6]. Составы диоритов и гранодиоритов на этой диаграмме располагаются между точками «Верхняя» и «Нижняя» кора, свидетельствуя в целом о верхнекоревом источнике расплавов гранитоидов (рис. 1).

Точки составов пород некоторых изученных массивов гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня были нанесены на диаграмму [7] с экспериментальными полями парциальных расплавов амфиболитов, метаграувак и фельзитовых пелитов (рис.2).

Расположение точек составов на диаграмме свидетельствует о том, что диориты, гранодиориты и адамеллиты всех массивов могли быть образованы из парциальных расплавов амфиболитов, а граниты – в основном из парциальных расплавов граувак и частично из фельзитовых пелитов. Преобладание метабазитовых субстратов указывает на то, что источником выплавления гранитоидов служили мафические породы океанической коры.

Полученные авторами Nd – Sr –  $\delta^{18}\text{O}$  изотопные характеристики мел-палеогеновых гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня также свидетельствуют о том, что они образовались из расплавов, ведущих свое происхождение из пород с мантийными параметрами и непродолжительной коровой историей, не проходивших стадии рециклинга, что характерно для гранитообразования в зоне перехода континент – океан.



**Рис. 2.** Поля парциальных расплавов фельзитовых пелитов, метаграувакк и амфиболитов, по экспериментальным данным [7] с точками составов гранитоидов Восточного Сихотэ-Алиня. (1-4) – Прибрежная зона по [1].; (5-8) – Центральный Сихотэ-Алинь (Средне-Арминский, Приисковый, Нижнее-Арминский массивы по [5]); (9-11) – Березовский и Араратский массивы по [2]. 1, 5, 9 – граниты; 2, 6 – адамеллиты; 3, 7, 10 – гранодиориты; 11 – монцодиориты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Валуй Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района. Владивосток, Дальнаука, 1997, 200 с.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеан. геология, 2011, т. 30, № 3, с.20-31.
3. Жариков В. А. Проблемы гранитообразования // Вестник МГУ, сер. 4. Геология, 1987, №6, с.3-14.
4. Жариков В. А., Эпельбаум М.Б., Боголепов М.В., Симакин А.Г. Процессы гранитообразования // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука. 1994., с.83-103.
5. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, её состав и эволюция. М.: Мир. 1988, 289 с.
7. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J.L. (Eds.), Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society of London, Special Publication, 1999, vol. 168, pp. 55-75.

# ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ КРУПНООБЪЕМНЫХ МЕЙМЕЧИТ-ПИКРИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ ИЗ РАЗНОСТРУКТУРНЫХ РЕГИОНОВ СИБИРИ, ПРИМОРЬЯ И КАМЧАТКИ

Васильев Ю.Р.<sup>1,2</sup>, Гора М. П.<sup>1</sup>, Шевко А.Я.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева Сибирского отделения РАН  
г. Новосибирск, [meimech@igm.nsc.ru](mailto:meimech@igm.nsc.ru)

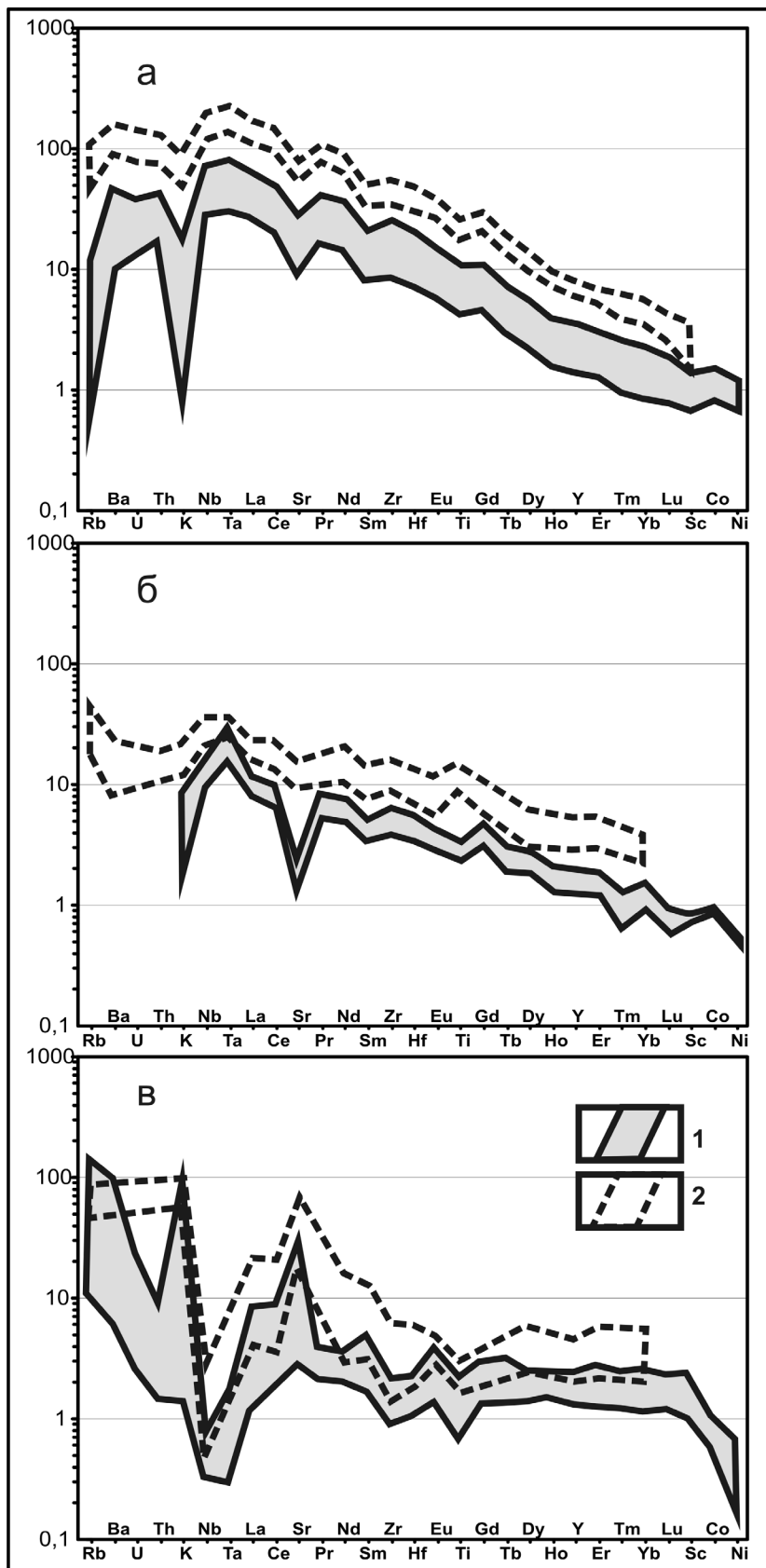
<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет  
г. Новосибирск, [gora@igm.nsc.ru](mailto:gora@igm.nsc.ru)

В последнее время петрологи все больше внимания уделяют изучению процессов генерации и эволюции пикритоидных расплавов, которые рассматриваются, как родоначальные для мафит-ультрамафитовых образований различной щелочности, как в стабильных, так и в подвижных регионах Земли. Примером таких образований могут служить разновозрастные крупнообъемные меймечит-пикритовые высокомагнезиальные бесфельдшатоидные ассоциации на Сибирской платформе, в Приморье и на Камчатке. На севере Сибирского кратона породы этой ассоциации имеют пермо-триасовый возраст и проявлены в Маймеча-Котуйской провинции (МКП), где они располагаются в бортовой зоне рифта, в юго-западной части Гулинского щелочно-ультраосновного плутона [1]. В Приморье нижнемеловые меймечит-пикритовые образования сосредоточены в Сихотэ-Алине, в зоне перехода океан – континент, для которой характерно сочленение континентальных и океанических плит и проявление процессов спрединга и субдукции [2]. На Камчатке эта ассоциация локализована в районе Восточно-Камчатского хребта и имеет вехрнемеловой возраст [5]. Меймечит-пикриты из этих регионов представлены внешне сходными разнофациальными проявлениями ультраосновных вулканических и субвулканических пород, состоящих на 40-70 % из вкрапленников магнезиального оливина и в различной степени раскристаллизованной в клинопироксен основной массы. Как акцессории присутствуют хромшпинелиды, титаномагнетит, перовскит, биотит, сульфиды. Как правило, меймечит-пикриты встречаются совместно с другими интрузивными и эффузивными ультрамафит-мафитовыми породами.

Нами использован обширный оригинальный и литературный материал, включающий петрохимические, геохимические, изотопные данные, а также результаты изучения первичных расплавных включений в оливинах этих пород [1-5 и др.]. Проведенный комплексный сравнительный анализ информации одного уровня показал, что по петрохимическим данным породы этих ассоциаций различаются несущественно. Более значимые различия между ними проявились по содержаниям примесных элементов, особенно по содержаниям высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf). Максимально высокие количества этих элементов присутствуют в меймечит-пикритах МКП, а наименьшие – в породах Камчатки.

Максимальные различия устанавливаются по содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ), особенно легких. Наибольшие количества легких РЗЭ присутствуют в породах Маймеча-Котуйской провинции, отношения La/Yb в них достигают 37, в то время как для Сихотэ-Алиня содержания легких РЗЭ практически на порядок ниже, а отношение La/Yb составляет 7,7-8,2, а для Камчатки это отношение минимально – 0,4-4,2 при самых низких количествах редкоземельных элементов.

Распределение малых элементов, в том числе РЗЭ, показано на рисунке. На этом рисунке видно, что в породах МКП наиболее высокие содержания некогерентных элементов (см. рис. 1а). При этом наблюдаются максимумы для Nb и Ta и минимумы для K и Sr, что характерно для пород кратонов. Меймечит-пикриты Сихотэ-Алиня при значительно меньших количествах малых элементов демонстрируют на спайдер-диаграммах спектры, подобные спектрам для пород МКП (см. рис. 1б). Это согласуется с представлениями некоторых исследователей о внутриплитном проявлении меймечит-пикритового магматизма этого региона [3]. Противоположный характер распределения максимумов и минимумов на спайдер-диаграммах (минимумы для Nb, Ta, Zr, Ti и



**Рис. 1.** Спектры распределения редких элементов, нормированы к примитивной мантии, для пород (1) и расплавных включений в оливинах (2) из меймечит-пикритовых ассоциаций Маймечя-Котуйской провинции (а), Сихотэ-Алиня (б) и Камчатки (в).

максимумы для К и Sr) наблюдается для меймечит-пикритов Камчатки (см. рис. 1в), что отражает островодужный характер магматизма.

В исследованных породах были также детально изучены первичные расплавные включения в оливинах [3, 4, 5 и др.]. Их химический состав и содержания в них малых элементов отражают состав «исходных» расплавов, формировавших породы этих ассоциаций. По содержанию петрогенных оксидов составы этих расплавов отличаются от состава меймечит-пикритов более низкими содержаниями MgO при больших количествах других компонентов, особенно щелочей. В них также повышенные содержания примесных, в том числе редкоземельных элементов, характер распределения которых повторяет на диаграммах контуры распределения этих элементов в породах (см. рис.).

Имеющиеся в нашем распоряжении изотопные характеристики по  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для изученных меймечит-пикритовых ассоциаций имеют близкие интервалы значений, свидетельствующие о практически полном отсутствии ассимиляционных процессов. Величины  $\epsilon\text{Nd}$  существенно различаются между собой

(2,8-5,9 в Маймечя-Котуйской провинции и 9,1-10,7 на Камчатке), характеризую различную степень деплетированности мантийного субстрата.

Изучение первичных расплавных включений в оливинах позволило установить как составы и температуры генерации «исходных» расплавов, так и тренды их эволюции.

Аномальное обогащение меймечит-пикритовых пород Маймеча-Котуйской провинции некогерентными элементами связывается с процессами метасоматического изменения мантийного субстрата и его частичным высокотемпературным (более 1600 °С) плавлением [4, 6 и др.]. «Исходным» расплавом для пород этой ассоциации был щелочной пикрит с содержанием MgO до 24 мас.%, который в процессе кристаллизации мог эволюционировать в области щелочных пород – щелочных пикритов, пикробазальтов и базальтов.

В меймечит-пикритах Сихотэ-Алиня, формирующихся на континентальной окраине, процесс магмообразования был также высокотемпературным, но, судя по более низким содержаниям некогерентных элементов в породах этой ассоциации, происходил, вероятно всего, при более высоких степенях плавления мантийного субстрата, чем в МКП. «Исходный» расплав соответствовал по составу ультраосновному пикробазальту, тренд эволюции которого лежит в области пород нормальной щелочности от ультраосновных пикробазальтов до андезибазальтов.

Породы меймечит-пикритовой ассоциации Камчатки содержат минимальные количества некогерентных элементов, что, по-видимому, свидетельствует о значительных степенях плавления глубинного лерцолита. По составу «исходный» расплав был близок к высокомагнезиальным трахибазальтам с трендом эволюции в области субщелочных пород.

Проведенное нами геохимическое моделирование фракционного плавления примитивной мантии, состав которой соответствует гранатовому лерцолиту с соотношением плавящихся фаз по [7], показало, что степень плавления такого субстрата минимальна для Маймеча-Котуйской провинции, увеличивается для Сихотэ-Алиня и максимальна для Камчатки.

Суммируя полученные результаты и опираясь на существующие модельные представления о строении литосферной мантии в районах развития меймечит-пикритового магматизма, мы пришли к выводу, что внешне близкие по структурному рисунку, минеральному и химическому составу породы изученных меймечит-пикритовых ассоциаций существенно отличаются по содержанию и распределению примесных и редкоземельных элементов, что свидетельствует о разных составах «исходных» расплавов, имеющих собственные тренды эволюции. Породы этих ассоциаций являются производными высокомагнезиальных и высокотемпературных расплавов, возникающих в результате частичного плавления в разной степени деплетированного и метасоматически преобразованного мантийного субстрата в различных геодинамических обстановках.

Работа выполнена по плану НИР ИГМ СО РАН и при поддержке министерства образования и науки Российской Федерации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Васильев Ю.Р., Гора М.П.** Геология Меймечитов севера Сибирской платформы // Доклады АН, 2012, том 445, №3, с. 299-302.
2. **Войнова И.П.** Магматические комплексы аккреционной системы как индикаторы характера аккреции (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, г.Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН, 2001, с.181-189.
3. **Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Котляров А.В.** Петрогенезис меймечитов Дальнего Востока (данные по расплавным включениям) // Тихоокеанская геология, 2014, №4.
4. **Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология геофизика, 2009, т.50, №12, с.1293-1334.
5. **Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P.** Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanic from Eastern Kamchatka // Journal of Petrology, 1995, vol. 36, №3, p. 637-662.
6. **Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A. and Vasiliev Y.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // Nature, 2011, vol. 477, p. 312-316.
7. **Walter M. J.** Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere // Treatise of Geochemistry. Oxford: Elsevier, 2003. V. 2. P. 363-394.

## ТИПЫ ВУЛКАНИТОВ В СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ СИСТЕМЕ (ПЕТРОГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕТРОСПЕКЦИИ)

Войнова И.П.

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН  
г. Хабаровск, ipvoynova@yandex.ru*

Сихотэ-Алинская аккреционная система сформирована в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеоокеана. В ней выделяют несколько разновозрастных аккреционных призм (террейнов). Непременным атрибутом аккреционных комплексов являются, наряду с кремнистыми и терригенными образованиями, вулканические породы. Нами изучены разновозрастные вулканические комплексы юрско-раннемеловой (Хабаровский и Самаркинский террейны) и аптско-альбской (Киселевско-Маноминский террейн) аккреционных призм. Геологическое строение аккреционных призм и ситуация проявлений вулканических пород описана во многих работах [1-5 и др.]. В Хабаровском террейне вулканические комплексы встречаются в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями [2, 3]. Изученные терригенно-вулканогенно-кремнистые образования, слагающие Самаркинский террейн, формировались в широком временном интервале от позднего карбона-перми до юры [2, 4]. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканических комплексов кремнистых отложений определены ископаемые радиолиты позднеюрско-раннемелового возраста [2-4, 6]. В основе данного исследования лежит совокупность всех имеющихся данных о химическом составе вулканических пород различного возраста и разных террейнов.

Вулканические комплексы представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиадокластитами, лавобрекчиями, ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими отложениями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. В Хабаровском террейне в меланже встречаются разновидности дацитового состава. Вулканические комплексы характеризуются преобладанием в составе щелочей натрия над калием, лишь в юрских щелочных базальтах Самаркинского террейна наряду с натровой серией (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) имеет место и калиевая («островные» базальты). Характерна проявленная в разной степени для разновозрастных базальтов ферро-титановая специализация. Применение различных петрогеохимических диаграмм (дискриминационных – ДД и спайдер-диаграмм – СД) позволило выделить следующие типы вулканических комплексов в аккреционных призмах Сихотэ-Алиня.

1) Группа океанических базальтов, включающая разновидности типа OIB и E-MORB. Эти базальты наиболее широко распространены, представлены во всех террейнах и имеют место среди образований всех возрастов. Они четко идентифицируются на ДД ( $TiO_2-K_2O$ ,  $Zr/4-2Nb-Y$ ,  $Zr-Ti/100-3Y$ ,  $Nb-Zr$  и др.). Фигуративные точки преимущественно размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньшая часть – в полях E-MORB. На СД хондрит-нормированных составов REE и RE графики распределения показывают обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в K-базальтах Самаркинского террейна – более значительное. Характерной чертой являются четкие Ta-Nb максимумы. Нормирование по E-MORB и OIB демонстрирует преимущественно промежуточный характер вулканических комплексов между E-MORB и OIB. K-базальты Самаркинского террейна соответствуют обогащенным OIB. Соотношения Nb-Zr-Y-Ta свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах. Геохимические типы источников обогащенные, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм. Для этой группы базальтов характерно постепенное изменение составов от типичных E-MORB до обогащенных OIB при преобладании последних, что демонстрируется едиными полями на ДД и сходным видом кривых на СД. Лишь базальты Хабаровского террейна выделяются низкими содержаниями K и Rb. Веро-

ятно, базальты этой группы формировались на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях.

2) Группа базальтов типа T-MORB. В эту группу входят базальты района п. Снарского Киселевско-Маноминского террейна в ассоциации с позднеюрскими известняками и один из видов базальтов, ассоциирующихся с пермскими известняками, из меланжа Хабаровского террейна. Это толеитовые базальты, характеризуются низкими содержаниями щелочей, особенно K, на ДД их фигуративные точки образуют поле, приуроченное к границе N- и E-MORB, на СД их кривые наиболее близки графику E-MORB. По соотношениям Nb/Zr-Y/Ta они соответствуют базальтам океанических плато, источники которых имеют плюмовые характеристики и наиболее близки по составу РМ. На диаграмме соотношения Th/Yb-Ta/Yb поле фигуративных точек этих базальтов позиционируется близ эталонного состава E-MORB и свинуто в сторону более деплетированных разновидностей. Вероятно формирование этих базальтов происходило в обстановке плюма в рифтовой зоне.

3) Базальты со смешанными (островодужными + деплетированных составов) характеристиками. Эти базальты встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями Р возраста. На СД кривые распределения REE, нормированных по хондриту, имеют субгоризонтальный вид с обогащением порядка 10 раз. Графики хондрит-нормированных содержаний RE имеют ярко выраженный Ta-Nb-минимум. На ДД их фигуративные точки занимают особое положение: на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117- Nb/16, Th-Hf/3-Ta – в поле островодужных пород известково-щелочного типа, Mn10-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>10 – в поле островодужных толеитов, MgO-FeO\*-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – в поле океанических рифтов, La/10-Y/15-Nb/8 – в области тройной точки сочленения полей островодужных толеитов, N-MORB и базальтов задуговых бассейнов. На диаграммах, характеризующих источники магм, их положение тоже особенное: на ДД Nb/Zr-Y/Ta они близки наиболее деплетированным составам, а Th/Yb-Ta/Yb – их фигуративные точки размещаются вне тренда эволюции океанических мантийных магм в поле базальтов океанических островных дуг. При этом базальты характеризуются низкой титанистостью. По совокупности петрохимических характеристик можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга.

4) Группа вулканитов дацитового состава. В меланже Хабаровского террейна встречены лавобрекчии, которые выделяются из всей совокупности вулканитов более кислым составом и соответствуют по содержанию SiO<sub>2</sub> дацитам. Нахождение их в меланже дает возможность высказаться, по аналогии с другими вулканитами из меланжа, но очень предположительно, за их пермский возраст. Фигуративные точки лавобрекчий на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117- Nb/16, Th-Hf/3-Ta, применимых и для вулканитов среднего и кислого состава, размещаются в поле островодужных пород известково-щелочного типа. По соотношению Al и Ti они соответствуют островодужным вулканитам (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> – в интервале 15-25). На СД они характеризуются минимумами Ta-Nb (причем значительными), Ti, Eu (неглубокими) и максимумами Rb, Th, K. Фигуративные точки лавобрекчий на диаграмме Nb/Y-Zr/Y смещены в приграничную область островодужных производных плюмовых источников, а судя по диаграмме Th/Yb-Ta/Yb, источник лавобрекчий имеет субдукционный характер.

Таким образом, пермские вулканиты представлены внутриплитными океаническими базальтами (группа 1), базальтами типа T-MORB (группа 2), базальтами со смешанными характеристиками (группа 3) и лавобрекчиями дацитового состава (группа 4). Триасовые и юрские вулканиты представлены внутриплитными базальтами (группа 1), причем среди последних появляются базальты K-серии. Позднеюрско-раннемеловые базальты – внутриплитные (группа 1) и типа T-MORB (группа 3).

В Хабаровском террейне вулканиты представлены тремя типами: внутриплитными базальтами пограничного состава E-MORB / OIB, которые встречены в блоках в меланже в ассоциации с раннепермскими известняками, а также (предположительно) в составе пластины триасовых кремней.



Наряду с ними из меланжа определены еще более примитивные базальты типа T-MORB. Кроме базальтов в меланже обнаружены лавобрекчии дацитового состава с островодужными характеристиками. Вулканисты Самаркинского террейна представлены спектром базальтов от E-MORB до внутриплитных натровой и калиевой (среди юрских) серий. Встречены базальты со смешанными характеристиками, присущими островодужным и деплетированным магмам, вероятно формировавшиеся в задуговом рифте. В Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты, сформированные из обогащенных в различной степени плюмовых источников. В разных сегментах аккрецированы и сохранились базальты различных типов: во всех блоках преобладают базальты типа OIB – E-MORB. В Снарском блоке имеют место базальты типа T-MORB, видимо, сформированные над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него. Базальты г. Придорожной имеют наиболее щелочной и обогащенный характер, они ассоциируют с гемипелагическими отложениями и формировались, вероятно, в области, приближенной к зоне субдукции. Маноминские базальты имеют промежуточный характер.

Различия в петрохимических составах базальтов возможно является следствием различной мощности литосферы. Так, соотнеся геохимические метки изученных базальтов с графиком  $\langle [SM/Yb]_{CN} - \text{мощность литосферы} \rangle$ , по [6], можно предполагать различную мощность литосферы при их формировании. Формирование хабаровских внутриплитных базальтов пермского возраста происходило при мощности литосферы 50-60 км, триасового – 70-80 км, а базальтов типа T-MORB – при минимальной мощности литосферы, вероятно в спрединговом хребте. Реконструируемая мощность литосферы при формировании вулканистов Самаркинского террейна имеет большой диапазон значений. Минимальная мощность литосферы реконструируется для пермских базальтов со смешанными характеристиками (группы 3), которые, видимо, формировались в задуговом рифте. Внутриплитные пермские базальты формировались при литосфере мощностью 20, 50, 90 км, триасовые – 50-60 км и 90 км, юрские базальты выплавлялись на разных удалениях от зоны спрединга при различной мощности литосферы: при малой мощности литосферы, 10-25 км, 40-50 км, а базальты K-серии – при мощности более 90 км. Для базальтов различных блоков Киселевско-Маноминского террейна реконструируется различная мощность: для снарских базальтов – минимальная, киселевских – преимущественно 5-25 км, маноминских – 30-40 км, придорожных – 25-40 и 65-75 км. Закономерный характер распределения базальтов различных типов, формирование которых коррелируется с различной мощностью литосферы, по блокам возможно объясняется косым направлением движения океанической плиты относительно конвергентной границы и постаккреционной сложной тектонической перестройкой.

## ЛИТЕРАТУРА.

1. **Войнова И.П.** Вулканические породы аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня – индикаторы океанического вулканизма Палеопацифики. // «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Материалы XI Петрографического совещания. Екатеринбург, 2010. Т.1. С. 127-128.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток. Дальнаука, 2006. В 2 т. 981 с
3. **Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н.** Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
4. **Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А.** Базальты океана Панталасса в Самаркинского террейне (Центральный Сихотэ-Алинь). Тихоокеан. геология. 2009. Т.28. № 3. С. 23-37.
5. **Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А.** Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. Геология. 2010. Т.29, № 4. С. 19-33.
6. **Humphreys E. R., Niu Y.** On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. Lithos, 112 (2009) 118–136.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ СУБДУКЦИОННЫХ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ МАГМ ПОД МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНОЙ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ) ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Воронцов А.А.

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

Минусинская котловина, расположенная на территории площадью около 100 000 км<sup>2</sup> между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян, объединяет Южно-Минусинскую, Сыда-Ербинскую, Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую впадины. Она является одним из крупнейших элементов девонской рифтовой системы в пределах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Котловина характеризуется изометричной формой с элементами “песочных часов” и площадным распределением продуктов вулканизма в основании своего осадочно-вулканогенного заполнения. Ранние этапы ее развития сопряжены с образованием вулканических комплексов полного спектра по кремнекислотности. Такие ассоциации залегают с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте и вскрываются в обрамлении котловины. На поздних этапах магматическая активность была подавлена и котловина заполнялась преимущественно терригенными осадочными толщами.

Распределение фигуративных точек составов вулканитов Минусинской котловины на классификационной диаграмме (рис. 1) отвечает дифференцированным базальт-риолитовым и базальт-трахитовым ассоциациям. Породы с содержанием SiO<sub>2</sub> от 43 до 53 мас.% представлены базальтами и долеритами. Подавляющее их большинство соответствует натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O>4) и калиево-натриевой (4>Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O>1) сериям. Редкие лейцитовые базальты отвечают калиевой серии с превышением K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O в 1,5 раза. Все породы принадлежат умереннотитанистой группе с вариациями TiO<sub>2</sub> в пределах 0,90 – 1,96 мас.% со средним значением 1,42. По уровню концентраций редких литофильных элементов базиты близки к составам внутриплитовых базальтов типа ОІВ, принимаемых как эталон обогащенных литофильными элементами источников основных расплавов. В то же время по сравнению с ОІВ они обогащены Ва, Sr, тяжелыми редкоземельными элементами и обеднены Nb, Та, Ti и Th, что является признаком флюидонасыщенных магм, образующихся в надсубдукционных условиях. Фигуративные точки составов базитов Минусинского

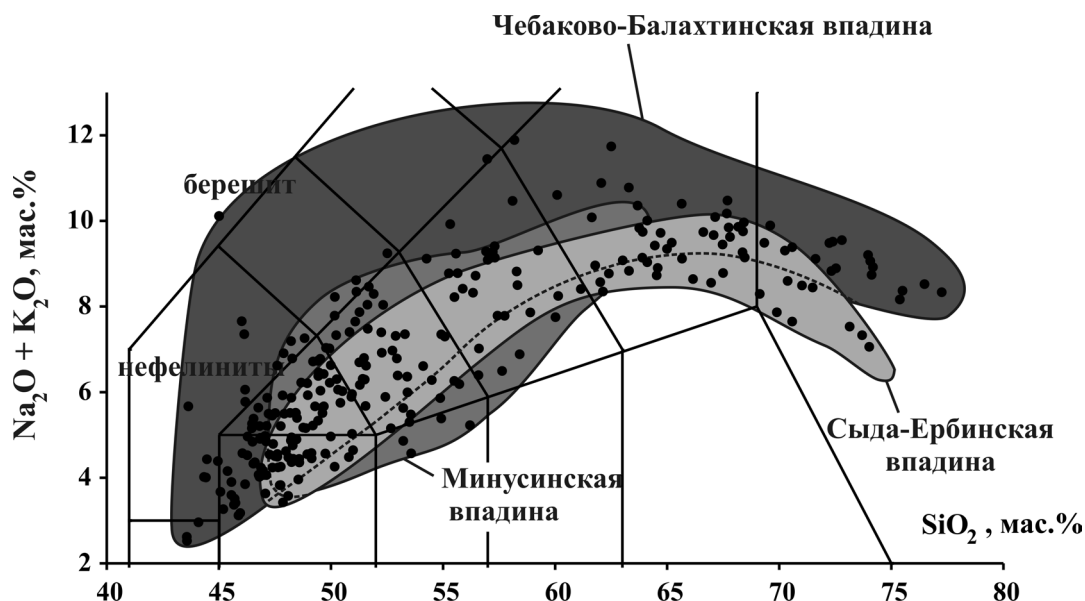
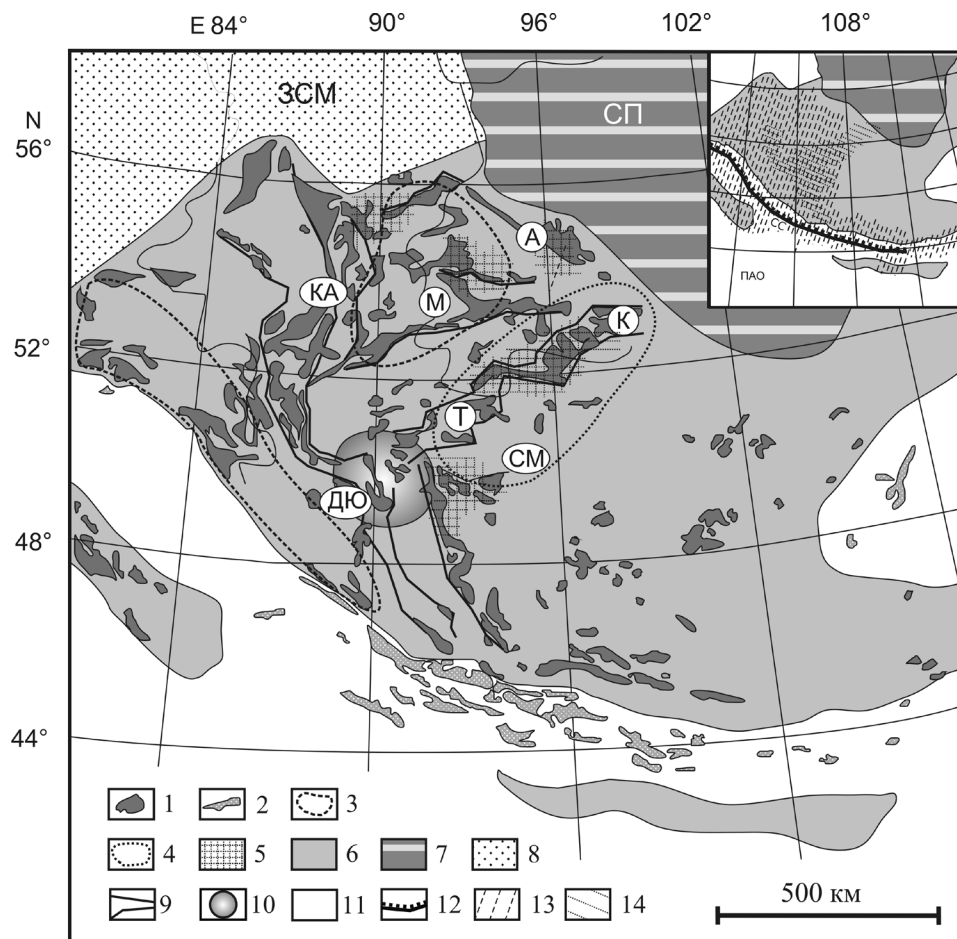


Рис. 1. Положение составов пород девонских магматических ассоциаций Минусинской котловины на классификационной диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), мас. %.



**Рис. 2.** Составы базитов Минусинской котловины на диаграмме в координатах парных отношений  $La/Yb$ - $Zr/Nb$ . Породы впадин: 1, 2 – Чебаково-Балахтинской (1-щелочные, 2-субщелочные), 3 – Сыда-Ербинской, 4, 5 – Южно-Минусинской (4-щелочные, 5-субщелочные), 6 – базальты Вилюйского палеорифта по [4]. Составы IAB по [3], OIB, E-MORB, N-MORB по [6].



**Рис. 3.** Ареалы проявления девонского вулканизма в пределах юго-западного обрамления Сибирского палеоконтинента и схематическая реконструкция активной континентальной окраины на 380 млн. лет (на врезке).

1-2 – девонские вулканиды: 1 – континентальные, 2 – океанические; 3-5 – области распространения: 3 – андезитовых, риолит-дацитовых и базальт-андезит-трахит-риолитовых ассоциаций с участием умереннотитанистых базитов; 4 – базальт-трахириолитовых, базальт-комендитовых ассоциаций с участием высокотитанистых базитов, 5 – щелочных пород щелочно-габброидной и сиенит-щелочногранитной ассоциаций; 6 – территория среднепалеозойского палеоконтинента; 7 – Сибирская платформа (СП); 8 – Западно-Сибирская мегасинеклиза (ЗСМ); 9 – разломы и границы рифтовых зон; 10 – проекция горячей точки мантии. Для врезки: 11 – Палеоазиатский океан (ПАО); 12 – предполагаемая субдукционная сутура (СС); 13 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с процессами субдукции; 14 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с плюмовыми источниками. Прогобы: М – Минусинский, А – Агульский, Т – Тувинский, ДЮ – Делюно-Юстыдский; системы грабен: КА – Кузнецко-Алатауская, СМ – Северо-Монгольская.

прогиба на диаграмме зависимости парных отношений несовместимых элементов La/Yb-Zr/Nb (рис. 2) группируются вдоль линии, охватывающей диапазон составов между OIB и IAB и резко отличаются от девонских базитов внутриконтинентального Виллюйского рифта, составы которых приближены к составам OIB. Это позволяет предполагать, что в ходе образования базитов Минусинского прогиба происходило смешение расплавов из магматических источников, типичных для внутриплитовых обстановок и активных континентальных окраин. Породы с содержанием SiO<sub>2</sub> от 53 до 77 мас.% по сравнению с базитами обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf, редкоземельными элементами и обеднены Sr и P. В них отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в базитах, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум.

Вероятно, появление умереннотитанистых базитов Минусинского прогиба в пределах девонской рифтовой системы объяснимо уменьшением степени влияния мантийного плюма, формирующего высокотитанистые породы в тройной точке рифтов и на ее Делюно-Юстыдской и Тувинской ветвях (рис. 3). Эти высокотитанистые породы были образованы из источников, которые обогащены LREE и характеризуются такими трендами распределения изотопных составов Sr и Nd, которые ориентированы субпараллельно линии мантийной корреляции [1]. В отличие от них, геохимические характеристики источников материнских магм под котловиной определяются в основном составом метасоматизированной водным флюидом мантии, возникновение которой произошло в ходе субдукционных процессов. Изотопные составы Sr и Nd для этой мантии отклоняются от мантийного ряда в сторону составов с повышенными содержаниями радиогенного стронция [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00365).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.
2. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С. В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // Доклады РАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 514-520.
3. Гриб Е. Н., Леонов В.Л. Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3-25.
4. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Егоров К.Н. Состав и источники девонского вулканизма Виллюйского рифта // Доклады РАН. 2007. Т. 414. № 6. С. 798-804.
5. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29-59.
6. Sun S.S., McDonough W.F. // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

## МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ БАДЖАЛЬСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.

Гоневчук В.Г.<sup>1</sup>, Чугаев А.В.<sup>2</sup>, Гореликова Н.В.<sup>2</sup>, Гоневчук Г.А.<sup>1</sup>,  
Семеняк Б.И.<sup>1</sup>, Гольцман Ю.В.<sup>2</sup>, Бортников Н.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, email: bns@igem.ru

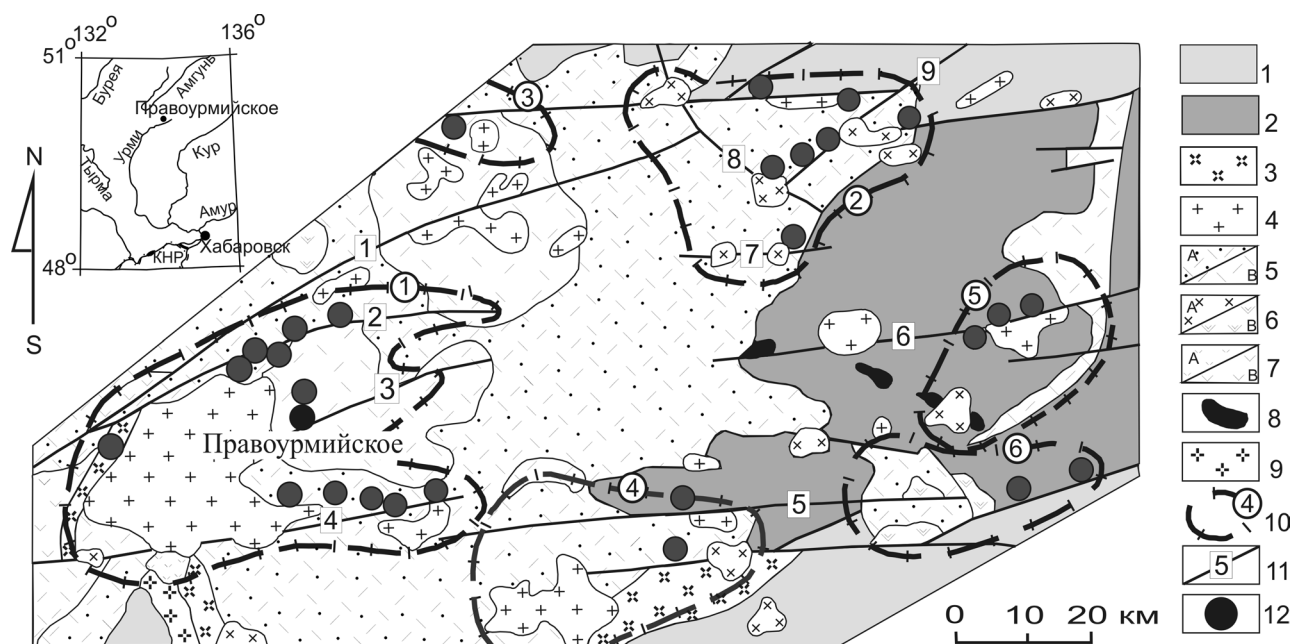
Баджальская вулканическая зона, получившая широкую известность после обнаружения в ней крупнейшего в России Правоурмийского месторождения олова, расположена в централь-

ной части Хингано-Охотского магматического (металлогенического) пояса. Она сформировалась на гетерогенном фундаменте: в юго-западной части – метаморфические породы протерозойско-палеозойского Буреинского террейна, в северо-восточной – породы Баджальского террейна юрской аккреционной призмы (рис.).

Магматические породы Баджальской зоны объединены в четыре комплекса. К наиболее раннему Даянскому комплексу (125-118 млн. лет) отнесены щелочные и субщелочные габброиды и базальтоиды, формирование которых происходило в условиях рифтоподобных структур [5]. Среди более поздних магматических образований выделены породы андезит-гранодиоритового – Лакского (около 115 млн. лет), риолит-гранитного – Баджальского (105-90 млн. лет) и (трахи) андезит-монцодиоритового – Силинского (ок. 90 млн. лет) комплексов. По основным петрохимическим характеристикам породы Лакского, Баджальского и Силинского комплексов относятся к известково-щелочной калиево-натровой серии, типичной для активных континентальных окраин. При этом породы Баджальского комплекса характеризуются как повышеннокалиевые, а Лакского – как низкокалиевые. Петрохимические данные – содержание и соотношение в породах последовательных фаз оксидов щелочей и алюминия, железа и магния – свидетельствуют о принадлежности пород Лакского, Баджальского и Силинского комплексов к одной генетической ассоциации – магматической серии.

В докладе рассматриваются результаты геохимического и изотопно-геохимического исследования, выполненного для магматических пород Баджальской вулканической зоны, и обсуждаются вопросы петрогенезиса и источников магматических расплавов.

Для пород Даянского комплекса установлены высокие значения отношения  $Ti/V$  при низких –  $Rb/Ba$ , что характерно для магматических расплавов базитового состава, образовавшихся на глубинном («подлитосферном») уровне. На это же указывают соотношения концентраций  $Rb$ ,  $Sr$  и  $K$ ;  $La$  и  $Yb$  и др. Особенности распределения РЗЭ, в первую очередь преобладание элемен-



**Рис.** Геолого – металлогеническая схема Баджальской вулканической зоны.

1 – мезозойские терригенные отложения; 2 – палеозойские терригенно-кремнистые отложения; 3 – метаморфизованные породы Буреинского массива; 4, 5 – Баджальский магматический комплекс (105-90 млн. лет): 4 – биотитовые граниты; 5 – риолиты, риодациты: А – покровные, Б – экструзивные; 6 – трахиандезиты (А) и монцониитоиды (Б) Силинского комплекса (92-89 млн. лет); 7 – андезиты (А), преимущественно гранодиориты (Б) Лакского комплекса (~115 млн. лет); 8 – щелочные габбро и пикриты Даянского комплекса (~120 млн. лет); 9 – палеозойские гранитоиды; 10 – рудные узлы, 11 – разломы 12 – месторождения и рудопроявления.

тов «легкой» части спектра, фиксируют сходство даянских базитов с «внутриплитными» породами. Эти данные, а также Sr-Nd-Pb изотопные характеристики, показывающие, что материнские расплавы имели начальные отношения:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7058-0,7061$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3,4$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,569$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,582$  [4], свидетельствуют о мантийном происхождении пород Даянского комплекса.

Породы Лакского андезит-гранодиоритового комплекса, по геохимическим признакам: пониженное содержание щелочей при преобладании натрия, высокая или очень высокая (A/CNK=1,05-1,4) глиноземистость, высокое содержание Fe и низкое Ti, относительно низкое содержание PЗЭ при слабо выраженном европиевом минимуме, сравнимы с магматическими ассоциациями зрелых островных дуг активных континентальных окраин по [3]. Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd характеристики изучены для двух образцов Лакского комплекса – андезита и гранодиорита. Рассчитанные для этих пород начальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7087 и 0,7102) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,51247 или  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,3$ ) свидетельствует о ведущей роли в их генезисе источника корового типа, с наибольшей вероятностью, – мезозойской континентальной коры.

Распределение редких и PЗ элементов в последовательных образованиях Баджальского комплекса соответствует установленному в ассоциациях редкометалльных гранитоидов других регионов: в направлении от ранних интрузивных фаз к поздним уменьшается содержание легких PЗЭ, Ba, Sr, Zn, Cr, Co и увеличивается – тяжелых PЗЭ, F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, Nb, W [1]. В этом же направлении уменьшается степень фракционирования PЗЭ ( $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ : 8,5 – 5,5/0,6 – 0,8), увеличивается европиевый минимум и растет отношение Th/U. Образование таких ассоциаций обычно связывается с плавлением зрелой континентальной коры. Изотопно-геохимические характеристики Баджальского комплекса изучены в семи образцах гранитов, отобранных из различных частей Урмийского массива и Правоурмийской дайки. Они обладают выдержанными содержаниями Rb, Sr, Sm и Nd, и, как следствие этого, значениями изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , которые варьируют от 3,8 до 8,1 и от 0,123 до 0,138, соответственно. Только для одной пробы, представляющей позднюю дайку гранитов, величина  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношения составила 18,4. Породы Баджальского комплекса однородны по величинам начальных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Рассчитанные на возраст пород значения этих отношений лежат в относительно узком интервале:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0,7069 до 0,7085 и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от 0,51246 до 0,51248 (или  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -2,7 - -2,2$ ). В целом, начальные Sr-Nd характеристики гранитов, а также рассчитанные величины модельных возрастов ( $\text{T}_{(\text{DM})} = 1,1-1,4$  млрд. лет) для протолита, свидетельствуют о преобладании вещества протерозойской континентальной коры в магмах, из которых кристаллизовались породы Баджальского комплекса.

По Sr-Nd изотопным характеристикам магматическая ассоциация Баджальской вулканической зоны, за исключением Даянского комплекса, может быть отнесена к образованиям активных континентальных окраин [6]. Породы Даянского комплекса на диаграмме корреляции изотопных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  расположены в квадранте I, в который попадают базиты с повышенными относительно мантийной последовательности значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . По этим же параметрам на диаграмме «двухкомпонентного смешения» (континентальный толеитовый базальт + верхняя «гранитная» кора; [6]) Даянский комплекс определяется как «континентальный толеитовый» при очень незначительном участии вещества коры, а Лакский и Баджальский дают рой точек на линии смешения вещества верхней коры и континентальных толеитов в отношении 3/2.

Рудная минерализация зоны сконцентрирована в шести рудных узлах, приуроченных к телам гранитоидов или порфировых риолитов Баджальского комплекса. Это рассматривается как доказательство генетической связи с ним рудной минерализации. Еще одно доказательство – зональность минерализации со сменой высокотемпературной грейзеновой на более низкотемпературную касситерит-силикатную и сульфидную по мере удаления на восток от восточного контакта Урмийского массива. Большинство исследователей считают, что определенная часть оловоруд-

ной минерализации связана с Силинским монцонитоидным комплексом. Формирование оловянной минерализации датируется в интервале 93 – 80 млн. лет. При этом выделяются два этапа рудообразования, для которых предполагаются разные источники вещества [2].

Выявленные геохимические и изотопно-геохимические характеристики магматизма Баджальской зоны свидетельствуют о его сложной мантийно-коровой природе и объясняют некоторые особенности связанной с ним рудной минерализации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Геохимические особенности становления многофазных гранитных интрузий в связи с их рудоносностью (Прибайкалье) // Граниты и процессы рудообразования. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 22-23.
2. Беспалов В.Я., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г. Пространственно-временные соотношения магматических образований и рудной минерализации Верхнебаджальского рудного узла // рудные месторождения дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. С. 12-19.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
4. Максимов С.О., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Калиевые основные породы эруптивных трубок восточной окраины Буреинского массива (Дальний Восток) // ДАН. 2001. № 6. С. 797-801
5. Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез (типизация, магматизм, геодинамика) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3-20
5. Фор Г. Основы изотопной геологии // М: Мир. 1989. 590 с.

### ТРАХИАНДЕЗИТ-МОНЦОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАВАЛЕРОВСКОГО И КОМСОМОЛЬСКОГО ОЛОВОРУДНЫХ РАЙОНОВ: ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ

Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Орехов А.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru*

Большое значение для решения геологических и металлогенических проблем имеют результаты исследования магматических пород и их ассоциаций. Среди них выявлены генетические группы и отдельные типы пород, индикаторная роль которых особенно велика. Одна из них – шшонит-латитовая (трахиандезитовая) серия базальтоидов и их интрузивных аналогов – монцонитов. Породы этой серии широко развиты в тыловых частях окраинноконтинентальных вулканических поясов и во внутриконтинентальных подвижных зонах. Нами в сравнительном плане исследованы особенности «трахиандезит-монцонитовых» комплексов крупнейших на Дальнем Востоке России оловорудных районов – Кавалеровского и Комсомольского. Выбор объектов обусловлен не только их хорошей изученностью, но и тем, что магматические ассоциации этих районов чаще всего приводятся в доказательство оловоносности латитовых и трахиандезитовых магм.

**Комсомольский район**, в соответствии с представлениями А.И. Ханчука с соавторами [2], расположен в северо-западной части Сихотэ-Алинь – Северо-Сахалинского орогенного пояса вблизи стыка его с поясом Монголо-Охотским и локализован в породах Баджальского террейна юрской аккреционной призмы. Комплексы террейнов представлены чередованием пачек слоистых терригенных пород (песчаники, алевроиты) и «хаотических горизонтов». В южной части района присутствуют силлообразные тела спилито-диабазов.

Магматические породы района в региональных схемах описываются в составе альб-сеноманской вулканоплутонической ассоциации Мяо-Чанской магматической зоны [1, 3] Хингано-Охотского (Малохинганского) вулканического пояса, которая рассматривается как серия, включающая, по разным авторам, от двух до четырех комплексов. В эффузивной фации представлены риолиты, риодациты, редко, дациты, объединенные в Холдаминскую толщу, и андезиты-дациты и андезиты (трахиандезиты) Амутской свиты. Переход между ними фиксируется как направленная смена вулканических фаций, что указывает на обоснованность выделения магматической ассоци-

ации района в ранге меловой (от 120 до 80 млн. лет) магматической серии. В интрузивной фации в аналогичной последовательности выделяются: гранодиорит – (плагио) гранитная ассоциация – Пурильский комплекс (от 112 до 93 млн. лет) монцодиорит – монцогранитная – Силинский комплекс (от 102 до 80 млн. лет) и гранит-лейкогранитная – Чалбинский (от 92 до 77 млн лет). Как вулканоплутонический комплекс в серии рассматривается ассоциация амутских андезитов (трахиандезитов; 102 млн. лет) и монцодиоритов-монцогранитов – основной представитель оловоносной трахиандезит-монцонитовой ассоциации Комсомольского района.

**Кавалеровский рудный район** в расположен в том же орогенном поясе, что и Комсомольский, на удалении от него к югу примерно на 800 км. Их геологическая позиция, в целом, близка. Однако, в отличие от Комсомольского района, где среди терригенных пород доминируют образования юрской аккреционной призмы, в Кавалеровском преобладают раннемеловые турбидиты Журавлевского террейна. В восточной части района они перекрыты (с надвигом) породами неокомской аккреционной призмы – Таухинского террейна.

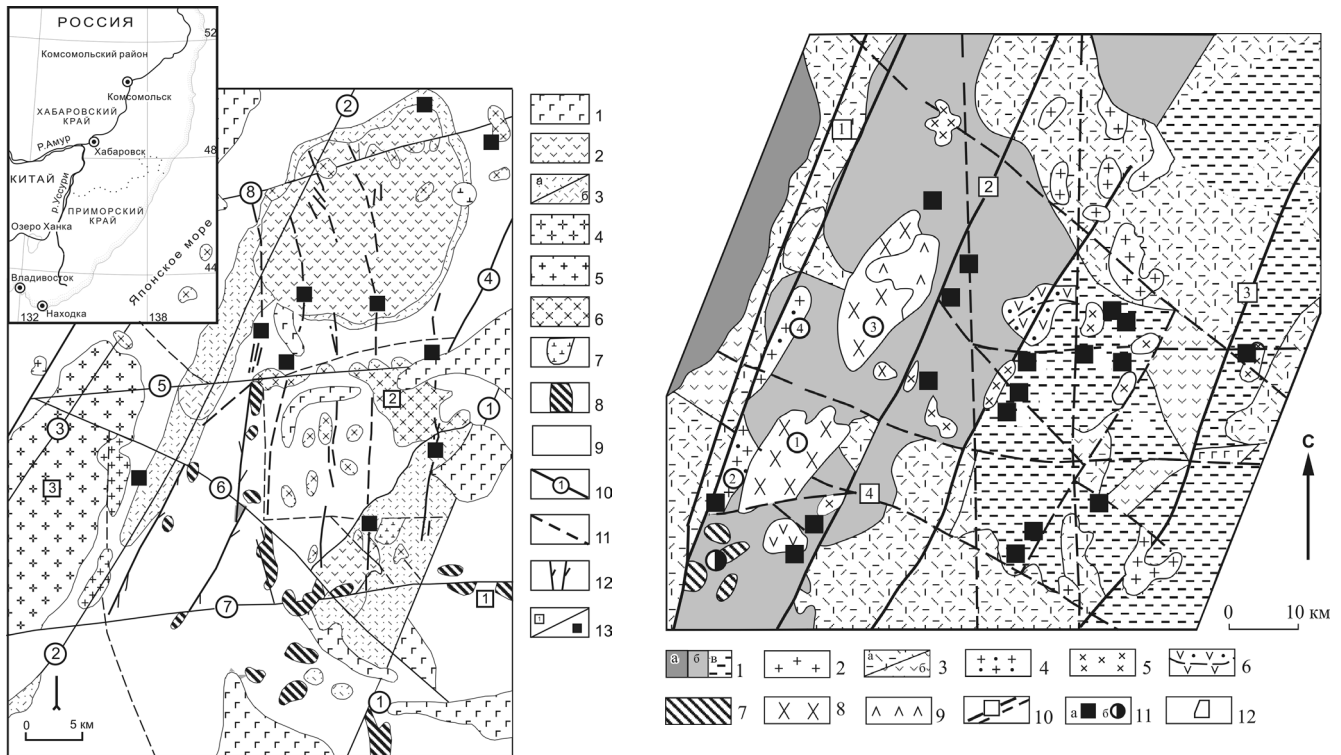
**Магматическая ассоциация Кавалеровского района**, в которой присутствуют разновозрастные (от раннемеловых до эоценовых) и разные по составу (от базальтов до риолитов и от габброидов до ультракислых гранитов) породы, традиционно рассматривалась в составе образований Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. В этой концепции для района разработаны схемы магматизма, в соответствии с которыми выделяются (в возрастной последовательности) Березовско-Арагатский трахиандезит-монцонитовый (альб-сеноман), Угловской андезит – (монцо?) диорит-гранодиоритовый (сеноман-кампан), Шумненский гранит-лейкогранитный (кампанданий). Широкое распространение и большое металлогеническое значение имеет сложная по составу ассоциация разновозрастных даек, в которой, по-видимому, присутствуют как образования названных комплексов, так и самостоятельные в генетическом отношении «малые интрузии». Формирование магматической ассоциации района охватывает интервал от 115 до 45 млн. лет. Основным представителем трахиандезит-монцонитовой серии в Кавалеровском районе, является Березовско-Арагатский комплекс: 115-110 – млн лет, трахиандезиты и габбромонцониты, 110-95 млн. лет – монцониты, 80 млн. лет – граносиениты, в т.ч. турмалинсодержащие. Как его фациальный аналог или как самостоятельный комплекс рассматривается группа интрузивов «Соболиная» в юго-западной части района.

**В структурах рудных районов** породы трахиандезит-монцонитовой ассоциации занимают сходную, но не идентичную позицию. В Комсомольском районе они, в основном, сконцентрированы в блоке, ограниченном зонами субширотных Силинского (Центрального) и Лево-Хурмулинского разломов, формирование которых обусловлено сдвиговыми перемещениями по главным, ограничивающим район с запада и востока, ССВ глубинным разломам – Эльга-Гориканским и Холдаминским. Кислые разности развиты преимущественно в западной части района и пространственно совмещены с близкими им по возрасту гранитами Чалбинского гранит-лейкогранитового комплекса. Локализация и тех, и других контролируется ССВ разломами.

В Кавалеровском районе распространение пород ассоциации в меньшей мере определяется влиянием широтных структур. Подавляющая их часть локализована в блоке, ограниченном зонами ССВ разломов – Центрального Сихотэ-Алинского и Березовского. Тем не менее, развитие их ареала в этом блоке, а также и распространение за пределы блока к восточной границе района, контролируется зонами субширотных Дорожного – на севере – и Павловского – на юге разломов. Кислые разности пород комплекса – монцодиориты, граносиениты и др. – слагают мелкие тела в западной экзо – и эндоконтактной зонах Березовского и Арагатского интрузивов и пространственно сближены или даже совмещены с более молодыми гранитами (79-77 млн. лет) и лейкогранитами (65-60 млн. лет) Шумненского комплекса.

**По времени формирования** трахиандезит-монцонитовые ассоциации обоих районов близки. Тем не менее, приведенные выше данные изотопного возраста фиксируют более древний возраст





**Рис.** Геологические схемы районов: а – Комсомольского, б – Кавалеровского.

а. 1 – базальты неогеновые; 2 – эффузивы Силинского комплекса преимущественно андезиты, 3 – холдаминская толща, риолиты и их туфы: а – покровные, б – экструзивные; 4 – Чалбинский комплекс, граниты; 5-7 – Силинский комплекс: 5 – пироксеновые (монцо)граниты, 6 – гранодиориты-диориты, 7 – габбро; 8 – гранитоиды Пурильского комплекса; 9 – породы аккреционно-осадочного комплекса. 10, 11 – разломы. 10 – главные (глубинные): 1 – Холдаминский, 2 – Кур-Мяочанский, 3 – Эльга-Гориканский, 4 – Лево-Хурмулинский, 5 – Силинский, 6 – Сектахский, 7 – Курмиджа-Пурильский, 8 – Хурмулинский; 11 – прочие; 12 – рудоконтролирующие структуры; 13. а – интрузивные массивы: 1 – Пурильский, 2 – Силинский, 3 – Чалбинский; б – месторождения.

б. 1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – палеоцен-эоценовые гранит-порфиры; 3 – риолиты, дациты (а) андезито-дациты (б) и их туфы; 4 – граниты и лейкограниты Шумнинского комплекса; 5-6 – Угловской комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация; 7 – интрузивы группы Соболиной; 8-9 – трахиандезит-монцонитовый (Березовско-Арагатский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский; 11 – месторождения: а – олова; б – золота. Цифры в кружках – интрузивные массивы: 1 – Березовский, 2 – Арагатский, 3 – Шумнинский.

ассоциации Кавалеровского рудного района. Это объясняет указанные выше различия структурных позиций. Предполагается, что в Кавалеровском районе заложение очага трахиандезитовых расплавов происходило на начальной стадии или до формирования субширотной зоны растяжения, а в Комсомольском – на более высокой стадии её эволюции.

**По геохимическим признакам** при общей близости исследуемых трахиандезит-монцонитовых ассоциаций установлены их существенные различия. На диаграммах петрохимической классификации, использующих в качестве индекса дифференциации оксид кремния, а дискриминационного признака – суммарное содержание и соотношение оксидов щелочей, породы Силинского комплекса определяются как кали-натровые, нормальной или слабо пониженной щелочности, известковой или известково-щелочной серии; породы Березовско-Арагатского комплекса: более калиевые в сравнении с силинскими, повышенной щелочности, известково-щелочной или даже щелочной серии. Между тем, по составу биотитов более высокую щелочность можно предполагать для монцонитоидов Комсомольского района. По соотношению редких щелочей – Rb-Sr-Ba – первые могут определяться как бариевые, с повышенным содержанием Rb, а вторые –

барий-стронциевые. При этом, на диаграмме Ba-Sr точки монцонитоидов Комсомольского района сгруппированы вдоль линии MN, разделяющей поля пород толеитовой и орогенной андезитовой серий, а монцонитоидов Кавалеровского района – вблизи линии KL, разделяющей поля андезитовой и латитовой серий. На диаграмме Rb – Sr тренд эволюции Силинского комплекса (Комсомольский район) позволяет предполагать ведущую роль плавления субстрата на раннем этапе и кристаллизационную дифференциацию – на позднем. Для Березовско-Арагатского комплекса (Кавалеровский район) роль кристаллизационной дифференциации могла быть менее значимой. Породы сравниваемых ассоциаций характеризуются аналогичными содержаниями и трендами распределения РЗЭ, фиксирующими преобладание элементов Се группы. Однако дифференцированность их по этому признаку различна: отношение  $La_N/Yb_N$  в последовательных интрузивных фазах – диорит-гранодиорит-гранит – Силинского комплекса изменяется от 5,5 до 12,5, а Березовско-Арагатского – от 7,2 до 10,5. В первых более значителен Eu минимум а тренд тяжелых элементов имеет пилообразную форму, что может свидетельствовать о серицитизации пород, которая обычно сопровождает их турмалинизацию. Из других геохимических признаков отметим более высокое содержание Sn в монцонитоидах Комсомольского района (диаграммы Sn – Rb/Sr и Sn – Ti), по которому они превосходят даже глинистые сланцы [4]. Это, в совокупности с более низкими в сравнении с монцонитоидами Кавалеровского района щелочностью и окисленностью, повышенной калиевостью и обогащенностью бором, фиксирует факторы, определившие высокую рудогенерирующую способность магматического очага Силинского комплекса. Таким образом, из двух рассмотренных трахиандезит-монцонитовых ассоциаций эталоном «оловоносной» может быть только ассоциация Комсомольского рудного района.

Исследование выполнялось при поддержке Президиума ДВО РАН. Проекты: № 12-ША-08-148; 14-ШВ-08-183.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток. Дальнаука. 2002. 207 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Ред. А.И.Ханчук. Владивосток, Дальнаука. 2006. 572 с
3. 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. 383 с
4. Lehmann V. Metallogeny of Tin. Berlin, 1990. 211p.

### ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНОГО МАГМАТИЗМА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН ХИНГАНО-ОХОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Гореликова Н.В.<sup>1</sup>, Чижова И.А.<sup>1</sup>., Дербекко И.М.<sup>2</sup>., Гоневчук В.Г.<sup>3</sup>, Бычкова Я.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, ngor@igem.ru, tchijova@igem.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и природопользования ДВО РАН  
г. Благовещенск, derbeko@mail.ru

<sup>3</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, gonevchuk@fegi.ru

В работе на основании петро- и геохимических данных с помощью логико-информационного метода проводится сравнительный анализ магматических систем трех зон Хингано-Охотского вулканического пояса с целью выяснения источников генерируемых магм и геодинамических условий их формирования.

Эзоп-Ямалинская вулканоплутоническая зона сложена лаво-пирокластическими покровами, в строении которых выделяется два горизонта: преимущественно дацит-риолитовый и преимущественно риолитовый. В пределах зоны широко развиты комагматичные вулканитам интрузии

гранит-лейкогранитового состава. Все образования относятся к высококальциевой известково-щелочной серии с преобладающей известковистой составляющей, перглиноземистые. Почти все гранитоиды попадают в поле пород S-типа со смещением к полю гранитов I-типа. На графиках распределения REE установлено незначительное преобладание LREE над HREE, с выраженной отрицательной Eu-аномалией  $(Eu/Eu^*)_n = 0,1-0,5$  и  $(La/Yb)_n = 4,5-9,2$ . Породы умеренно обогащены (в г/т) Rb=84-268, Ba=240-881, Th=10,5-17,9, Y=18,9-57, REE, при деплетировании Nb=5-12, Ta=0,5-1,2, Sr=70-303, Ti=400-2800. Геохронологические определения времени формирования пород данной зоны составляют 95 – 90 млн. лет [2].

Баджальская вулканическая зона сформировалась в раннемеловое время на западной окраине Баджальского террейна юрской аккреционной призмы вблизи его контакта с Буреинским массивом. В основании аккреционного комплекса залегают блоки метаморфических пород. Магматические породы зоны представлены четырьмя вулкано-плутоническими комплексами – Даянским ( $K_1$ ), Лакским ( $K_{1,2}$ ), Баджальским и Силинским ( $K_{1,2}$ ) [1]. В работе рассматривается оловоносный Баджальский магматический комплекс.

Баджальский комплекс в вулканической фации (105-95 млн. лет) объединяет покровные и экзотрузивные тела риолитов и дацитов. Интрузивная фация комплекса (96-90 млн. лет) представлена гранитами Урмийского криптобатолита ( $\geq 10$  тыс. км<sup>2</sup>), куполами которого являются вскрытые на дневной поверхности массивы. Среди них выделены: порфириовидные и равномернозернистые биотитовые (преобладающая разность) и мелкозернистые лейкократовые граниты, образующие дайки и штоки. Порфириовидные граниты ( $SiO_2$  ок. 74 %; A/CNK = 0,95 – 1,05) относятся к породам S – типа и относительно обогащены компонентами мафических магм - тугоплавкими и сидерофильными элементами, а также Ba, Sr, Zn и обеднены Rb, Nb. Соотношение La/Yb–Yb характеризует граниты как внутрикоровые образования. Не противоречат этому результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем –  $^{87}Sr/^{86}Sr_r = 0,7180-0,7080$ ;  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,1386-0,123$ . Породы Баджальского комплекса однородны по величинам начальных отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$ . Рассчитанные на возраст 95 млн. лет значения этих отношений лежат в относительно узком интервале:  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,7069 до 0,7085 и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  от 0,51246 до 0,51248 (или  $\epsilon_{Nd}(T) = -2,7 - -2,2$ ). В целом, начальные Sr-Nd характеристики гранитов, а также рассчитанные величины модельных возрастов ( $T_{(DM)} = 1,1-1,4$  млрд. лет) для протолита свидетельствуют о ведущей роли вещества протерозойской континентальной коры в петрогенезисе Баджальского комплекса

По комплексу геохимических и изотопных данных Баджальская зона характеризуется смешанным мантийно-коровым источником магм.

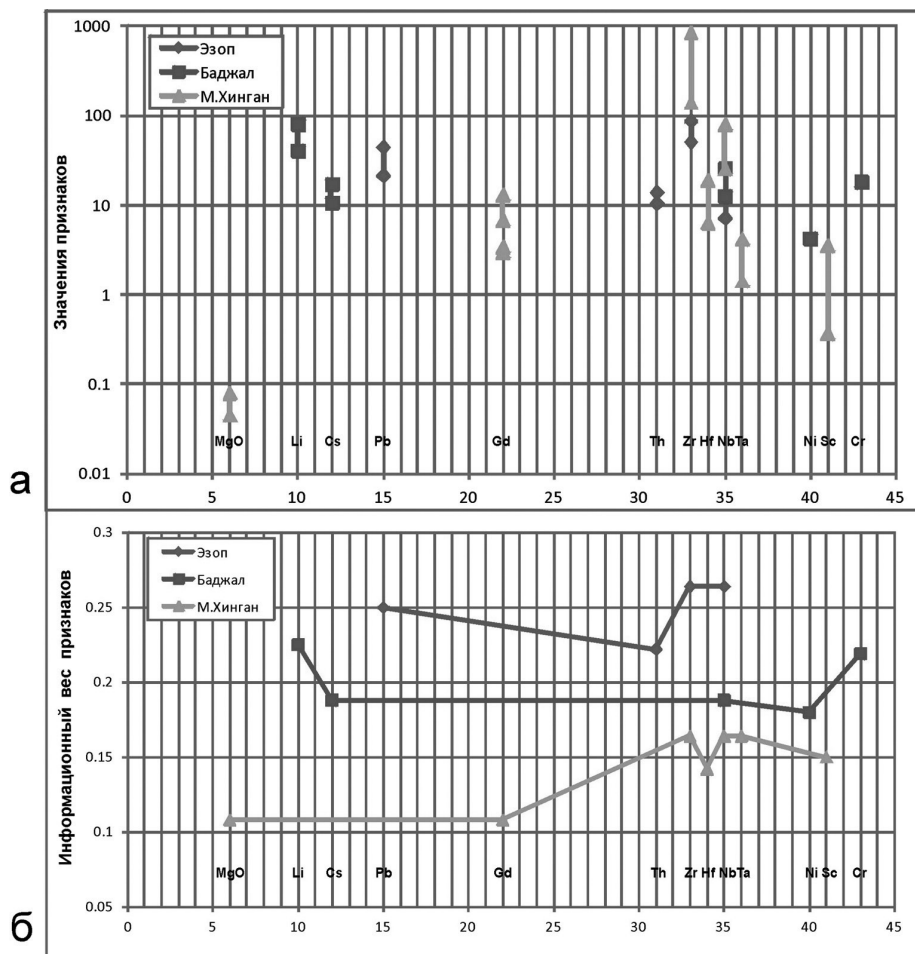
Хингано-Олонойская вулкано-плутоническая зона представлена покровами, риодацитов, трахириолитов, трахидацитов, щелочных трахидацитов солонечного комплекса и их плутоническими комагматами. Это породы высококальциевой известково-щелочной серии с весьма низкой магниезальностью, которые образуют непрерывный антидромный ряд: от кислых-ультракислых разностей до умеренно-щелочных и щелочных. Изменяются и их геохимические характеристики. При начальных значениях  $(Eu/Eu^*)_n = 0,02-0,12$ ,  $(La/Yb)_n = 2,6-16,4$ , низких содержаниях (в г/т) Ba, Sr, Ti и обогащении Rb (146-320), Th (8,5-25,0), Nb (37-72), Hf (6-11), Zr (230-270) в породах комплекса на завершающей стадии эти значения соответствуют:  $(Eu/Eu^*)_n = 0,73-0,84$ ,  $(La/Yb)_n = 4,3-4,6$ ; (в г/т) Ba (до 1740), Zr (до 661), Nb (70-80), Hf (18-19), Rb (134-139). Почти все микроэлементы (кроме Ba и Sr) превышают таковые содержания в верхней континентальной коре. Геохронологические определения времени формирования пород солонечного вулкано-плутонического комплекса составляет 101 – 99 млн. лет [3].

Для математической обработки отобраны образцы магматических пород из различных комплексов Хингано-Охотского пояса. База данных представлена 51 анализом магматических пород, проанализированных на 45 элементов химическим, рентгено-спектральным и ICP-MS методами.

В работе применен оригинальный метод распознавания образов, основанный на принципе общности свойств и анализе вариационных рядов объектов [4]. Процедура математической обработки аналитических данных, разбитых на классы (группы), является многоступенчатой и состоит в следующем.

Вначале определяется общий диапазон изменения первичных значений признаков по всей выборке, в пределах которого для каждого класса установлен интервал-индикатор (на рис. 1а изображен отрезками соответствующего цвета), который является информативным для описания этого класса и отличает его от других классов. Как видно на рис. 1а, интервалы-индикаторы значений признаков (компонентов) для трех групп объектов не перекрываются, что дает возможность выявить существенные различия между группами. На основании вычисления информационных (разделяющих) весов признаков (элементов), описывающих исследуемые объекты (пробы), выявлена степень информативности каждого признака (рис. 1б). Далее проводится вычисление значений функций принадлежности объектов анализируемым классам (группам) – веса объекта - как суммы весов всех имеющихся на объекте информативных признаков (компонентов), который является интегральной характеристикой каждого объекта из класса, выделенного по составу данной породы. И на основании полученных оценок (весов объектов) принимается решение о сходстве или различии изучаемых объектов, т.е. проводится идентификация проб внутри каждого класса. Метод позволяет классифицировать каждую пробу и определить ее вероятную генетическую принадлежность к тому или иному классу.

На рис. 1а видна различная степень контрастности изменчивости признаков для разных компонентов и разных зон. Установлено, что для Эзоп-Ямальной зоны индикаторными являются Pb, Th, Zr, Nb, для Баджалской зоны – Li, Cs, Nb, Ni, Cr, а для Хинганской вулканической зоны – MgO, Gd, Zr, Hf, Nb, Ta, Sc.



**Рис. 1.** Интервалы-индикаторы значений признаков (компонентов) (а) и их информационные веса (б) для вулканических зон Хингано-Охотского пояса.

Результаты математической обработки свидетельствуют о том, что выборки Эзоп-Ямалинской, Хинганской и Баджальской зон образуют компактные однородные группы, что позволяет безошибочно идентифицировать изучаемые эталонные объекты.

На основании проведенного сравнительного анализа магматических комплексов вулканических зон можно сделать предварительный вывод о различных источниках, продуцирующих оловоносные магмы в пределах рудных зон Хингано-Охотского вулканогенного пояса, о чем свидетельствуют выявленные индикаторные элементы. Это может указывать на различные геодинамические обстановки, в которых сформировались оловоносные зоны. Но решение этого вопроса является дальнейшей задачей проводимых исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-12043-офи-м).

## ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток. ДАПльнаука. 2002. 295 с.

2. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулканоплутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады АН. 2008. Т.419. №1. С.95-99.

3. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2004. №2. С. 52-62.

4. Чижова И.А. Логико-информационное моделирование при прогнозно-металлогеническом анализе перспективных площадей // Труды Учреждения Российской академии наук Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН: новая серия / Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. – М., 1995. Вып. 4: Современные проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 59-84. ISBN 978-5-88918-019-7.

## КЛАССИФИКАЦИЯ А-ГРАНИТОВ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Гребенников А.В.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

<sup>2</sup> *Дальневосточный федеральный университет  
г. Владивосток, greandr@hotmail.com*

Представленный материал посвящен анализу вещественных характеристик и происхождения одного из самых загадочных типов магматических образований, которые на основе своего безводного (от английского Anhydrous), щелочного (Alkaline) и глиноземистого (Aluminous) состава, а также, в силу их проявления в различных геодинамических обстановках: анорогенных (Anorogenic), атлантических (Atlantic, Harker, 1909), After (в смысле постколлизийных, Liegeois, 1998), и, в результате, заслуживших еще один термин – «двусмысленные» (Ambiguous) получили название А-«гранитоиды».

Введение термина А-граниты приписывается М.С. Loiselle и D.R. Wones, которые на конференции Геологической службы США в 1979 г. так охарактеризовали анорогенные граниты, выявленные в рифтовых зонах и стабильных блоках земной коры, кристаллизовавшиеся при низкой фугитивности H<sub>2</sub>O и O<sub>2</sub> расплавов, а также высоком отношении HF/H<sub>2</sub>O. С тех пор, проблеме их образования посвящено огромное количество публикаций в том числе: Collins et al. (1982), Clemens et al. (1986), Whalen et al. (1987), Sylvester (1989), Rogers and Greenberg (1990), Eby (1990, 1992), Nelson, 1992; Poitrasson et al. (1995), von Blanckenburg and Davies (1995), Hong et al. (1996), Wickham et al. (1996), Bonin et al. (1998), Liegeois et al. (1998), Xu et al. (1998), King et al. (2001), Frost et al. (2001), McReath et al. (2002), Bonin (2007), Dall'Agno and Olivera (2007), Frost C.D. and Frost B.R. (2011), Verma et al, (2013), Moreno et al. (2014) и многие другие. Анализируя эти работы, попытаемся, выделить основные особенности А-гранитоидов. Их ассоциации закартированы

на всех континентах (включая Антарктиду), а время образования варьирует от неогархея (около 2,7 млрд. лет) до кайнозоя (<10 млн. лет). В основном их классифицируют как кварцевые сиениты, умеренноглиноземистые и агпаитовые граниты, а вулканические аналоги – как витрофировые риолиты, комендиты и пантеллериты. Для них характерен щелочно-известковый до щелочного, железистый валовый состав, высокие концентрации крупноионных литофильных, высокочargedных (прежде всего Nb, Ga и Y) и редкоземельных элементов (за исключением Eu) и низкие содержания Sr, Sc, V при обилие галогенов. А-граниты очень легко выявить на основе минерального состава: присутствия железистых силикатов (феррогеденбергита, ферргастингсита, файялита и аннита) или характерных для агпаитовых разновидностей эгирина, арфведсонита и рибекита, а также пертитового полевого шпата. Поскольку граниты А-типа отмечены в ассоциации с основными изверженными породами и на континентах, и на океаническом дне, их происхождение связывают с мантийными производными щелочных расплавов. Изотопные соотношения также указывают на присутствие в них мантийных меток. Они характеризуются высоким металлогеническим потенциалом. Помимо F, Y, Zr и группы редкоземельных элементов, А-гранитоиды известны и как источник Sn, а также W, Ta, Nb и Be. Что же касается геодинамических условий их проявления, то они отмечены в самых различных обстановках – от внутриплитных до границ скольжения плит. Зачастую А-граниты и риолиты ассоциируются с мантийным плюмом, такие как файялитовые риолиты Йеллоустона; встречаются в областях континентального рифтогенеза – например, гранитные комплексы Африки, Южной Америки и северо-восточной части США; связаны с комплексами, установленными в зонах крупно-масштабных континентальных растяжений (провинция Бассейнов и Хребтов на западной окраине США); а также характерны для постколлизиионных обстановок (Ю-З и В окраина Сибирского кратона, Енисейский кряж, Верхояно-Колымская складчатая область).

К сожалению, не смотря на столь пристальное внимание к петрологии, геохронологии, геохимии и металлогении А-гранитов, ученые приходят к неутешительному выводу о том, что большинство поставленных вопросов о четком определении отличительных признаков этих «загадочных» образований остаются все же не решенными. Более того, существующие классификационные схемы настолько сложны и противоречивы, что применение их для той или иной конкретной цели – весьма затруднительная задача (см. напр. *Lithos* 151, 2012).

Достаточно длительное время (а зачастую и сегодня), критерием выделения А-гранитоидов служило соответствие геохимических составов полям внутриплитных гранитоидов (WPG) на диаграммах J.A Pearce с соавторами [5]. Учитывая высокие содержания суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), а точнее агпаитовый характер этих расплавов ( $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$ ), J. Maeda (1990) была предложена новая классификационная диаграмма для разделения I-, S- и А-типов. Необходимо заметить, что упомянутые классификации, во многом дополняя друг друга, достаточно четко разделяют кислые магматические породы, имеющие «прямое» мантийное происхождение – такие, как щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты) – от коровых расплавов (I и S-тип). В то же время они не учитывают всего многообразия этих уникальных производных магматических расплавов. Так составы высокоглиноземистых А-гранитов, представленных рапакиви, и подобные им породы «корового» происхождения, обычно располагаются вблизи граничной области WPG-VAG (граниты вулканических дуг) [5] или области FG (фракционированных гранитов) [6], и, таким образом, не вполне соответствуют, принятому к тому времени определению А-типа. Во многом благодаря такому противоречию P.J. Sylvester (1989) предложил использовать термин «постколлизиионные» в качестве аналога А-гранитов, в связи с их большой распространенностью в различных типах коллизиионных обстановок. В 1992 г. G.N. Eby опубликовал, пожалуй наиболее цитируемую на данный момент, дискриминационную диаграмму основанную на содержаниях рассеянных элементов, и в частности, на отношениях Y/Nb [1]. Важно отметить, что предложенная диаграмма может быть использована только для пород, которые попадают в поля внутриплитных гранитоидов

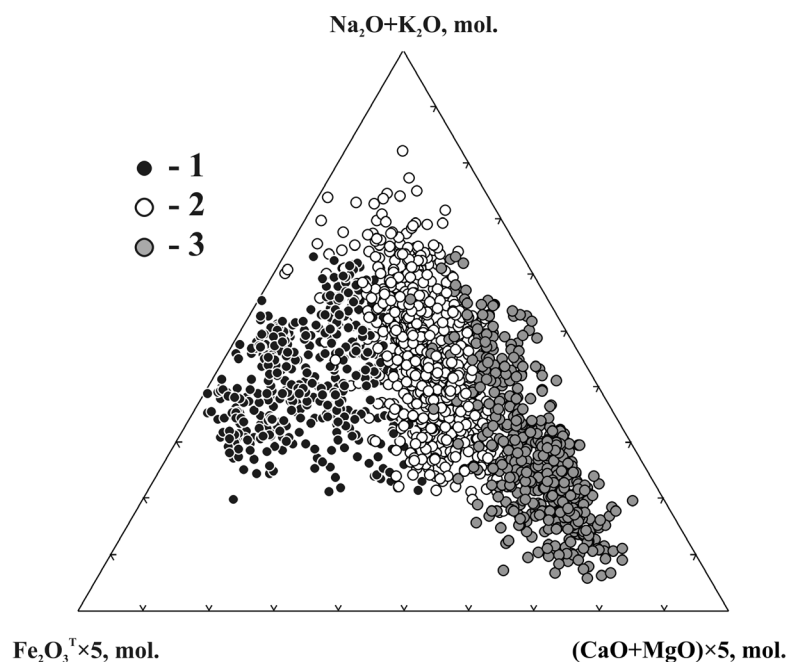
на схемах J.A. Pearce [5] и A-типов J.B. Whalen [6]. К сожалению, представленные Г.Н. Эби данные, которые несомненно сыграли очень важную роль на первых этапах, не разделяют A-граниты на две дискретные группы, а скорее иллюстрируют (как показал В. Bonin, 2007), «сопряженность полей постколлизийных и посторогенных и далее до внутриплитных гранитоидов», формируя облако неопределенности вдоль границы групп А-1 – А-2. Следовательно, при использовании данной диаграммы необходима большая осторожность, особенно в части выводов об источниках магматических расплавов.

Основываясь на опыте и существующих генетических схемах предыдущих исследователей (их насчитывалось к тому времени > 20), В.Р. Frost с соавторами предложил классификацию кислых магматических пород исходя из их петрохимического состава [3]. В этой систематике за основу были приняты три основных химических параметра: индекс железистости, позволяющий разделять магнезиальные (magnesian) и железистые (ferroan – собственно А-тип) гранитоиды; модифицированный щелочно-известковый индекс М. Пикока (MALI); и индекс насыщения глиноземом (ASI). Используя эти диаграммы, авторы не только выделили области распространения А-гранитов, но и разделили их впоследствии, на 8 геохимических групп, характеризующихся различным происхождением и направленностью эволюции гранитных серий.

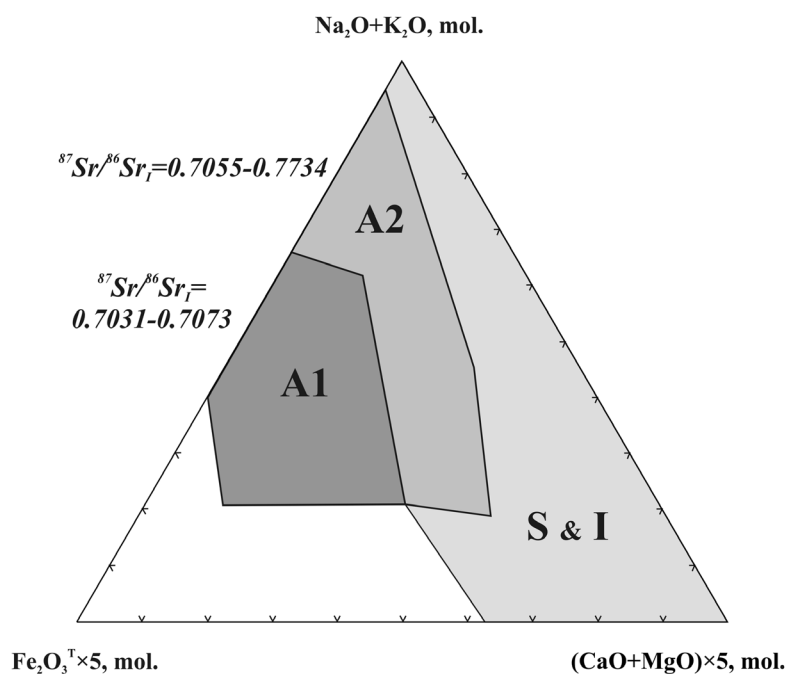
Вследствие распространенной интерпретации А-гранитоидов как производных расплавов «восстановленного типа», факту существования магнетитовых серий среди этих пород не уделялось достаточного внимания, поскольку в этом случае они скорее соответствовали известково-щелочным (орогенным) или I-гранитам. Однако, в 2007 г. бразильские ученые [2], изучая гранитоиды бассейна р. Амазонки, обнаружили, что породы, принадлежащие магнетитовой серии, имеют высокие коэффициенты железистости по валовому составу, биотиту и амфиболу, что предполагает кристаллизацию соответствующих расплавов в относительно восстановленных условиях. На этом основании они пришли к выводу, что магнетитовые и ильменитовые серии (в определении S. Ishihara) не всегда являются эквивалентами окисленных и восстановленных А-гранитоидов. Авторами вводится термин oxidized A-type, а их кристаллизация предполагается из магм с существенным содержанием воды ( $\geq 4$  вес.%), первичным источником которых могли быть кварц-полевошпатовые породы нижней коры. Уточняющий термин «окисленный А-тип» вносит еще большую неопределенность в понимание А-гранитоидов в целом, поскольку большинство классификаций, рассмотренных выше, не способны отличить подобные образования как от собственно А-гранитов, так и от орогенных известково-щелочных, и I-гранитов.

В попытке создать диаграмму, способную дискриминировать А-гранитоиды от остальных типов, автором использован альтернативный подход бытующему мнению о том, что специфические особенности магматических пород из-за незначительности различий в составе основных петрогенных оксидов для пород близкой кремнекислотности выявить невозможно. Однако и существующие классификации гранитных пород, основанные на учете концентраций рассеянных и редких элементов не способны однозначно диагностировать их в отношении источника и тектонической принадлежности (см., например [4]), поскольку рассеянные элементы в кислых расплавах (в отличие от базальтов) обычно являются некогерентными. Такие элементы, как РЗЭ, U, Th и Zr входят главным образом в состав аксессуарных минералов: апатита, циркона, сфена, ортита и монацита. Другие элементы, включая Nb и Y концентрируются в оксидах и амфиболах, и их содержания отражают историю кристаллизации и некоторые интенсивные параметры (фугитивность кислорода и воды) этого процесса. Коровая контаминация также обычно оказывает гораздо большее влияние на содержания рассеянных элементов в гранитных, нежели, более основных расплавах. Таким образом, выбор петрогенных элементов в качестве основы систематики вполне обоснован.

Основным петрохимическим параметром для А-гранитов, как было уже отмечено ранее, является их железистость. Не случайно, С.Д. Frost [4] отметила, что за 30 лет существования термин А-тип утратил первоначальное значение, а наиболее подходящее для этого типа магмати-



Diagrams were constructed on the basis more than of **2000 published chemical analyses** of A-, S-, and I-type acid magmatic rocks formed in different geodynamic settings



**Рис.** Диаграмма (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>×5 – (CaO+MgO)×5, мол. кол-ва.

Символами (1 – 3) обозначены типы гранитоидов и сопутствующих им вулканических пород. 1 – образованные во внутриокеанической системе или у дивергентных границ литосферных плит в «холодных» внутриконтинентальных рифтах (A1-тип); 2 – в пост- (поздне)коллизийной обстановке, а также в обстановке скольжения литосферных плит и на поздних стадиях развития «горячих» рифтогенных структур (A2-тип); 3 – проявленные в синколлизийных и надсубдукционных обстановках (S- и I-типов).

Поля разделены линиями с координатами (A1: 40,60,0; 66,34,0; 62,25,13; 21,39,40; 21,67,12. A2: 66,34,0; 95,5,0; 45,17,38; 19,27,54; 21,39,40; 62,25,13).



ческих пород название – “ferroan” (железистый), весьма точно характеризующее их сущность и основные отличительные черты. Очень низкие содержания других термофильных элементов Са и Mg, и высокие Na и К – еще одна специфическая черта А-гранитов. Закономерностями соотношения этих элементов в А-расплавах автор и руководствовался при построении предлагаемой диаграммы.

Для построения диаграмм были использованы опубликованные данные химического состава пород А-типа (в общей сложности более 1400 анализов, в том числе 185 – для «окисленных А-гранитов») из наиболее известных, в мировом масштабе, проявлений (в т.ч. учтенные в классификационных построениях [1, 3, 6]). Кроме этого, в базу данных были включены результаты около 600 химических анализов, представляющие составы гранитоидов S- и I-типов.

Вынесенные составы магматических пород образуют на представленной диаграмме три основных поля (рис.). Первые два поля (А1-А2) соответствуют кислым магматическим породам А-типа (в том числе и «окисленного» типа) различного возраста и геодинамических обстановок формирования. Они достаточно четко (с незначительным перекрытием, около 5 %) обособлены от прочих типов кислых магматических пород S- и I-типов.

Выделенные поля среди А-типов соответствуют петрогенетическим типам, возникшим в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм, при незначительных процессах ассимиляции (А1), и обусловленных значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры (А2). К использованию предлагаемой диаграммы для интерпретации геодинамических условий образования следует подходить крайне осторожно – в качестве использования ее как одного из инструментов всестороннего анализа полученной геологической и петролого-геохимической информации. Тем не менее, первый тип (А1), преимущественно образуется в условиях внутриплитного магматизма: во внутритрокеанической системе (океанические острова) или у дивергентных границ литосферных плит в «холодных» внутриконтинентальных рифтах. Второй (А2) – в пост- (поздне)коллизивной обстановке, а также в обстановке скольжения литосферных плит и на поздних стадиях развития «горячих» рифтогенных структур.

При интерпретации петрохимических данных необходимо учитывать ряд ограничений введенных автором при апробации данной диаграммы: использовать только кислые магматические породы с содержанием  $\text{SiO}_2 \geq 67$  мас.%; исключить породы подверженные значительным вторичным изменениям, представляющие вулканические стекла или фьямме, а также «экстремальные» разности ( $\text{SiO}_2 > 80\%$  мас.%) и продукты ликвации; для каждого комплекса магматических пород рекомендуется применять 95 % доверительный интервал, что поможет добиться максимальной достоверности при интерпретации результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-155.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. 20. P. 641-644.
2. Dall’Agnol R., Olivera D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. 93. P. 215-233.
3. Frost B.R. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. 2001. 42. P. 1771-1802.
4. Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *Journal of Petrology*. 2011. 52. P. 39-53.
5. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. 25. P. 956-983.
6. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. 95. P. 407-419.

# ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Формирование восточной окраины Евразии происходило под влиянием разновозрастных субдукционных событий. Для их реконструкции необходимо отчетливое понимание процессов происходящих в современных островодужных системах. Несмотря на огромное число геологических, геофизических, петрологических и экспериментальных исследований, эти процессы не до конца понятны. В настоящее время не вызывает сомнения преобладающая роль мантийного вещества в субдукционном магмогенезисе, хотя имеются геохимические свидетельства вовлечения в плавление погружающейся океанической коры. Недостаточно ясна роль субдукционного компонента, его состава и физическая природа. Такие вопросы можно решать на примере отдельных вулканических сооружений, которые развиваются поэтапно на протяжении многих тысяч и миллионов лет.

К таким вулканическим сооружениям относится один из наиболее крупных вулканических центров Среднего хребта Камчатки – Уксичан. В истории его развития выделяются два основных этапа: 1) плиоценовый, с формированием вулканических аппаратов центрального типа (стратовулкан, щитовой вулкан, кальдера-вулкан); 2) позднелайстоцен-голоценовый с площадными излияниями преимущественно основных лав, формированием небольших щитообразных вулканов и ареальных конусов. Таким образом, образование вулканического центра Уксичан охватывает временной диапазон становления современной островодужной системы Камчатки (~ 3,5 млн. лет).

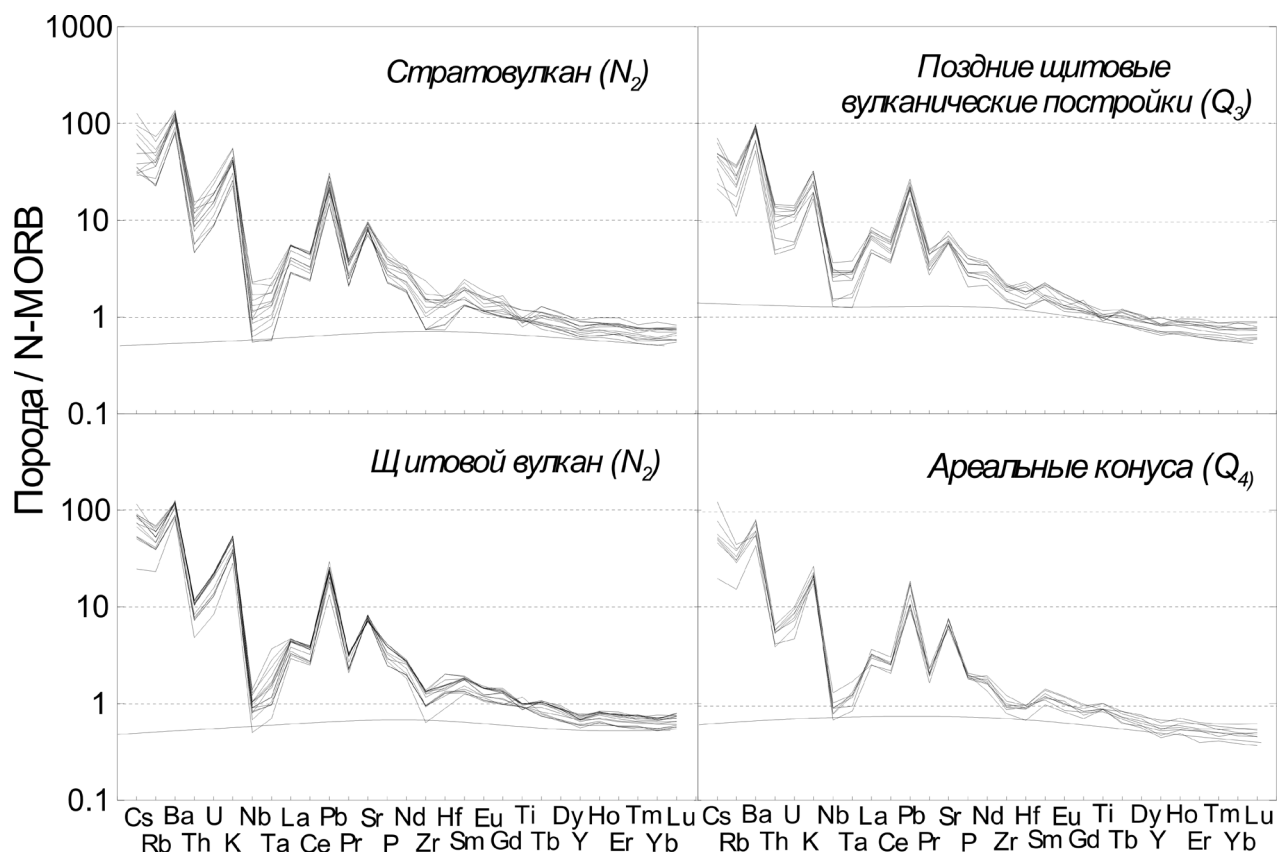


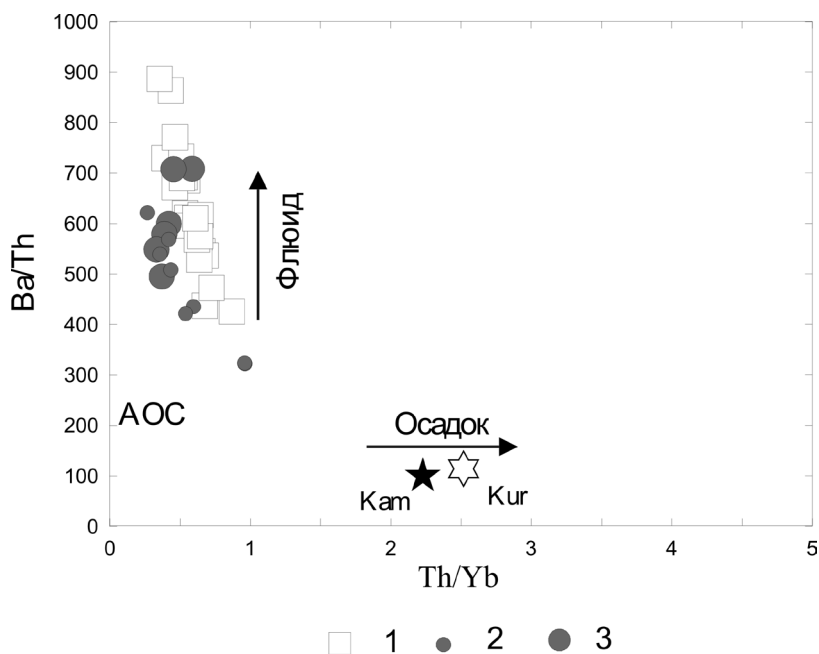
Рис. 1. Содержания некогерентных элементов в основных эффузивах вулканического центра Уксичан, нормализованные к MORB [7]. Линии соединяющие Nb, Ta, Hf, Zr, HREE позволяют оценить состав надсубдукционной мантии [5].

**Состав надсубдукционной мантии.** На многокомпонентных диаграммах разновозрастных базальтов и андезибазальтов центра Уксичан, линии, соединяющие концентрации высоконекогерентных и «консервативных» по отношению к флюидной фазе элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Dy, Y, Ho, Er, Tm, Yb), позволяют оценить степень деплетации надсубдукционной мантии [5]. Для плиоценовых лав реконструируется источник значительно более деплетированный чем N-MORB (рис. 1), с нормализованными концентрациями консервативных элементов значительно  $< 1$ . Происхождение позднеплейстоцен-голоценовых базальтов связано с плавлением сравнительно обогащенного субстрата, близкого по составу (поздние щитообразные вулканические постройки) или незначительно деплетированного (ареальные конуса), по сравнению с N-MORB. Это подтверждают и отношения высоконекогерентных элементов (Nb/Ta, Nb/Yb и Zr/Hf), указывающие на более деплетированный состав плавящегося вещества плиоценовых вулканитов.

**Субдукционный компонент.** Согласно изотопно-геохимическим данным, основную роль в магмогенезисе разновозрастных лав центра Уксичан играл низкотемпературный водный флюид. Небольшое количество расплава и/или надкритического флюида, способного транспортировать большинство некогерентных элементов, включая HFSE и LREE [5], реконструируется для плиоценовых вулканитов, что свидетельствует о более высоких температурах преобразования субдукционного осадочного материала (рис. 2). В позднеплейстоцен-голоцене температура на поверхности океанической плиты под вулканическим фронтом была более низкая, вследствие чего субдукционный компонент представлен исключительно низкотемпературным водным флюидом (рис. 2), деплетированным в отношении большинства микроэлементов за исключением флюидомобильных (Ba, U, Pb, Cs).

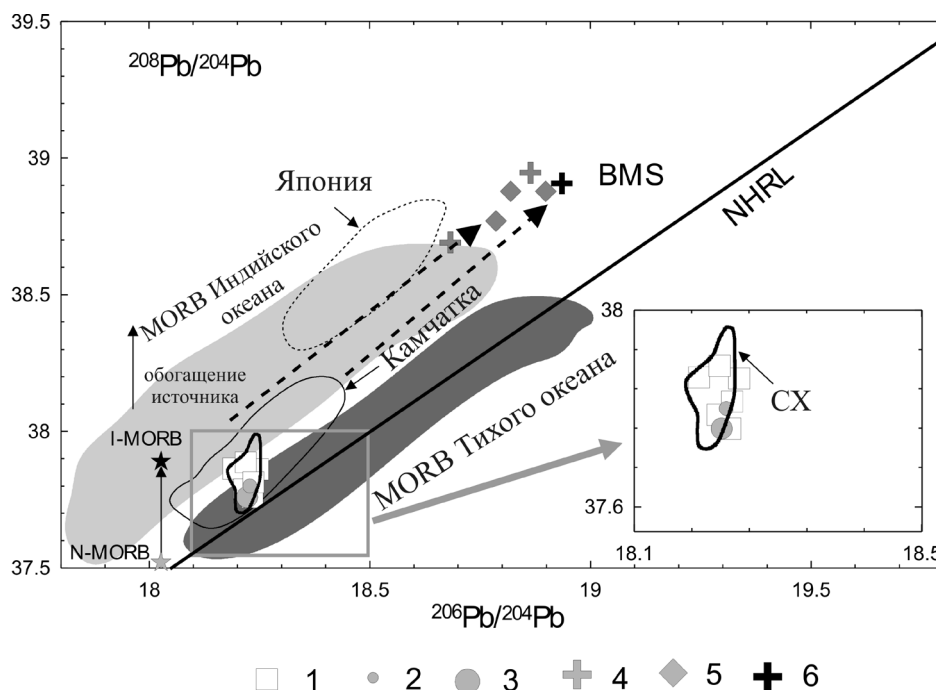
Повышенная калиевая щелочность плиоценовых вулканитов центра Уксичан не сопровождается повышенными концентрациями натрия и титана. Хотя валовый коэффициент распределения этих двух элементов несколько выше ( $\sim 0,2$ ) [4], чем для  $K_2O$  ( $\sim 0,01$ ) [3], при относительно высокой степени парциального плавления все три элемента должны вести себя сходным образом. Для объяснения происхождения высококалиевых магм стратовулкана и щитового вулкана ( $N_2$ ) следует предполагать присутствие флогопита в магматическом источнике, отличающегося значительно более высокими концентрациями калия по сравнению с натрием и титаном.

**Изотопные компоненты.** Субвертикальный тренд пород Срединного хребта на диаграмме  $^{206}Pb/^{204}Pb - ^{208}Pb/^{204}Pb$  (рис. 3) свидетельствует о вовлечении в магмогенезис изотопного компонента, дополнительного к N-MORB и океаническому осадку. С геологической и геохимической



**Рис. 2.** Диаграмма Ba/Th – Th/Yb для оценки роли субдукционных компонентов в магмогенезисе основных вулканического центра Уксичан ( $N_2$ - $Q_{3-4}$ ). Условные обозначения: 1 – породы вулкана Уксичан ( $N_2$ ), 2 – породы поздних щитообразных вулканических построек ( $Q_3$ ), 3 – породы ареальных конусов ( $Q_4$ ). На рисунке также показаны измененная океаническая кора (АОС), средние составы осадков, субдуцирующих под Курильский (Kur) и Камчатский (Kam) сегменты островной дуги по данным литературных источников.

точек зрения в качестве обогащенного источника логично рассматривать MORB Индийского океана. Действительно, важной особенностью Курило-Камчатской островной дуги является ее расположение вблизи границы двух мантийных доменов Земли – MORB Тихого и Индийского океанов, проходящей по Курило-Камчатскому глубоководному желобу [1]. Разделенные холодной субдуцирующей плитой эти два типа MORB могут взаимодействовать между собой только при ее разрушении. Модель разрыва олигоцен – миоценовой субдукционной пластины под Камчаткой, с формированием «субдукционных окон», впервые была предложена А.И. Ханчуком [2]. Позже М.В. Портнягин с соавторами [6] использовали изотопные отношения стронция в качестве доказательства подобной модели, на примере четвертичных базальтов северного сегмента Камчатской дуги. Аналогичный механизм непротиворечиво объясняет и особенности вариаций изотопного состава магм в Срединном хребте Камчатки, в целом, и центра Уксичан, в частности (рис. 3).



**Рис. 3.** Изотопные отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в разновозрастных базальтах вулканического центра Уксичан. На врезке – более крупный масштаб.

Условные обозначения: 1 – ВК-базальты и андезибазальты вулкана Уксичан ( $N_2$ ); 2 – базальты поздних щитообразных вулканических построек ( $Q_3$ ); 3 – Mg-базальты ареальных конусов ( $Q_4$ ); 4, 5 – средний состав субдукционного осадка Марианской (4) и Курило-Камчатской (5) островных дуг; 6 – валовый состав океанического осадка BMS. NHRL – линия средних составов базальтов северного полушария. Линиями оконтурены поля составов четвертичных пород Камчатки (сплошная линия) и Японии (пунктир), плиоцен-четвертичных лав Срединного хребта (красная линия). Светлосерое поле – MORB Индийского океана, серое – MORB Тихого океана. Пунктирные стрелки – теоретические линии смещения мантийных выплавки и осадочного материала. По данным литературных источников.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю., Рыбин А.В., Катакузи М. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: изотопные исследования мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. том 20. № 1. С. 102–110.
2. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.
3. Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion on niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth and Planet Science Letter. 1993. V. 120. P. 111-134.

4. Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: (Morgan J.P., Blackman D.K., Sinton J.M. eds.) *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges*. AGU. Washington. 1992. P. 183-280.

5. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: implication for nature and distributions of subducted components // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G3)*. 2005. V.6. doi:10.1029/2004GC000895.

6. Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schönberg D. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. V. 33. N 1. P. 25–28.

7. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders and M.J. Norry (eds.) // *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. 1989. P. 313-345.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ ОБСТАНОВКИ В ПРЕДЕЛАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕКТОРА ТИХООКЕАНСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

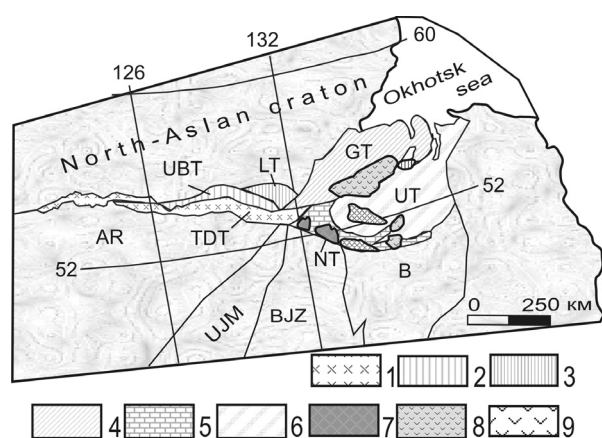
Дербек И.М.<sup>1</sup>, Чугаев А.В.<sup>2</sup>, Бортников Н.С.<sup>2</sup>, Олейникова Т.И.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геологии и природопользования ДВО РАН  
г. Благовещенск, derbeko@mail.ru*

<sup>2</sup> *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, vassachav@mail.ru*

На территории восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) известно несколько вулканических зон позднемезозойского времени формирования [2]: Унериканская, Селитканская, Эзоп-Ямалинская (рис. 1). Провести корректное сопоставление магматических пород этих зон было невозможно из-за отсутствия для них прецизионных данных по вещественному составу и геохронологических датировок. Изучение петрографических, геохимических и изотопно-геохимических характеристик и последующее их сопоставление, представляет несомненный интерес не только с точки зрения понимания петрогенезиса самих пород, но дает возможность лучше понять особенности эволюции магматизма и тектонических событий МООП в целом. Результаты, полученные в последние годы исследования этого региона [3-7], показали: вулканоплутонические комплексы данных зон имеют четкую возрастную последовательность (поздняя юра – 120; 105-101; 95-90 млн. лет) и территориальную принадлежность.

Эзоп-Ямалинская и Селитканская зоны уже рассматривались в литературе [3-5], тогда как Унериканская зона (строение, вещественный состав, возраст пород) является наименее изученным объектом. Её магматические образования выделялись как эзопский комплекс Хингано-Охотского вулканогенного пояса. Их относили к бурундинскому комплексу Умлекано-Огоджинского пояса; включали в разрез Селитканской вулканоструктуры или описывали как самостоятельный ареал. В докладе рассматриваются результаты геохимического и изотопно-геохимического исследо-



**Рис. 1.** Структурно-тектоническая схема восточного звена Монголо-Охотского пояса и его обрамления. Террейны: 1 – Тукурингра-Джагдинский, 2 – Унья-Бомский, 3 – Ланский, 4 – Галамский, 5 – Ниланский, 6 – Ульбанский; Аргунский (AR), Южномонгольско-Хинганский (UJM), Буряя-Цзямусинский (BJZ), Баджальский (B). Вулканоплутонические зоны: 7 – Унериканская, 8 – Селитканская, 9 – Эзоп-Ямалинская.

ваний магматических пород Унериканской зоны, на основании которых сделаны предположения о геодинамической обстановке их формирования.

**Унериканская вулканоплутоническая зона** расположена вдоль южной границы восточного звена МООП. Зона представлена двумя вулканическими полями площадью 200 и 600 км<sup>2</sup> северо-восточного простираия, которые перекрывают палеозойские вулканогенно-кремнистые и среднеюрские терригенные образования Ниланского террейна (рис. 1). Ее слагают породы унериканского комплекса, представленного покровной (мощность 600 м), жерловой и субвулканической фациями [1]. Основание покровной фации сложено грубыми вулканогенно-осадочными породами, которые выше по разрезу сменяются алевропелитовыми, псаммитовыми, крупнообломочными литовитрокластическими туфами и лавами кислого состава: риолиты, риодациты, дациты, трахидациты, трахириолиты. Ранее [1] в состав верхней части разреза включались вулканогенно-осадочные образования андезитового состава, но по данным [6], эти вулканиды имеют возраст 102 млн. лет, что соответствует возрасту пород Селитканской вулканоструктуры. Вещественный состав субвулканических образований сопоставим составу пород покровной фации.

**Петро- и геохимическая характеристики.** Вулканиды унериканского комплекса это высококремнеземистые, низкощелочные, высококалийевые образования известково-щелочной серии, при преобладающей известковистой составляющей. Породы пересыщены глиноземом и обеднены титаном –  $TiO_2=0,01-0,6$  мас.%. Графики REE (рис. 2а) характеризуются слабо выраженной Eu аномалией:  $(Eu/Eu^*)_n=0,52-0,70$  и преобладанием LREE при  $(La/Yb)_n=11,42-13,57$ . Содержания лантаноидов приближены, но не превышают, содержания таковых в базальтах океанических островов (рис. 2а). Для пород комплекса установлены пониженные содержания (в г/т) Nb (7,47-9,25), Ta (0,64-1,19), Sr (52-220), Zr (52-178), Ti (50-3000), Y (12-18), Yb (0,41-1,83) и транзитных элементов: Ni – 8-11, Co – 0,8-8, Cr – 34-185, V – 3-35.

**Sr-Nd изотопно-геохимические характеристики.** Rb-Sr и Sm-Nd исследования проведены по двум образцам: риодацит и трахириолит. Для них получены величины  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{147}Sm/^{144}Nd$  отношений, равные соответственно 2,1 и 6,3, и 0,116 и 0,138, что типично для магматических пород кислого состава. Риодацит и трахириолит по своим начальным Sr-Nd изотопным характеристикам, рассчитанным на возраст унериканского комплекса ( $T=120$  млн. лет [7]), оказались близки. Значения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  равны соответственно 0,7074 и 0,7066, а величины  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0=0,51229$  и 0,51230 (или в относительных единицах  $\epsilon_{Nd(T)}=-3,8$  и  $-3,5$ ). Sr-Nd характеристики для пород унериканского комплекса показали, что в их петрогенезисе ведущая роль принадлежала источнику вещества корового типа. С учетом Sm-Nd модельных возрастов ( $T_{(DM2)}\sim 1,2$  млрд. лет), рассчитанных согласно двустадийной модели эволюции Nd в земной коре, вероятным протолитом, в результате плавления которого и были образованы материнские расплавы, являлась континентальная кора неопротерозойского возраста.

**Обсуждение результатов.** При пересчете составов пород к примитивной мантии, установлено, что андезиты, относимые к верхам разреза унериканского комплекса, аналогичны андезитам Селитканской вулканоплутонической зоны (рис. 2в) с возрастом пород 105-101 млн. лет [5]. Кислые разновидности присутствуют во всех вулканических зонах восточного окончания Монголо-Охотского пояса. При пересчете составов этих образований к составу верхней континентальной коры (рис. 2б) устанавливаются четкие Ta-Nb и Sr минимумы и максимумы Ba. При этом в них отмечается изменение содержания ряда элементов в направлении от более древних к более молодым: увеличение содержания Rb, Th, Ba и понижение концентраций Sr. Эти отличия могут указывать на угасание субдукционной активности в мелу вдоль восточной окраины МООП. Такая закономерность касается только пород двух зон: Селитканской и Эзоп-Ямалинской. Характеристики образований Унериканской зоны, хоть и укладываются в эту схему, но более индивидуальны (рис. 2б).

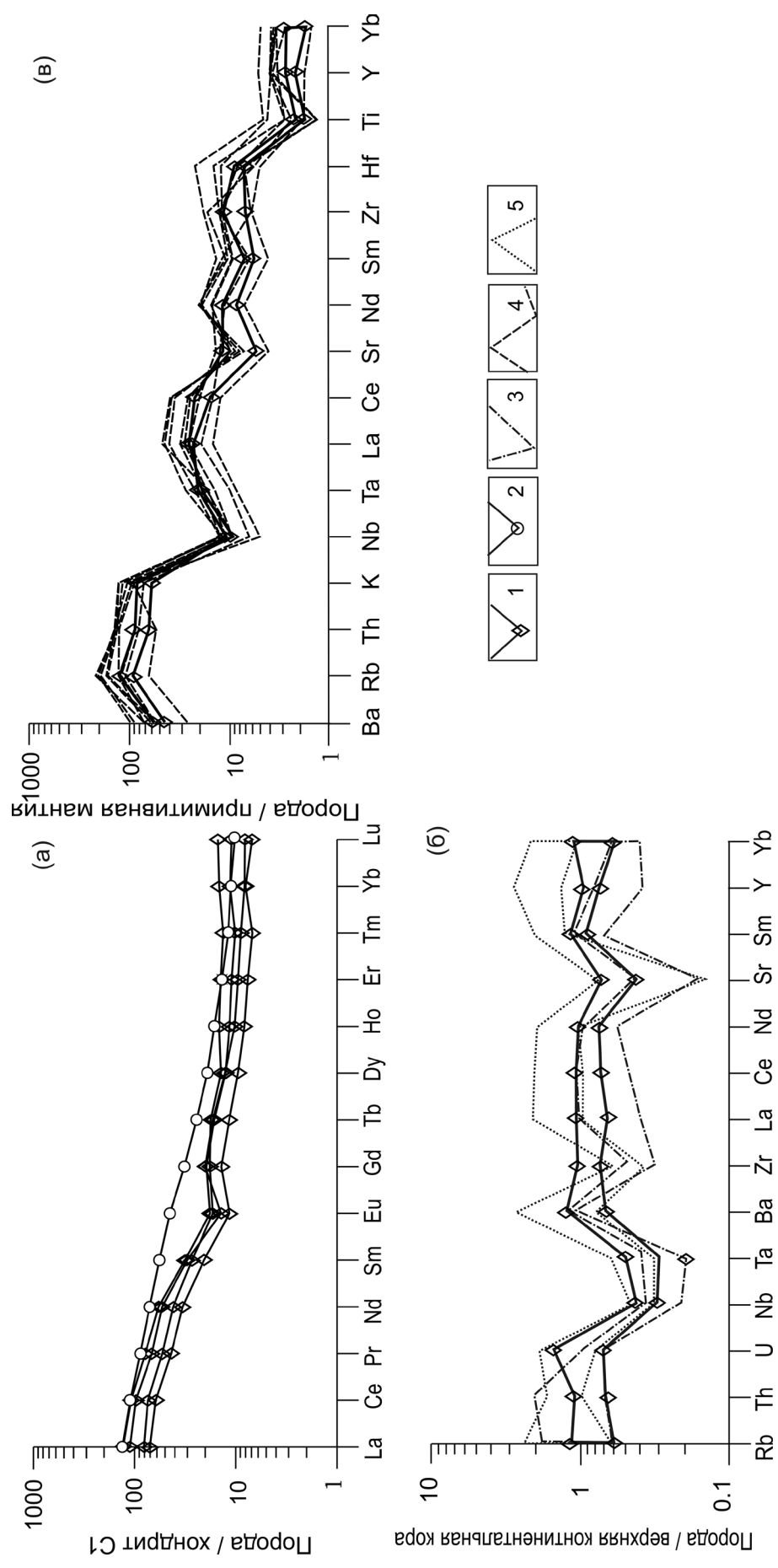


Рис. 2. Концентрации редких элементов в породах унериканского (1) комплекса нормированные к составу хондрита (а), континентальной коры (б), примитивной мантии (в). 2 – состав ОИВ. Породы Селитканской зоны: кислото (3) и основного-среднего (4) и основного-среднего (5). (Пересчет а, в – по Sun, McDonough, 1989; б по Taylor, McLennan, 1985).

Для выявления особенностей эволюции магматизма в регионе сопоставлены Sr-Nd характеристики вулканитов Унериканской и Эзоп-Ямалинской зон. В обеих зонах магматизм развивался в сходной геодинамической обстановке, но с разрывом во времени около 25 млн. лет. Установлено: гранитоиды Эзоп-Ямалинской зоны обладают достаточно выдержанными начальными Sr-Nd характеристиками: значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  отношения лежат в интервале 0,7076-0,7079), а для  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  – в интервале 0,51228-0,51230 (или  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  от -4,3 до -4,7). Как видно из приведенных выше данных, значения изотопных отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  пород этих зон весьма близки, что, вероятней всего, указывает на геохимическое сходство источников вещества, принимавших участие в образовании материнских для них магматических расплавов. При этом преобладающую роль в формировании расплавов, как в случае изученных пород унериканского комплекса, так и для пород Эзоп-Ямалинской зоны, играло вещество континентальной коры.

Однако нельзя не отметить небольшие, но лежащие за пределами аналитической погрешности, отличия в величинах  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  пород этих двух зон. Для гранитоидов Эзоп-Ямалинской зоны были получены в целом более высокие значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и пониженные величины  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ . Наблюдаемые отличия, по-видимому, отражают изменение Sr-Nd характеристик подвергшейся плавлению континентальной коры за период времени (около 25 млн. лет), который разделял процессы магматизма в этих зонах. На участие корового вещества в процессах магомгенерации указывают и значения соотношения La/Nb (1,4–3,1) и Ce/Y (2,8-3,6), La/Yb=17-19 и Th/Ta=8,6-16,0. Анализ геохимических характеристик пород свидетельствует: распределение микроэлементов в вулcano-плутонических образованиях Унериканской зоны, как и в образованиях Селитканской и Эзоп-Ямалинской [3-5], согласуется со схемой их распределения в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках. Учитывая область распространения пород унериканского комплекса – территория Ниланского террейна, можно предположить, что этот террейн представлял собой в конце поздней юры – начале раннего мела (120 млн. лет и ранее) самостоятельную тектоническую единицу и являл собой активную континентальную окраину. Составляющей террейнового коллажа окраины МООП он стал, вероятно, в интервале 120-105 млн. лет, т.е. до формирования пород селитканского вулcano-плутонического комплекса, образования которого явились «сшивающими» для трех террейнов восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 13-05-12043-офи-м).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Агафоненко С.Г., Асмолова Е.И. Особенности внутреннего строения вулканогенных толщ верхнего течения реки Селемджа // Корреляция мезозойских континентальных образований ДВ и Вос. Забайкалья. Чита: ГГУП «Читагеолсъемка». 2000. С. 58-59.
2. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения // Ред.: Щеглов А.Д. М.: Наука. 1984. 503 с.
3. Дербек И.М., Сорокин А.А., Агафоненко С.Г. Геохимические особенности кислого магматизма северо-западного фланга Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Эзопская и Ям-Алинская зоны) // Тихоокеанская геология. 2008. №1. С. 61-71.
4. Дербек И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулcano-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Доклады АН. 2008. Т.419. №1. С.95-99.
5. Дербек И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М., Плоткина Ю.В. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулcano-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Доклады АН. 2008. Т.418. №2. С.221-225.
6. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулcano-плутонического пояса. Геология и геофизика. 2010. Т.51. №4. С. 473-485.
7. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Сальникова Е.Б., Дербек И.М., Котов А.Б., Яковлева С.З. Геохронология риолитов унериканского комплекса восточного фланга Умлекано-Огоджинского пояса (Дальний Восток). // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. 6-8 июня 2006. Москва. Т.2. С.311-314.



# **КВАРЦ ГРАНИТОИДОВ ТАС-КЫСТАБЫТСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОР ИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ИМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТИИ)**

**Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Галенчикова Л.Т.**

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
г. Якутск, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru*

Примесный состав кварца во многом определяется физико-химическими условиями генезиса минерала, что позволяет использовать этот минерал как индикатор при реконструкции условий его формирования и эволюции магматических пород, а также при дискриминации пород разного происхождения. Титан является одним из главных примесных элементов в кварце. Содержание  $Ti$  растёт с увеличением температуры кристаллизации (или метаморфизма) [6], а растворимость  $Ti$  в кварце сильно зависит от давления [5, 6]. Это позволяет использовать кварц как геобаротермометр, который может быть потенциальным ключом для ограничения Р-Т истории пород независимо от других обменных термометров. Этот термометр основан на Р-Т зависимости замещения титаном кремния в кварце при наличии в системе рутила или других  $Ti$ -содержащих фаз.

Тас-Кыстабытский магматический пояс является затухающей вглубь континента вет-вью Удского окраинно-континентального магматического пояса, подобного Омсукчанскому поперечному ответвлению более позднего позднемелового Охотско-Чукотского пояса [1]. В северной части Тас-Кыстабытского пояса доминируют магматические комплексы, сформированные практически синхронно на протяжении кимериджа-берриаса: золотоносный гранодиорит-гранитный (плутон: Эргеляхский, Якутский), дацитовый (Тарынский субвулкан) и олово-сереброносный диорит-гранодиоритовый (плутон: Труд, Капризный, Одонканский). Формирование первого комплекса связывается с коллизией Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна. Два последних комплекса, формировались в тектонической обстановке растяжения и по возрасту сопоставимые с первым этапом вулканизма Удского окраинно-континентального пояса, фиксируют тыловую зону расширения этого пояса.

В данной работе приведены первые данные по примесному составу и температуре формирования ( $Ti$ -кварцевый термометр) кварца гранитоидов. Методика подготовки образцов кварца и анализ элементов-примесей (Al, Ti, K, Na, Li) рассмотрены в работе [2]. Температуры кристаллизации кварца рассчитывались по модели [5].

Исследования физико-химических условий формирования гранитоидов этих двух магматических комплексов [4] показали, что становление их происходило при несколько различных режимах. При близких температурах образования расплавов для гранитоидов обоих комплексов магмы диорит-гранодиоритового комплекса (плутон Труд) начали кристаллизоваться при более высоких температурах и относительно низком содержании воды в магме (не более 3,9 %) и остаточном давлении воды менее 410 бар. Гранитоиды гранодиорит-гранитной формации (плутон Эргелях) имели повышенное содержание воды в расплаве (до 5 %) и ее остаточном давлении до 1103 бар. Анализ изотопных систем гранитоидов показал коровый характер их протолитов, но различный по составу для пород каждого комплекса.

Состав кварца (табл. 1) гранитоидов этих комплексов в целом различается и по элементам-примесям. Кварцы гранитоидов диорит-гранодиоритового комплекса в отличие от такового из пород гранодиорит-гранитного комплекса характеризуются в среднем более высокими содержаниями Al, Ti, K, Na и Li, что особенно заметно при сравнении однотипных пород (табл. 1). Наиболее отчетливо эти различия характерны для содержаний  $Ti$  в кварцах гранодиоритов, представляющих главные фазы магматических комплексов, и по величине в них K/Na отношений. Кварцы гранодиоритов гранодиорит-гранитного комплекса имеют относительно низкие содержания  $Ti$  ( $< 80$  ppm) и значения K/Na отношений менее 1, а кварцы гранодиоритов диорит-

**Таблица 1.** Химический состав кварца магматических пород.

плутон	Порода	№ обр.	Al	Ti	K %	Na	Li
	Гранодиорит	1095/7	2658	334.46	0,152	0,174	0,0032
		1229/26	1276	167.24	0,122	0,070	0,0035
		1227/a	1456	195.40	0,070	0,124	0,0026
	Гранит	1229/36	932	216.98	0,112	0,066	0,0014
	Аплитовидный гранит	1230/a	2705	181.21	0,239	0,149	0,0022
Труд	Кварц-карбонатная жила	1235/1	143	22.18	0,009	0,005	0,0014
	Кварцевый диорит	1061/a	1456	226.57	0,135	0,125	0,0034
		Гранодиорит	1058	1196	164.58	0,120	0,111
	Гранодиорит - порфир, дайка	1092	1424	150.45	0,139	0,066	0,0034
		К-2-Ж	826	68.33	0,023	0,046	0,0026
1062		1303	203.20	0,116	0,096	0,0036	
Одонканский	Гранодиорит	1090/5	1255	148.05	0,073	0,058	0,0028
		1244	2928	181.02	0,156	0,145	0,0025
		1254	1355	122.88	0,143	0,108	0,0026
Эргеляхский	Гранодиорит	1251/a	508	210.39	0,033	0,023	0,0028
		1184	323	59.34	0,012	0,014	0,0015
		1181/36	604	52.15	0,080	0,026	0,0020
	Гранит	1183	619	25.97	0,052	0,039	0,0016
1211/26		476	29.37	0,055	0,031	0,0026	
Якутский	Гранодиорит	1203	1493	79.12	0,054	0,135	0,0009
		Адамеллит	1204	688	61.74	0,055	0,041
	Пегматоид	1200/3	964	28.17	0,035	0,011	0,0007

*Примечание:* содержания Al и Ti в ppm, а K, Na и Li в %.

гранодиоритового комплекса содержат Ti более 146 ppm и величина K/Na отношения, как правило, превышает 1. Это предполагает различный химизм расплавов формирующих плутоны этих комплексов и различную температуру кристаллизации в них кварца. Кристаллизация кварца гранитоидов диорит-гранодиоритового комплекса происходит при высоких температурах (>780 °C) и незначительном температурном интервале кристаллизации магм (табл. 2).

Кварц гранитоидов гранодиорит-гранитного комплекса формируется при более низких температурах (< 690 °C) и при более широком температурном интервале формирования магм. Это согласуется с различным содержанием H<sub>2</sub>O в гранитоидных расплавах обоих комплексов и различным характером эволюции физико-химических условий становления плутонов двух комплексов [4].

Таким образом, полученные нами данные указывают на возможность использования кварца гранитоидов как индикатора условий их формирования и металлогенической специализации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Тав-Кыстабытский магматический пояс // тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. С. 263-269
2. Галенчикова Л.Т., Бахарев А.Г., Зайцев А.И. Усовершенствованная методика спектро-фотометрического определения титана в кварце с диантипирилметаном // Наука и образование. 2011, № 4. С. 17-20
3. Зайцев А.И., Бахарев А.Г. Экстенсивные параметры формирования олово - вольфрамового месторождения Аляскинское // Отечественная геология, 2010. №. 5, С. 65-75.
4. Зайцев А.И., Бахарев А.Г., Прокопьев А.В. Физико-химические параметры формирования золотоносных и олово-сереброносных магматических комплексов Тарынского рудно-магматического узла (Северо-Восток Якутии). Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. – Якутск: ИПК СВФУ, 2013. Том I. С. 194-198.
5. Huang R., Audetat A. The titanium-in-quartz (TitaniQ) thermobarometer: A critical examination and re-calibration // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. v. 84. P. 75–89
6. Thomas J.B., Watson E.B., Spear F.S., Shemela P.T., Nayak S.K., Lanzirrotti A. TitaniQ A. under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz // Contrib. Mineral Petrol. – 2010. – V.160. – P.743–759

**Таблица 2.** Температуры формирования кварца гранитоидов Тас-Кыстабытского магматического пояса.

плутон	порода	№ обр.	Минерал	Ti, ppm	T <sup>0</sup> C
Одонканский	Гранодиорит	1244	кварц	181,02	817
			порода		T <sub>Ti</sub> =848, T <sub>Ap</sub> =792
			кварц	122,88	765
			кварц	210,39	840
			Биотит		728, P=2,445 кбар
			Кпщ-An30		821
	Гранодиорит	1095/7	кварц	334,46	852
			порода		T <sub>Ti</sub> =902, T <sub>Zr</sub> =835, T <sub>Ap</sub> =860
	Гранодиорит	1229-2Б	кварц	167,24	758
	Гранодиорит	1227/а	кварц	195,40	779
			порода		T <sub>Ti</sub> =888, T <sub>Ap</sub> =818
	адамеллит	1229/3Б	кварц	216,98	788
			Биотит		716, P=3,29 кбар
порода				T <sub>Ti</sub> =821	
Аплитовидный гранит	1230/а	кварц	181,21	768	
		порода		T <sub>Ti</sub> =745	
Кварц-карбонатная жила	1235/1	кварц	22,18	547	
Труд	Кварцевый диорит	1061-а	кварц	226,57	810
			Биотит		692, P=1,554 кбар
			Кпщ-An34		855
			порода		T <sub>Ti</sub> =938, T <sub>Zr</sub> =807, T <sub>REE</sub> =744
	Гранодиорит	1058	кварц	164,84	864
			Биотит		692, P=4.326 кбар
			Кпщ-An31		839
	порода		T <sub>Ti</sub> =892, T <sub>Zr</sub> =814, T <sub>Ap</sub> =880		
	Гранодиорит	1092	кварц	150,45	815
	Гранодиорит	К-2-Ж	кварц	68,33	717
	Гранодиорит -порфир, дайка	1062	кварц	203,2	858
То же	1090/5	кварц		813	
		Кпщ-An25		809-811	
Якутский	Гранодиорит	1203	кварц	79,12	695
			Биотит		671, P=1,939 кбар
			Кпщ-An27		778
			Кпщ-An34		823
			порода		T <sub>Ti</sub> =834, T <sub>Zr</sub> =756, T <sub>REE</sub> =766, T <sub>Ap</sub> =748
	адамеллит	1204	кварц	61,74	653
			Биотит		671, P=1,939 кбар
			Кпщ-An25		736
порода		T <sub>Ti</sub> =805			
пегматоид	1200/3	кварц	27,17	550	
Эргеляхский	Гранодиорит	1184	кварц	59,34	653
			Биотит		682, P=1,67 кбар
			Порода		T <sub>Ti</sub> =866, T <sub>Ap</sub> =765
	адамеллит	1181/3Б	Кварц	52,15	623
			Биотит		679, P=1,306 кбар
			Кпщ-An33		810
			порода		T <sub>Ti</sub> =852, T <sub>Zr</sub> =741, T <sub>REE</sub> =743, T <sub>Ap</sub> =830
	гранит	1183	кварц	25,97	634
			биотит		574, P=3,71 кбар
	гранит	1211/2Б	кварц		646

Примечание: колонка 4 – содержание Ti в кварце; ссылки на методы расчета температур и давления в [2].

## ПРИРОДА КСЕНОГЕННЫХ БЛОКОВ МЕТАПЕЛИТОВ В ГРАНИТОИДАХ ВЕРХИСЕТСКОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ

Зинькова Е.А., Прибавкин С.В.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
г. Екатеринбург, zinkova@yandex.ru*

Верхисетский массив представляет собой крупнейшее на Урале батолитообразное тело, расположенное вблизи г. Екатеринбурга в пределах палеоукраинно-континентальной области Среднего Урала (рис.). Преобладающая его часть сложена породами умеренно-кислого состава, формирующими сливающиеся и наложенные друг на друга плутоны габбро-диоритового, тоналит-трондьемитового, тоналит-гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава. Возраст пород варьирует от 370 до 290 млн. лет, характеризуя массив как центр длительной эндогенной активности [1, 6].

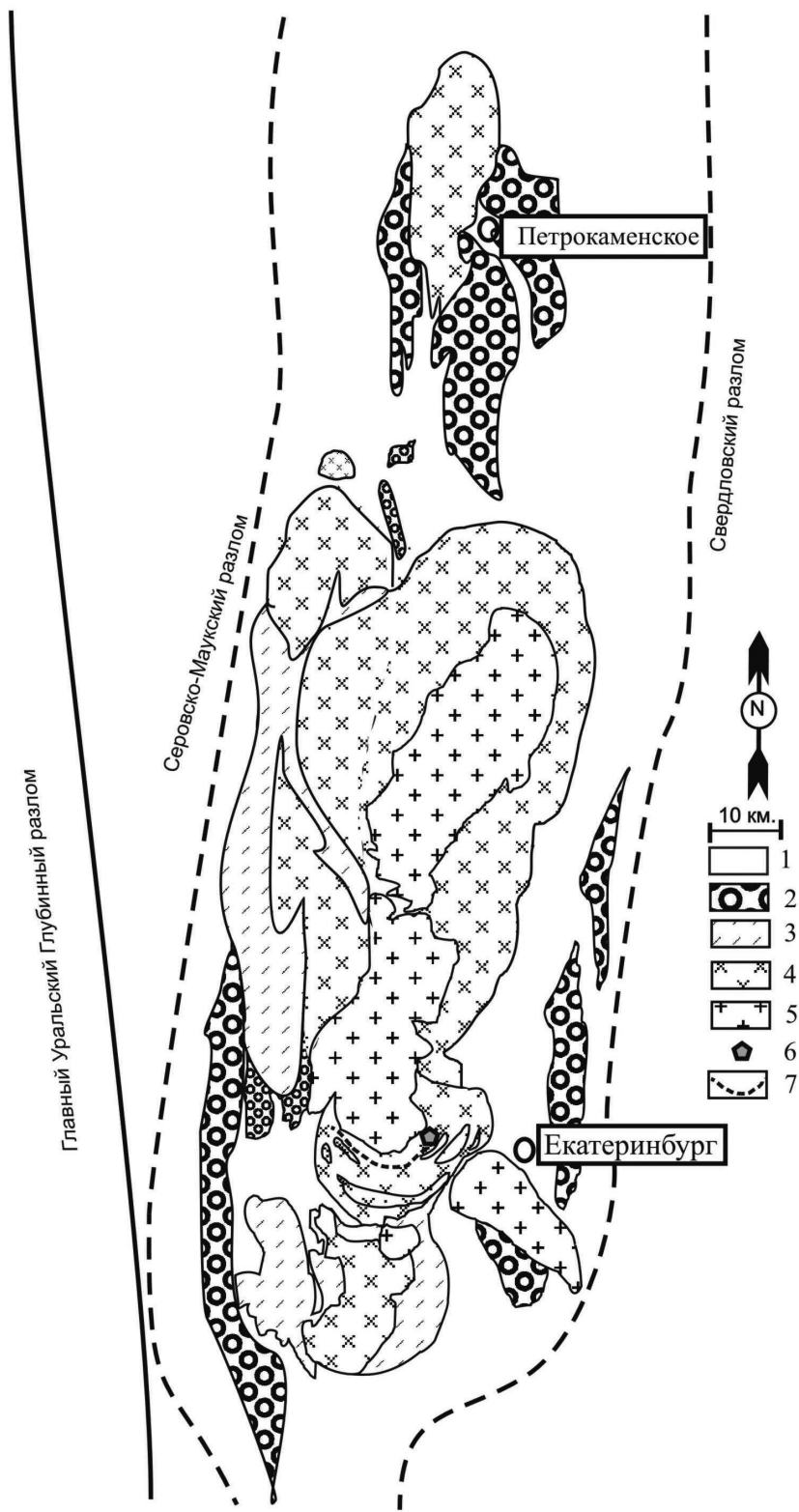
Вмещающие массив толщи представлены островодужными вулканогенно-осадочными образованиями раннего и среднего девона, сложенными преимущественно основными эффузивами с подчиненными им туфами, преобразованными в эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы; реже углисто-кремнистыми сланцами, известняками. В контакте с массивом эти породы превращены в роговики, амфиболиты, гнейсы, графит-кварцево-слюдистые сланцы, мраморы. Они же встречаются и в виде крупных блоков-ксенолитов внутри гранитного массива и интерпретируются как провесы кровли. Изучение состава и параметров метаморфизма ксеноблоков высокоглиноземистых гнейсов позволили высказать предположение об их принадлежности к глубоко метаморфизованным островодужным комплексам, подобных Салдинскому и Сысертскому, расположенных в описываемой области Среднего Урала [3]. Геохронологические исследования гранатовых гнейсов на современном уровне отсутствуют, поэтому нами было проведено U-Pb датирование цирконов из метапелитов с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Целью исследований было: определение возраста метаморфических событий в гнейсах; сопоставление этапов метаморфизма с гранитообразованием в окраинно-континентальной области Среднего Урала; проверка гипотезы древнего субстрата гнейсов.

Высокоглиноземистые гнейсы, где была отобрана проба на циркон (см. рис. 1), вскрыты искусственными выработками на площади 70×150 м., представляющими т.н. Верхоловскую копь, входящую в состав Евгение-Максимилиановских минеральных копей на территории Историко-ландшафтного парка «Истоки Исети».

Гнейсы представлены породами с неравномерно-зернистой, неравномерно-полосчатой и гнейсовидной текстурой, обусловленной планпараллельной ориентировкой чешуек биотита и неоднородным количественным соотношением светлых и темных минералов. Структура пород порфиробластовая, связанная с наличием крупных кристаллов граната, заключенного в тонкозернистую лепидогранобластовую основную ткань. Главными породообразующими минералами гнейсов, помимо отмеченного выше граната, являются: биотит, силлиманит, кварц и основной плагиоклаз. Среди второстепенных минералов отмечается ставролит, мусковит, кианит и хлорит.

Реконструкция протолита гнейсов предполагает их образование по карбонатсодержащим глиноземистым грауваккам или пелит-алевролитовым аргиллитам [4]. В последствии осадки претерпели метаморфические преобразования. По данным химического состава минералов и последовательности образования минеральных парагенезисов выделены: ранний региональный метаморфизм кианит-силлиманитового типа ( $P = 5,2-4,3$  кбар,  $T = 660-606$  °C) и более поздний наложенный контактовый метаморфизм ( $P = 3,2-2,2$  кбар,  $T = 605-566$  °C) [3].

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 жид-



**Рис.** Геологическая схема Верхисетского и прилегающих к нему массивов в южной части Верхисетско-Туринской зоны. Составлена по материалам Д.А. Двоеглазова, 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 – малокалиевой тоналит-трондьемитовой (таватуйской) и габбро-диоритовой серий; 4 – калинаторовой тоналит-гранодиоритовой серии; 5 – адамеллит-гранитной серии; 6 – Верхоловские копи – место отбора пробы на циркон из ксенолита метапелитов в гранитоидах Верхисетского массива; 7 – полоса ксенолитов метабазитов в гранитоидах Верхисетского массива.

костях. Конечный отбор цирконов осуществлялся вручную на бинокулярном микроскопе. U-Pb анализы цирконов выполнялись по стандартной методике [7].

Цирконы представлены идиоморфными или удлинённо-призматическими кристаллами светло-кремового цвета. Католюминесцентные изображения кристаллов вскрывают присутствие двух морфологических групп среди цирконов. Первая группа – это преобладающие по количеству ритмично-зональные цирконы, имеющие большое сходство по своему строению с магматическими цирконами с той разницей, что они обладают более сложным строением. Они умеренно насыщены включениями, среди которых диагностике поддаются только очень мелкие зерна циркона размером в несколько микрон. В целом для цирконов этой группы характерно умеренное содержание U – (126-633 г/т), Th – (26-235 г/т) и Th/U – 0,16-0,56.

Ко второй группе относятся незональные цирконы явно метаморфического облика. В процессе роста в них наблюдается закономерность, выраженная в обрастании унаследованных цирконов более светлыми каймами (в католюминесцентных лучах). Как правило, такая закономерность характерна для метаморфических цирконов высокометаморфизованных пород. Цирконы этой группы характеризуются высокими концентрациями U (2439-3733 г/т), Th (1825-3105 г/т) и высокими Th/U отношениями (0,77-0,86).

На U-Pb-диаграмме среди цирконов с ритмичной зональностью выделяется два возрастных кластера, где среднее возрастное значение первого составило  $372 \pm 2 (\pm 2\sigma)$  млн. лет, а второго  $307 \pm 3 (\pm 2\sigma)$  млн. лет. Незональные кристаллы с высоким Th/U отношением попадают в первый кластер, образуя единую с зональными кристаллами группу более ранних цирконов. По всей видимости, U-Th-Pb изотопная система незональных цирконов была более неустойчивой из-за высокого содержания в них Th и перестроилась во время раннего этапа метаморфизма. Отсюда можно предположить реликтовую природу высокоурановых незональных цирконов.

Полученные данные позволили зафиксировать два возрастных этапа в истории формирования высокоглиноземистых гнейсов. Первый этап ( $372 \pm 2$  млн. лет) практически совпадает со временем образования диоритов чувовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива –  $369 \pm 6$  млн. лет [1] и близок по времени образованию других плутонов тоналит-трондъемитового состава с возрастом 380-369 млн. лет, внедрение которых связывают с началом формирования активной континентальной окраины [5]. Для гранитоидов этого этапа характерны высокие содержания воды (4-8 %),  $P = 4-8$  кбар,  $T = 600-800$  °C, что соответствует амфиболитовой фации метаморфизма. Известно, что среди метаморфических цирконов амфиболитовой фации метаморфизма встречаются идиоморфные кристаллы с ритмичной зональностью. Как правило, такие цирконы растут в зоне контакта с расплавом. Поэтому мы считаем, что цирконы первого кластера имеют контакто-метаморфогенную природу и образовались за счет воздействия флюидов на метапелиты при их захвате гранитоидами тоналит-трондъемитовых серий.

Второй этап ( $307 \pm 3$  млн. лет) совпадает с возрастом внедрения плутонов гранодиоритового и адамеллит-гранитного состава (315-300 млн. лет), формирующихся в связи с ранним эпизодом коллизионного магматизма [2]. Очевидно, в это время гнейсы подверглись воздействию контактового метаморфизма во время захвата ксеноблоков метапелитов плутонами адамеллит-гранитного состава, P-T-параметры формирования которых отвечают  $P = 4$  кбар,  $T = 730$  °C. Возраст контактового метаморфизма высокоглиноземистых гнейсов подтверждается и ранее полученными K-Ar датировками биотитов, соответствующих 285-299 млн.

Что касается гипотезы древнего субстрата гнейсов, то мы не обнаружили цирконов древнее фамена. Следует отметить наличие реликтов высокоурановых зерен циркона с вероятно «перезапущенной» U-Th-Pb изотопной системой, в связи с чем вопрос присутствия более древнего вещества в осадках остается открытым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 12-05-00109-а, 12-05-00132-а) и программ Президиума РАН 12П-5-1024, 12-С-5-1022.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Родионов Н.В. // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 72-75
2. Зинькова Е.А. Геохимия, история формирования и петрогенезис Верхисетского гранитоидного батолита. Автореф. дис. канд. геол.-минералог. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1997. 23 с.
3. Козлов П.С., Лиханов И.И., Петров Г.А. // Литосфера. 2008. № 5. С. 84-98.
4. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
5. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Шокальский С.П., Падерин И.П. // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 50-59.
6. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А., Краснобаев А.А., Бородин Н.С., Зинькова Е.А., Прибавкин С.В. // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 65-84.
7. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

## ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ (МОНГОЛИЯ): ЗАВЕРШЕНИЕ СУБДУКЦИИ ИЛИ МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ?

Козловский А.М.<sup>1</sup>, Ярмлюк В.В.<sup>1</sup>, Сальникова Е.Б.<sup>2</sup>, Травин А.В.<sup>3</sup>, Саватенков В.М.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, [atmk@igem.ru](mailto:atmk@igem.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Природа магматизма непосредственно несвязанного с развитием дивергентных и конвергентных границ плит во многих случаях дискуссионна. Одним из таких примеров является анорогенный магматизм складчатых поясов. С одной стороны, он может быть связан с завершением предшествующих этапов надсубдукционного развития. С другой стороны, он сходен с внутриплитным магматизмом, который не связан с предыдущей геологической историей. Поэтому для реконструкции природы анорогенного магматизма важно установить какое место он занимает в последовательности геологических событий.

В истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) анорогенный магматизм проявлялся неоднократно. Наиболее масштабной стала позднепалеозойская вспышка этого магматизма, с которой связаны многочисленные массивы гранитоидов повышенной и нормальной щелочности, расслоенные массивы габброидов, бимодальные вулканические толщи, распространенные от Восточного Казахстана на западе до Большого Хингана на востоке и от Бейшаня на юге до Западного Забайкалья на севере.

Позднепалеозойские анорогенные магматические комплексы Гобийского Алтая располагаются в центральной части ЦАСП и выстраиваясь в цепочку около 450 км ВЮВ простирания вдоль северного фаса хребтов Гобийского Алтая. Эта цепочка приурочена к полосе венд-кембрийских островодужных и офиолитовых комплексов шириной около 100 км, разделяющих Дзабханский композитный террейн с докембрийским фундаментом на севере от среднепалеозойских складчатых структур Гобийского и Монгольского Алтая на юге. Геохронологические данные для анорогенных комплексов, позволяющие надежно оценить последовательность магматических событий в регионе, до настоящего времени отсутствовали, поэтому здесь мы представляем первые результаты датирования анорогенных магматических пород U-Pb ID TIMS по циркону и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по амфиболу методами.

**Улан-Улинский массив** расположен на западном окончании Гоби-Алтайской зоны анорогенного магматизма занимает площадь около 50 км<sup>2</sup> и сложен преимущественно массивными красными крупнозернистыми щелочно-полевошпатовыми гранитами с редким Ca-Na амфиболом. Его U-Pb возраст составил 284 ± 1 млн. лет.

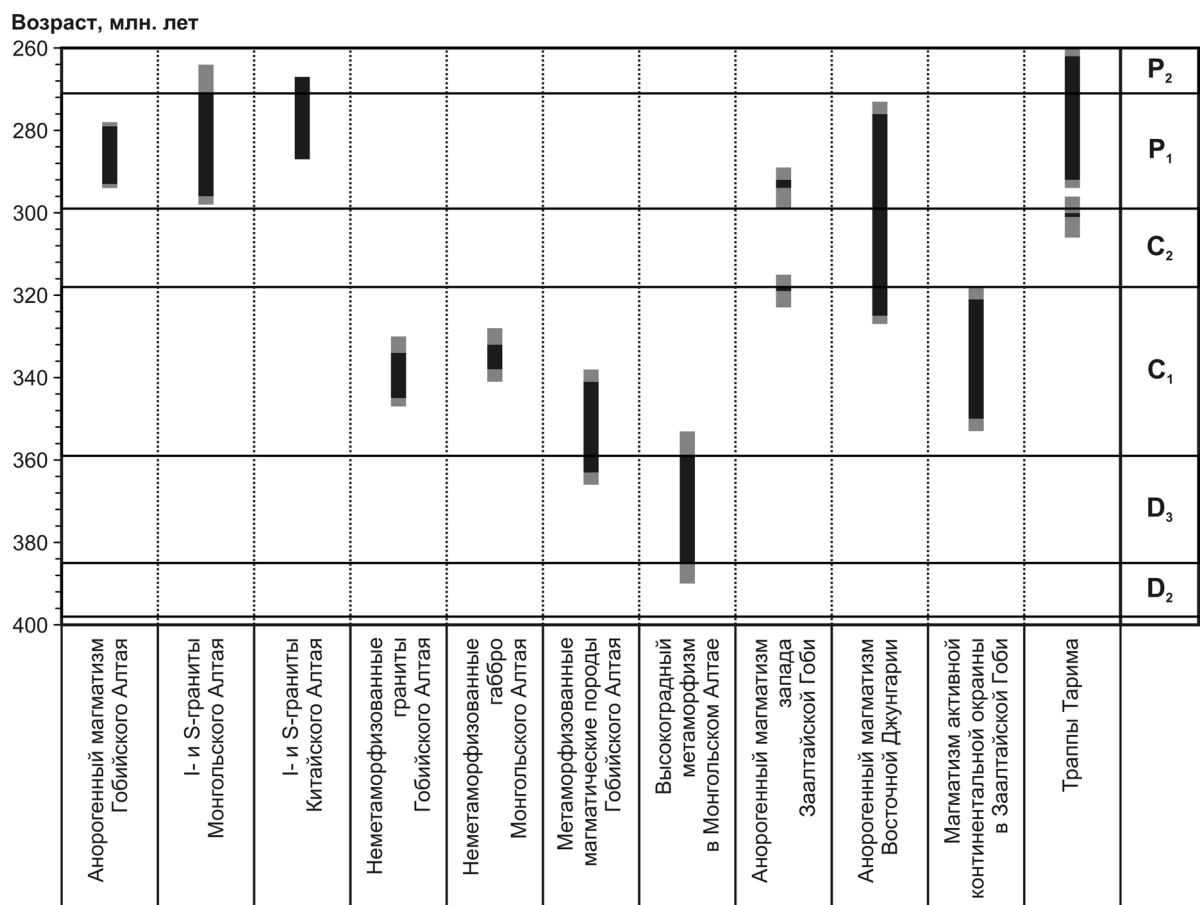
**Хан-Тайширская вулcano-плутоническая ассоциация** простирается на 95 км вдоль северного фаса хр. Хан-Тайшир при максимальной ширине 13 км. В строении вулканической толщи

участвуют серии лавовых потоков базальтоидов, экструзии и лавы трахидацитов и трахириолитов, а также их туфы. Интрузивные образования ассоциации представлены массивом среднекрупнозернистых светло-серых щелочных гранитов площадью около 8 км<sup>2</sup>. Определенный по выделенному из них циркону возраст составляет 293 ±1 млн. лет. Вулканическая толща просечена многочисленными дайками базальтоидов и трахириолитов. Среди даек обнаружена одна с идиоморфными вкрапленниками роговой обманки, по которой установлен возраст 286 ±3 млн. лет.

**Баян-Цаганский грабен** расположен на северо-западном склоне хр. Баян-Цаган, вытянут в широтном направлении на 36 км и имеет ширину до 3 км. В центральной части грабена отмечается изометричный в плане диаметром около 1,8 км массив, сложенный среднезернистыми щелочными гранитами со щелочным амфиболом и эгирином. По амфиболу установлен возраст 286 ±2 млн. лет.

**Хар-Узуурский массив** щелочных гранитов расположен на простирании Баян-Цаганского грабена и занимает площадь около 24 км<sup>2</sup>. Породы массива представлены преимущественно среднекрупнозернистыми до пегматоидных розовато-серыми щелочными гранитами с пертитовым щелочным полевым шпатом и зональными идиоморфными кристаллами амфибола. U-Pb возраст циркона из этих пород составляет 284 ±1 млн. лет.

**Зуун-Богдинский массив** щелочных гранитов наиболее восточный из известных проявлений анорогенного магматизма Гобийского Алтая расположен на ЮВ склоне г. Зуун-Богд. Он занимает площадь около 14 км<sup>2</sup> и сложен очень однородными крупнозернистыми щелочными гранитами, состоящими из пертитового щелочного полевого шпата, кварца и щелочного амфибола. Акцессорный циркон из этих пород показал возраст 279 ±1 млн. лет.



**Рис.** Схема возрастной корреляции главных тектонических событий Гобийского Алтая и других районов ЦАСП (серым показаны временные интервалы с учетом аналитических ошибок).



Полученные геохронологические данные определяют достаточно короткий (293–279 млн. лет) промежуток времени протекания анорогенного магматизма в Гобийском Алтае (рис.). Проявления магматизма этого интервала достаточно разнообразны и широко распространены по всему ЦАСП. К югу и юго-западу от Гобийского Алтая по южному фасу Монгольского Алтая протягивается цепь массивов гранитоидов нормальной щелочности с такими же возрастными характеристиками (296–271 млн. лет) [1]. Аналогичные раннепермские гранитоиды протягиваются и на запад вдоль всего Китайского Алтая.

Главная область распространения позднепалеозойского анорогенного магматизма лежит к югу от Алтая в Заалтайской Гоби и Джунгарии. Геохронологические данные для анорогенных гранитоидов Восточной Джунгарии показывают практически полный спектр возрастов в диапазоне 325–276 млн. лет (рис.). В то же время, в Заалтайской Гоби нами были выделены два разделенных во времени эпизода анорогенного магматизма ~318 млн. лет и ~290 млн. лет [2]. Широкий спектр раннепермских проявлений анорогенного магматизма отмечается и в Западной Джунгарии, Китайском Тянь-Шане и Бейшане. Это бимодальные вулканические ассоциации, массивы гранитоидов А-типа, расслоенные ультрамафические-мафические массивы. Этому же интервалу времени соответствуют и траппы Тарима.

В Гобийском Алтае анорогенному магматизму предшествовал достаточно длительный амагматичный период (рис.). В фундаменте анорогенных комплексов отмечены неметаморфизованные гранитоиды (345–337 млн. лет), габбро (338 и 332 млн. лет), а также ортогнейсы и синтетектонические гранитоиды (363–341 млн. лет). Возраст этого магматизма хорошо согласуется со временем формирования краевого вулканоплутонического пояса в Заалтайской Гоби [3], поэтому мы полагаем, что тыловая зона раннекарбонového окраинно-континентального магматизма захватывала территорию современного Гобийского Алтая.

Геодинамическая природа позднепалеозойского анорогенного магматизма в Гобийском Алтае, как и во всем ЦАСП неоднозначна. Наиболее вероятными можно считать две модели: воздействие Таримского мантийного плюма на литосферу ЦАСП и разрыв субдуцируемого слэба после загибания зоны субдукции.

**Таримский плюм.** Основным этапом траппового магматизма Тарима приходится на время 292–262 млн. лет назад, т.е. синхронно с большинством анорогенных проявлений магматизма ЦАСП. Однако в Заалтайской Гоби отчетливо выделяется этап щелочно-гранитного и бимодального магматизма с возрастом ~318 млн. лет, что на ~26 млн. лет раньше вулканизма Таримской LIP. Начало анорогенного магматизма в Джунгарии также предшествует образованию траппов. Доминирующая на территории ЦАСП ювенильная кора и находящаяся под ней водосодержащая литосферная мантия, вероятно, более легкоплавкие, чем литосфера древнего кратона. Поэтому при воздействии мантийного плюма на эту литосферу здесь следовало бы ожидать крупномасштабных магматических проявлений. Однако сопоставимого с траппами Тарима по масштабу магматизма на этой территории нет.

**Разрыв слэба.** В позднем палеозое происходило закрытие бассейнов Палео-Азиатского океана. Механизм их закрытия предполагает субдукцию океанической плиты под островные дуги или активные окраины до момента аккреции террейнов, после чего следует перескок и заложение новой зоны субдукции. Старый субдуцируемый слэб при этом разрывается, что сопровождается выделением тепла, а образовавшееся окно заполняется относительно горячим астеносферным веществом. Таким образом, возникают условия для плавления литосферной мантии и континентальной коры вскоре после прекращения субдукции. Действительно, в ЦАСП проявления анорогенного магматизма образуют протяженные пояса, приуроченные к границам террейнов или субпараллельные им, где им повсеместно предшествовал надсубдукционный магматизм. Однако перерыв между этими этапами магматизма иногда кажется невероятно большим (в Гобийском Алтае ~39 млн. лет).

Отдать предпочтение той или иной модели достаточно сложно, поскольку рассмотренные события так или иначе происходили в позднем палеозое в юго-западной части ЦАСП и могли вызвать масштабный анорогенный магматизм. Однако ни один из этих механизмов сегодня не в состоянии объяснить все особенности очень разнообразного позднепалеозойского анорогенного магматизма на огромной территории Центральной Азии.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 133–159.
2. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Травин А.В. и др. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // ДАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 308–314.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 59–80.

### **ОСОБЕННОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ГАББРО-АНАРТОЗИТОВОГО ПОЯСА**

**Копылов М.И., Пустовойтова И.В.**

*ООО «Дальгеофизика», г. Хабаровск*

#### ***Некоторые аспекты образования флюидных систем***

Основой всех флюидных систем по представлениям ряда исследователей являются углерод и водород [2, 3]. На их базе возникают соединения с кислородом, серой, фтором, азотом и т.д. На основании банка данных газовых хроматографических анализов [2, 3] было произведено сопоставление мольных отношений углерода и водорода во флюидах, заключенных в породах разного состава в возрастном диапазоне от архея до кайнозоя. В итоге сделанного сопоставления были получены принципиально новые данные, позволившие сделать фундаментальный вывод о том, что в отдельные геологические эпохи флюидный режим всех эндогенных процессов характеризовался по соотношению Н/С одним типом флюидов. Эта зависимость нарушается для фанерозойских гранитоидов, что является следствием наличия мощной земной коры и ее влиянием на развитие эндогенных процессов в фанерозое, когда коровые эндогенные процессы протекали под воздействием флюидов, имеющих коровомантийную природу. Из этого следует, что в фанерозое произошло развитие мантийных и коровых флюидных систем.

Консолидированная земная трещиноватая кора древних платформ в режимах растяжения обладала весьма высокой транзитной проницаемостью. Потоки газов в этих условиях преимущественно рассеивались в трещиноватой среде, гидросфере и атмосфере. Их химическое взаимодействие с горными породами было ограниченным. Поэтому, несмотря на огромные объемы мантийных магм, вторгавшихся в земную кору и изливавшихся на ее поверхность, процессы регионального метаморфизма проявились слабо, а гранитизация отсутствовала [1].

В режиме сжатия (инверсионные стадии геосинклиналей) происходит общее отступление фронта мантийных магм вниз; для них доступны лишь наиболее проницаемые зоны глубинных разломов, к которым приурочиваются инверсионные пояса мелких базит-гипербазитовых интрузий, обычно выклинивающихся вверх на уровне гипабиссальной зоны [1, 2, 3]. В этих условиях ювенильные газы становятся главным фактором мантийно-коровых взаимодействий: в среде тектонических сжатых пород в кинематически активных зонах они образуют уплотненные длительно развивающиеся флюидные потоки. Их химическое воздействие на твердые горные породы в обстановке «давление + сдвиг» приводит, с одной стороны, к повышенному окислению газов вследствие синтеза воды и углекислоты, а с другой – к разогреванию, метаморфизму, метасоматозу и гранитизации пород. Поэтому чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) отражает естественную смену одной формы мантийной активности другой при меняющейся проницаемости земной коры.

### ***Физико-геологическая модель образования габбро-анортозитовых массивов***

При построении модели РС была учтена протяженность Дальневосточного габбро-анортозитового пояса, данные геофизических исследований и общие представления о его геологическом строении [4]. Внедрение габбро-анортозитовых массивов происходило по шовной зоне Станового регионального разлома, возникшего в результате сдвигового растяжения между Евразийской, Амурской и Северокитайской литосферных плит. При сжатии Амурской литосферной плиты с двух сторон (с юга и севера), она начинала выскальзываться, так как она имеет клинообразную форму, ориентированную в субширотном направлении, поэтому движение её было направлено на восток. При сжатии литосферных плит на их окраинах образовывались шовные региональные разломы огибающие клинообразную форму Амурской плиты, расходящиеся веерообразно с запада на восток. В эти швы, имеющие мантийное заложение внедрялись глубинные андезито-базальтовые магмы. При дальнейшем сжатии, шовные зоны смыкались на глубине (за счет менее жестких блоков) и массивы приобретали без корневую форму. В процессе дифференциации и кристаллизации массивов происходило их расслоение, наиболее плотные перидотитовые, оливиновые, пироксенитовые породы опускались к подошвенной части, а более легкие габбро лейкократовое, габбро-андезиниты, анортозиты поднимались к кровли массива. Одновременно происходило и отложение рудной минерализации Fe, Ti, V, P. На модели были приведены векторы скоростей опускания гравитационно-сегрегационного процесса отложения рудной минерализации под действием силы тяжести и конвекционных потоков вязкой магмы на примере формирования Каларского габбро-анортозитового массива. Наиболее интенсивно отложение руд (Fe, Ti, V) происходило при кристаллизации пироксенитов, норитов и габбро-меланократовых пород. Консолидация массива происходила в первую очередь в верхней части массива, в связи с этим более легкие породы «всплывали» вверх, более тяжелые проседали вниз. В ходе процесса метаморфизма происходило обогащение и образование массивных ильменит-магнетитовых руд. Типичным примером формирования этого типа может служить Куранахское месторождение титана [4] на западном фланге Каларского габбро-анортозитового массива. В предрудный период по стволу разлома происходило интенсивное поднятие газовых составляющих флюидного расплава и подвижной воды, которые метасоматически изменили вмещающие габбро до степени палингеновых гранитов. Затем произошла смена тектонических условий, растяжение сменилось сжатием, при котором выдавливался с придонной части габбро-анортозитового массива, еще вязкий остаточный рудный флюид (концентрат) в полости зоны разлома. Структура Куранахской зоны представлена серией параллельных тел ильменит-магнетитового состава, вытянутых на протяжении около трех километров в субширотном направлении по разлому. В общем, виде морфология рудной структуры имеет факелообразное строение, вытянутой в субширотном направлении, с подводящим каналом в восточной части зоны. Железо-титановое оруденение района пространственно и генетически связано с Каларским габбро-анортозитовым массивом. Весь комплекс в различной степени измененных магматических пород и вторично-метасоматических образований, принимающих участие в строении месторождения Куранах, представляет собой продукт деятельности единой рудно-магматической системы [4]. Собственно магматические породы – лабрадориты и средне-крупнозернистые габбро представляют собой наиболее ранние комагматичные образования. Вторая серия пород – андезиниты и метагаббро в различной степени гранитизированные, включая образования пород чарнокитоидного ряда, связана с постмагматическим этапом развития системы, который происходил при постепенной смене режима кислотности-щелочности. Андезинизация связана с проявлением кремне-натрового метасоматоза, гранитизация соответственно с кремне-калиевым метасоматозом. Формирование пород данной серии сопровождалось метасоматической переконцентрацией компонентов из зон мобилизации внутри массива в зоны базификации.

Железо-титановое оруденение имеет полигенный характер. С магматическим этапом связана убогая вкрапленно-гнездовая ильменит-титаномагнетитовая минерализация в габбро (раннемагматическое оруденение). С процессами андезинизации связано образование убогой прожилково-гнездовой минерализации в андезинитах и пятнистых лейкогаббро. Формирование же основной массы железо-титанового жильного оруденения, связано с процессами гранитизации, обусловившими наибольшую переконцентрацию компонентов (магния, железа и титана). В целом стадия проявленного в районе ильменит-титаномагнетитового оруденения подразделяется на четыре подстадии:

1) выделение бедной вкрапленности ильменита и магнетита в мезо-меланократовых метагабброидах;

2) образование вкрапленных и густо вкрапленных ильменит-титаномагнетитовых руд в породах ультраосновного состава, пироксенитах и горнблендитах;

3) образование бедных прожилково-гнездовых ильменит-титаномагнетитовых руд в габбро-пегматитах;

4) формирование массивных ильменит-титаномагнетитовых руд.

Рудные зоны локализованы вдоль тектонических контактов массива с породами рамы и контролируются внутри массива структурными элементами главным образом линейными (месторождение Куранахское, Саикта и др.) и кольцевыми (месторождение Большой Сэйим).

Общий объем Каларского массива составляет  $75 \times 50 \times 10 \text{ км} = 37500 \text{ км}^3$ . Сосредоточенные в нем геохимические ресурсы диоксида титана при кларковом содержании  $\text{TiO}_2$  в габбро 0,91 (70 % состава массива) и анортозитах 0,21 % (30 % массива) составляют  $788,5 + 70,8 = 858,3$  млн т. Это указывает на то, что во много раз превосходящая промышленную часть  $\text{TiO}_2$  (месторождений) осталась в рассеянном состоянии. Промышленное оруденение титана локализовано в нижних частях массива габбро-анортозитов среди мелано- и мезократовых разновидностей пород, несущих сингенетическую вкрапленность ильменита и в подчиненном количестве титаномагнетита, редко апатита. Рассеянная рудная вкрапленность (превышающая в 2-4 раз фоновую) в нижних горизонтах массива представляет собой наиболее раннюю минерализацию (собственно раннемагматическое аккумулятивное оруденение). Прослеживающийся вдоль северной части Куранахского массива горизонт оруденелых пород имеет ширину выхода на дневную поверхность 2–3 км и протяженность более 25 км.

В пределах северной краевой зоны породы Куранахского массива подвергнуты аутометасоматическим преобразованиям – объемной андезинизации и в узких зонах – гранитизации и кремнекислотному метасоматозу. Ранний пневматолито-гидротермальный кремне-щелочной метасоматоз обусловил перераспределение рудного вещества, высвобождающегося при андезинизации лабрадора и гранитизации пород, повторную мобилизацию части его и переотложение, в форме гнездообразных скоплений и зонально построенных прожилков ильменита и титаномагнетита, в оторочках амфибола, граната и биотита. Среднее содержание диоксида титана во вторичных андезинитах снизилось по отношению к габбро-анортозитам в среднем на 0,32 %. Таким образом, по грубым подсчетам в ходе предрудного метасоматоза было дополнительно высвобождено и перераспределено только в слое километровой мощности северной краевой зоны Куранахского массива порядка 140 млн.т  $\text{TiO}_2$ . Собирательная агрегация рудного вещества в узких зонах минерализации привела к образованию залежей густо вкрапленных и прожилково-гнездовых руд. В эти же наиболее проницаемые зоны были внедрены и жилы массивных ильменит-титаномагнетитовых руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванкин П.Ф.** Взаимодействие потоков восстановительных газов с литосферой подвижных поясов. // Дегазация земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. М.: ГЕОС, 2002. с. 7.

2. **Летников Ф.А.** Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных

нефтегазоносных бассейнов.//Дегазация Земли, геодинамика, нефть, газ. Москва, 2006. с. 4.

3. **Летников Ф.А.** Геофлюиды в геологической истории земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ. М.: ГЕОС, 2008. С. 8–10.

4. **Копылов М.И., Пустовойтова И.В.** Тектоника и металлогения Дальневосточного габбро-анортозитового пояса // Косыгинское чтение.2009. с.56.

## **ГРАНИТОИДЫ ОСТРОВА РУССКИЙ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

**Крук Н.Н.<sup>1</sup>, Голозубов В.В.<sup>2</sup>, Tsutsumi Y.<sup>3</sup>, Yokoyama K.<sup>3</sup>, Касаткин С.А.<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup> *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, golozubov@fegi.ru*

<sup>3</sup> *Department of Geology and Paleontology, National Museum of Nature and Science  
Tsukuba, Japan, yokoyama@kahaku.go.jp*

Формирование интрузий гранитоидов, локализованных в докембрийско-раннепалеозойских блоках южного обрамления Сихотэ-Алиня, традиционно связывалось с несколькими этапами эндогенной активности региона, наиболее масштабный из которых относился к ранней перми. В последние годы, в связи с появлением многочисленных U-Pb изотопных датировок по гранитоидам, рубежи и масштабы гранитоидного магматизма Южного Приморья подвергаются существенному пересмотру. Так для гранитоидов северной части Гродековского батолита, относившихся ранее к гродековскому (O-S), рязановскому (P<sub>2</sub>) и гвоздевскому (J<sub>2</sub>) комплексам были получены сходящиеся позднепермские-раннетриасовые даты (265-240 млн. лет) [6]. Пермский возраст установлен для лейкогранитов Гамовского батолита, считавшихся ранее среднемезозойскими [3]. Вместе с тем, для некоторых интрузий, традиционно считавшихся позднепалеозойскими, получены более древние возрасты.

Одним из крупных проявлений гранитоидного магматизма, традиционно относимых к пермскому этапу, являются породы седанкинского комплекса, проявленные в окрестностях г. Владивостока, на островах Русский, Попова и др. По данным [5] в составе комплекса выделяется три фазы. К первой относятся роговообманковые и рогообманково-биотитовые диориты и кварцевые диориты, ко второй – биотит-роговообманковые гранодиориты и меланограниты, к третьей – биотитовые порфиридные граниты. Постгранитная серия представлена дайками биотитовых (+амфибол) гранит-лейкогранитов.

Проведенные авторами исследования гранитоидов острова Русский показали, что среди них присутствуют породы двух дискретных ассоциаций, различающихся по геологической позиции, минералого-петрографическим характеристикам и возрасту.

Ранняя (диорит-гранодиорит-гранитная) ассоциация слагает большую часть острова Русский. Она объединяет породы, относившиеся ранее к первой и второй фазам седанкинского комплекса, а также гранит-лейкограниты, слагающие серию штоко- и дайкообразных тел среди гранитоидов. Для пород ассоциации типичен полнокристаллический облик, свидетельствующий о мезоабиссальной обстановке их формирования. Гранитоиды зачастую подвержены тектоническим деформациям, огнейсованию, катаклазированию и перекристаллизованы. В обнажениях часто наблюдается прорывание гранитоидов дайками базальтов и микрозернистых долеритов, идентичных по минералого-петрографическим и геохимическим характеристикам базальтам владивостокской свиты ранней перми. Прямые геологические взаимоотношения с раннепермскими вулканическими комплексами отсутствуют: контакты во всех без исключения случаях имеют тектонический характер. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 422-432 млн лет [7].

Гранитоиды второй (поздней ассоциации) имеют подчиненное распространение. Наиболее подробно они изучены в западной части острова в районе бухты Боярин, где был зафиксирован интрузивный контакт гранитоидов с кислыми вулканитами владивостокской свиты. Вероятно, породы этой ассоциации слагают, также, значительную часть острова Попова [2].

Граниты поздней ассоциации представлены мелкозернистыми слабо порфиroidными разновидностями. Вкрапленники сложены, преимущественно, изометричными зернами кислого плагиоклаза, а в основной масс широко развиты гранофировые (реже аплитовидные и микропегматитовые) структуры, что свидетельствует о субвулканических условиях кристаллизации расплавов). Для гранитоидов характерны массивные текстуры и отсутствие следов тектонических деформаций; прорывающие дайки (как основные, так и кислые) не обнаружены. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 260-249 млн лет [7].

Примечательно, что вещественный состав пород двух разновозрастных ассоциаций оказался весьма сходен. Петрохимически они соответствуют породам нормальной или слабо повышенной щелочности с преобладанием натрия над калием, характеризуются невысокими содержаниями фемических элементов и кальция, недосыщенностью глиноземом (кроме наиболее кремнекислых разновидностей). Для диоритов и кварцевых диоритов ранней ассоциации типичны повышенные содержания фосфора (до 0,3 мас.%  $P_2O_5$ ). На всех классификационных петрохимических диаграммах составы гранитоидов двух ассоциаций образуют единый тренд.

Редкоэлементный состав диоритов и кварцевых диоритов ранней ассоциации характеризуется вышекларковыми содержаниями Sr (до 700 г/т), Ba (до 800 г/т), относительным обогащением Zr (до 200 г/т), Hf (до 6 г/т), РЗЭ (суммарно – до 160 г/т), Th (до 12 г/т), U (до 4 г/т), избирательным обеднением Nb и Ta. В целом по особенностям редкоэлементного состава диориты и кварцевые диориты ранней ассоциации приближаются к породам латитовых серий. Для гранодиоритов и гранитов типичны более низкие содержания щелочных и щелочноземельных металлов, U, Th и «легких» РЗЭ. Пермские гранитоиды характеризуются повышенными, в сравнении с аналогичными по кремнекислотности разновидностями ранней ассоциации, содержаниями Y, Hf, Th, U, РЗЭ (преимущественно иттриевой группы) при близких содержаниях щелочных и щелочноземельных редких металлов, Nb и Ta. В целом же по редкоэлементному составу граниты обеих ассоциаций в наибольшей мере соответствуют известково-щелочным гранитоидам I-типа, обнаруживающим лишь слабые геохимические признаки пород латитового ряда.

Изотопный состав неодима в породах обеих ассоциаций близок: они характеризуются положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  и модельными возрастaми 0,8-0,9 млрд. лет, что подразумевает формирование их из одного и того же корового источника, представленного, судя по петрохимическим и редкоэлементным характеристикам гранитоидов, метавулканическими породами основного или среднего состава.

Таким образом, гранитоидный магматизм в рассматриваемом ареале проявился, как минимум, дважды: в силуре и перми. Разновозрастные гранитоиды имеют резко различную геологическую позицию и различаются по минералого-петрографическим особенностям. Наименее кремнекислые образования силурийского этапа (диориты, кварцевые диориты) соответствуют породам латитовой серии, гранитоиды обоих этапов близки по составу к известково-щелочным гранитоидам I-типа.

С тектонической точки зрения породы ранней ассоциации являются аналогами раннепалеозойских гранитоидов Артемовского и, возможно, Надеждинского массивов [6] и маркируют этап амальгамации Ханкайского супертеррейна. Пермские гранитоиды могут рассматриваться в качестве интрузивной составляющей верхнепермского вулканоплутонического пояса, реконструкция природы которого требует дополнительных исследований.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-10-00660).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (ред. А.И.Ханчук). Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006, 572 с.
2. Кононец С.Н., Съедин В.Т., Харченко Т.А., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Типы и физические свойства магматических пород о. Попова (залив Петра Великого, Японское море). //Тихоокеанская геология, 2014. Т. 33, № 2. С. 39-52.
3. Крук Н.Н., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Вржосек А.А., Касаткин С.А., Куйбида М.Л., Вовна Г.М. Гранитоиды Гамовского интрузива (Южное Приморье): геологическая позиция, вещественный состав, возраст // Геология и геофизика, 2014, в печати.
4. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть II. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 28 с.
5. Фершетер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М: Наука, 1987, 232 с.
6. Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Доклады РАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 516-520.
7. Tsutsumi Y, Yokoyama K, Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia //Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 2014, in press.

## Источники позднекайнозойского внутриплитного магматизма Хангая (Центральная Монголия): влияние мантийного плюма или субдукция?

Кудряшова Е.А.<sup>1</sup>, Ярмолюк В.В.<sup>1</sup>, Козловский А.М.<sup>1</sup>, Саватенков В.М.<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург*

На протяжении позднего кайнозоя обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриконтинентального магматизма. Здесь возникли крупные изолированные друг от друга вулканические области достаточно близкого строения, где среди продуктов вулканизма преобладают субщелочные и щелочные базальтоиды. Геодинамическая природа этих областей различными авторами рассматривается по-разному. Для объяснения причин магматической активности в пределах этой территории привлекаются различные модели, предполагающие участие мантийных плюмов, механизмов даламинации, влияния стагнирующего слэба и др.

Эти представления, как правило, базируются на несистематических геологических и петрогеохимических данных, а также на неоднозначно трактуемых результатах геофизических и изотопно-геохимических исследований. На наш взгляд, решение вопроса о геодинамической природе внутриплитного магматизма в регионе связано, прежде всего, с получением систематической геологической, геохимической и изотопной информации.

Один из наиболее интересных районов Центрально-Азиатской внутриплитной провинции является позднекайнозойский Хангайский вулканический ареал. Он сформировался на самом позднем этапе развития длительно развивавшейся (свыше 150 млн. лет) Южно-Хангайской вулканической области [3]. Размеры ареала превышают 450×450 км и объединяют разновозрастные изолированные друг от друга вулканические районы, отдельные лавовые поля и потоки. Современная структура Хангая неоднородна. Его положение контролируется современным Хангайским нагорьем (сводом) и характеризуется концентрически зональным распределением вулканических пород относительно его центра (Кудряшова и др., 2010). В центральной (осевой) части ареала выделяются вулканические поля Водораздельного грабена, характеризующиеся наиболее мощными (более 500 м) вулканическими разрезами. Лавовые толщи периферических зон ареала распространены вдоль его северного (Тарягский грабен), северо-восточного (Орхон-Хануйский и Угий-нурский грабены междуречья Орхон-Селенги), южного (район Долины Озер) и юго-восточного (Верхнеорхонский грабен) обрамления. Формирование этих полей было многоимпульсным и характеризовалось общими закономерностями развития вулканизма в интервале последних 20 млн. л.

Разновозрастные вулканические породы Хангая характеризуются довольно близкими петро- и геохимическими особенностями. Они отвечают базанитам, фонотефритам, трахибазальтам, тра-

хиандезибазальтам, редким фойдитам, собственно базальтам и андезитам. В петрохимическом отношении породы Водораздельного грабена характеризуются достаточно устойчивыми содержаниями всех петрогенных элементов и по сравнению с лавами других вулканических грабенов имеют более высокую магнезиальность (до 0,65)  $Mg\#_{(центр/периферия)ср} = 0,58/0,55$  и только здесь встречаются собственно базальты. В отличие от них лавы склоновых участков Хангая выделяются повышенной щелочностью, более высокими содержаниями  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  и более низкими  $Al_2O_3$ . Кроме того, здесь среди плиоценовых лав появляются редкие породы: фойдиты с низкими содержаниями  $SiO_2$  до 43 мас.% и высокими  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ; а также андезиты, выделяющиеся высокими содержаниями  $SiO_2$  (до 58 мас.%), низкими  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O$ , и наиболее низкими содержаниями рассеянных элементов, что указывает на них, как на продукты коровой контаминации расплавов.

По геохимическим данным вулканические породы Хангая сопоставляются с базальтами OIB типа, но с определенной спецификой. Так, породы центрального Хангая (Водораздельного грабена) выделяются наиболее деплетированным составом. По сравнению с базальтами OIB типа они отличаются более низкими концентрациями большинства элементов, при более высоких содержаниях Ba, K, Sr. Породы склоновых участков Хангая являются геохимически более обогащенными по сравнению с породами Водораздельного грабена и по сравнению с OIB отличаются более высокой степенью фракционирования РЗЭ. Кроме того, по мере удаления от центра происходит все большее обогащение пород высоко несовместимыми элементами, определяя, в том числе, вариации  $(La/Yb)_{ср} = 11_{центр} \rightarrow 13_{ближняя\ периферия} \rightarrow 19_{дальняя\ периферия}$ .

Сопоставление изотопных данных для разновозрастных пород Хангая позволяет говорить об участии в их формировании источников с характеристиками мантии типа PREMA и геохимически обогащенной мантии. При этом в составе пород Водораздельного грабена из центра Хангая доминирует роль компонента PREMA, участие обогащенной мантии (EMI) проявлено в меньшей степени. В лавах же склоновых участков Хангая, наряду с PREMA, отмечаются добавки источников с характеристиками обогащенной мантии (EMI и EMII). Так породы Верхнеорхонского, Угий-нурского и Долиноозерского грабенов выделяются наиболее низкими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-1.5$  до  $-10$  и  $\epsilon_{Sr}(T)$  от  $-9$  до  $+5$ , что соответствует параметрам обогащенной мантии EMI. Для лав Тарятского грабена характерны иные изотопные составы ( $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $+2,5$  до  $-2$  и  $\epsilon_{Sr}(T)$  от  $-9$  до  $+3,5$ ), параметры которых отвечают умеренно обогащенной мантии с незначительным участием обогащенной мантии EMII. Породы Орхон-Хануйского грабена междуречья Орхон-Селенги имеют довольно большой разброс значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $+0,5$  до  $-8$  при  $\epsilon_{Sr}(T)$  от  $-5,5$  до  $0$ , что указывает на смешение в их образовании мантии типа PREMA и EMI.

Важную информацию о среде плавления несут данные изучения расплавных включений. В центре Хангая были изучены включения в позднемиоценовых породах Водораздельного грабена. По результатам исследований исходные расплавы этих пород формировались из источника с относительно высокими концентрациями  $Al_2O_3$  и низкими содержаниями MgO, что в соответствии с экспериментальными данными [6] сопоставляется с продуктами плавления мантийных пироксенитов. Такая же среда плавления установлена и для позднемиоценовых пород северо-восточной периферии (Орхон-Хануйского грабена). А вот для северной периферии Хангая (Тарятского грабена) выявляется различная среда плавления для позднемиоценовых и плейстоценовых магм. Также как и для лав центра Хангая и северо-восточной периферии ареала в образовании позднемиоценовых базитов Тарятского грабена существенную роль играли пироксениты. В отличие от них, плейстоценовые расплавы формировались из среды с увеличенной долей перidotитового компонента, отличаясь более низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и высокими значениями MgO [6]. Различия в составе среды плавления отразились и на изотопных характеристиках пород. Пироксенитовый компонент более характерен для источников, обладающих характеристиками



ми взаимодействия мантии PREMA и EMI, в то время как перидотитовый компонент приобретает более заметное участие в источниках с характеристиками смешения мантии PREMA и EMI.

Необходимо отметить, что при сопоставлении составов гретых стекол включений из центра и периферии Хангая отмечаются те же закономерности в изменении их состава, которые свойственны породам. Для гретых стекол из центра Хангая (Водораздельного грабена) также как и для пород характерны более высокая магнезиальность  $Mg\#(L_{\text{центр}}/L_{\text{периферия}})_{\text{ср}}=0,57/0,52$ ,  $Al_2O_3$  и более низкие содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  по сравнению с составами гретых стекол из наиболее удаленных северной и северо-восточной периферии Хангая (Тарянского и Орхон-Хануйского грабенов). По содержанию летучих компонентов и ряда петрогенных элементов изученные составы первичных расплавов Хангая наиболее близки к составам расплавов из базальтов океанических островов.

Полученные данные свидетельствуют о зональном изменении состава источников расплавов и условий их плавления в основании Хангайского вулканического ареала. Эта зональность определяется более деплетированным источником магматизма в сводовой части Хангая по сравнению с его склонами, как в геохимическом, так и в изотопном отношении. Выявленные вариации могут быть рассмотрены с позиции связи магматизма с мантийным плюмом, для которого следует предположить неоднородное (зональное) строение, как в отношении его вещественных характеристик, так и в отношении изменчивости температурного режима в основании Хангайского свода. Так, разброс значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-10$  до  $3$  и  $\epsilon_{Sr}(T)$  от  $-9$  до  $+5$  в породах Хангая может быть связан с неоднородностью мантийного источника. Это, в частности, находит отражение в проведенных исследованиях расплавных включений и минералов-вкрапленников из разновозрастных пород, в результате которых выявлены присутствие разных компонентов (пироксениты и перидотиты) в источнике плавления.

Модель мантийного плюма, предполагаемая для Хангайского вулканического ареала, объясняет, во-первых, неоднородность (зональность) его вещественных характеристик и, во-вторых, вариации условий плавления (температуры и давления), определяющих степени плавления и составы реститовых фаз под центральной и периферическими участками ареала. Обогащение LREE относительно HREE в породах краевых участков ареала связываются с низкими степенями плавления в области стабильности граната, что отвечает пониженным температурам под краями свода. Напротив, в центре ареала обогащение MgO и HREE относительно LREE вызвано большей степенью плавления гранатсодержащего протолита вследствие больших температур под центральной стволочной частью плюма, тем самым подчеркивая его температурную неоднородность. Изотопные данные и данные о первичных расплавах свидетельствуют о вовлечении в область плавления мантии различных источников магматизма. Доминирующим является нижнемантийный компонент с характеристиками PREMA, к которому присоединяется захороненный древний рециклированный коровый компонент [4], несущий характеристики изотопно-обогащенной мантии EMI. Эти глубинные источники отвечают за появление в области магмогенерации пироксенитов [5]. Появление источника с характеристиками изотопно-обогащенной мантии EMI в зонах магмогенерации связывается нами с вовлечением континентальной литосферной мантии, которая имеет перидотитовый состав. Выводы о связи ареала с мантийным плюмом подкрепляются геофизическими данными [1], в результате которых под Хангаем определен астеносферный выступ, прослеживаемый до глубин 50 км, а также данными сейсмотомографии [2], позволившими установить под Хангаем интенсивную низкоскоростную аномалию, прослеживаемую до глубин 450-600 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31164-мол\_а, а также Программы ОНЗ РАН № 10.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Известия АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 33-42.

2. **Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др.** Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли*. 2007. № 2. С. 21-32.
3. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // *Геотектоника*. 1995. № 5. С. 41-67.
4. **Maruyama S., Santosh M., Zhao D.** Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and antiplate tectonics on the Core–Mantle Boundary // *Gondwana Research*. 2007. 11. P. 7-37. doi:10.1016/j.gr.2006.06.003.
5. **Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.** An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. Vol. 434. P. 590-597.
6. **Kogiso T., Hirschmann M.M., Pertermann M.** High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle // *Journal of Petrology*. 2004. Vol. 45. № 12. P. 2407-2422.

## **МИОЦЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МАГМ**

**Лебедев В.А.**

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

Проведены комплексные геолого-стратиграфические, изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования продуктов наиболее раннего (позднемиоценового) этапа позднекайнозойской магматической активности в пределах центральной Армении.

Согласно полученным нами ранее изотопно-геохронологическим данным [1] позднекайнозойский магматизм в этой части Малого Кавказа протекал в течение трех этапов – позднемиоценового, плиоценового и четвертичного. Было установлено, что по своим петролого-геохимическим характеристикам образовавшиеся здесь продукты неоген-четвертичной вулканической деятельности являются типичными внутриплитными континентальными образованиями, региональный мантийный источник которых близок гипотетическому резервуару Common, продуцирующему магмы OIB-типа [2].

В результате проведенных исследований установлено, что эффузивы центральной Армении, образовавшиеся в позднем миоцене, приурочены к единому ареалу СЗ-ЮВ простирания, протянувшемуся на 70 км по водораздельным частям Цахкуняцкого и Техеняцкого хребтов через Котайкское плато до северных склонов Араратской долины к востоку от г. Ереван. Ширина данного ареала при этом не превышает 30 км. Здесь распространены как мощные лавовые покровы различного состава, так и мелкие экструзии (Каренис, Авазан, Еракатар и др.) и дайки риолитов. На Котайкском плато вулканогенные образования позднего миоцена обычно объединяют в состав так называемой капутанской свиты. Продукты разрушения ее покровов и сноса их материала в Араратскую долину распространены к северо-востоку и востоку от г. Ереван и известны под названием вохчабердской вулканогенно-обломочной толщи.

Результаты изотопного К-Аг датирования показывают, что временной диапазон образования позднемиоценовых вулканитов составляет от 5,8 до 4,7 млн. лет назад, т.е. продолжительность первого этапа внутриплитной активности на территории центральной части Армении составляла около 1 млн. лет. При этом общий период молодого магматизма в этой части Малого Кавказа, следовательно, составил менее 6 млн. лет.

Петролого-геохимические исследования показывают, что позднемиоценовые вулканиты Центральной Армении образуют непрерывный ряд составов: трахибазальты – базальтовые трахиандезиты – трахиандезиты и андезиты – трахиты – риолиты. Большая их часть относится к К-На умеренно-щелочной серии, меньшая – к известково-щелочной. Основными минералами фенокристов в основных разностях пород являются оливин и основной плагиоклаз, в трахиандезитах – андезитах – плагиоклаз и клинопироксен, в трахитах – плагиоклаз в ассоциации с двумя пироксенами или амфиболом, в риолитах – зональный плагиоклаз в парагенезисе с биотитом или амфиболом, редко – клинопироксеном. Среди кислых вулканитов Цахкуняцкого хребта часто присутствуют обсидианы и гиалориолиты.

Совокупность петрологических и геохронологических данных показывает, что на ранних стадиях (5,8-5,6 млн. лет назад) позднемиоценового этапа магматизма в Центральной Армении происходили извержения преимущественно средних и редко кислых по составу лав. Затем они сменились излияниями основных лав (5,6-5,4 млн. лет назад). На заключительных стадиях магматической активности (5,4-4,7 млн. лет назад) вновь происходило образование средних по составу лав и в самом конце – внедрение кислых экструзий и даек (5,0-4,7 млн. лет назад), секущих более ранние вулканогенные толщи. Полученные петролого-геохимические данные показывают, что по своим характеристикам позднемиоценовые вулканиты Центральной Армении вполне соответствуют континентальным внутриплитным образованиям, как и их более молодые аналоги, распространенные в пределах рассматриваемой части Малого Кавказа.

Изучена изотопная геохимия Sr в позднемиоценовых породах центральной Армении, имеющих различный химический состав (от базальтовых трахиандезитов до риолитов) и образовавшихся на разных временных отрезках первого этапа молодого магматизма региона. Установлено, что данные вулканиты характеризуются заметными различиями в изотопном составе стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – от 0,7044 до 0,7047). При этом кислые разности пород в целом обладают более радиогенным составом Sr по сравнению со средними и основными эффузивами, а на диаграмме  $\text{SiO}_2 - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  можно наблюдать неявно выраженный ( $R^2=0.25$ ) положительный тренд. В совокупности с петролого-геохимическими данными полученные результаты позволяют утверждать, что в генезисе позднемиоценовых магматических пород центральной Армении первостепенную роль играли процессы ассимиляции корового вещества, вероятно, протекавшие одновременно с кристаллизационной дифференциацией материнских базитовых магм.

Изотопные характеристики миоценовых базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов в целом достаточно близки таковым для регионального мантийного источника «Caucasus» ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  – 0,7040-0,7042), ответственного за магомгенез на территории Кавказского региона в течение всего позднего кайнозоя [3 и др.]. Это дает основание полагать, что позднемиоценовые эффузивы центральной Армении не являются исключением, и ведущую роль в их петрогенезисе, аналогично более поздним четвертичным лавам Арагацкого и Гегамского нагорий, играл означенный мантийный резервуар “Caucasus”. Тем не менее, наблюдаемый в позднемиоценовых лавах Армении базальт-андезитового состава слабый сдвиг изотопного состава Sr в сторону более радиогенных значений, по сравнению с материнскими расплавами, генерируемыми источником, вероятно, связан с тем, что контаминация веществом коры сыграла определенную роль и в петрогенезисе основных разностей изученных вулканитов, изверженных в пределах рассматриваемого региона. Последнее обстоятельство крайне важно в связи с тем, что более поздние (плиоценовые и четвертичные) вулканогенные образования Центральной Армении, как кислые, так и основные, по своим изотопным характеристикам фактически не отличаются от умеренно-щелочных базальтовых лав, генерируемых мантийным источником. Таким образом, в их петрогенезисе коровая ассимиляция не играла сколь заметной роли [2].

Существенная роль корового материала в петрогенезисе изученных неогеновых лав Центральной Армении, скорее всего, объясняется тем, что ареал развития позднемиоценового вулканизма в этой части Кавказа целиком приурочен к жесткому блоку древней (палеозойской, а по данным ряда авторов позднепротерозойской – палеозойской) континентальной литосферы – Армянскому микроконтиненту, сложенному преимущественно гранитоидами и метаморфическими толщами. Высоко-радиогенный изотопный состав Sr в кристаллических породах Армянского блока мог стать причиной того, что даже небольшая контаминация этого материала (до 5 мас.%) мантийными базитовыми расплавами приводила к заметному сдвигу величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изверженных на поверхность лавах. В связи с этим, вполне объясним и более радиогенный изотопный состав Sr не только в позднемиоценовых кислых, но и основных эффузивах, по сравнению с региональным мантийным источником. Вероятно, в позднем миоцене Армянский микротеррейн

представлял собой еще целостный блок литосферы; вследствие чего подъем мантийных магм через него к поверхности был затруднен, происходил с небольшой скоростью, что в свою очередь открывало возможность для интенсивного фракционирования расплавов в промежуточных магматических камерах и ассимиляции вмещающих пород. В плиоцене и позднее в условиях тектонического сжатия вследствие континентальной коллизии началось тектоническое «дробление» Армянского блока, возникновение многочисленных разломов и субмеридиональных зон растяжения, которые служили магмоподводящими каналами, обеспечивали быстрый подъем мантийных расплавов с астеносферных уровней к поверхности без интенсивного взаимодействия с материалом литосферы. В этих условиях развивался преимущественно основной ареальный вулканизм повышенной щелочности, нередко возникали контрастные бимодальные ассоциации эффузивов, характерные для рифтогенных обстановок.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить общий период развития позднекайнозойской магматической активности на территории Центральной Армении (6 млн. лет), определить временные рамки ее первого (позднемиоценового) этапа – 5,8-4,7 млн. лет назад, выявить основные особенности петрогенезиса вулканитов, образовавшихся в этот период развития эндогенной активности на территории рассматриваемого региона. Основным источником вещества для изученных позднемиоценовых вулканитов центральной Армении являлся региональный мантийный резервуар “Caucasus”, ответственный за магмогенез на территории Кавказского региона в течение всего позднего кайнозоя. Важную роль в петрогенезисе изученных неогеновых лав региона играли процессы фракционной кристаллизации и ассимиляции вещества палеозойской континентальной литосферы Армянского микроконтинента, что обусловило существование непрерывного ряда составов среди изученных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №13-05-90612\_Арм).

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Арутюнян Е.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К. Геохронология неоген-четвертичного вулканизма Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Докл. РАН. 2007. Т.416. №1. С.91-95.
2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Бубнов С.Н., Якушев А.И. Геохронология, изотопные Sr-Nd характеристики и происхождение четвертичных вулканитов Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Вулканология и сейсмология. 2013. №3. С.25-53.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. K-Ar возраст и Sr-Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Бол. Кавказ) // Докл. РАН. 2006. Т.408. №4. С. 517-522.

### **БАЗАЛЬТЫ ОСТРОВА МАТУА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КУРИЛЫ):**

#### **ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ**

**Мартынов Ю.А.<sup>1</sup>, Рыбин А.В.<sup>2</sup>, Дегтярев А.В.<sup>2</sup>, Остапенко Д.С.<sup>1</sup>, Мартынов А.Ю.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*г. Владивосток, martynov@fegi.ru*

<sup>2</sup>*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН*

*г. Южно-Сахалинск, rybin@imgg.ru*

Происхождение магматических расплавов в островных дугах и задуговых бассейнах принято рассматривать как результат парциального плавления надсубдукционной мантии, метасоматически переработанной одним или несколькими субдукционными компонентами. Однако детали этой модели все еще дискутируются, в том числе и из-за слабой изученности вулканитов ранних этапов формирования, часто расположенных ниже уровня моря и недоступных непосредственному наблюдению. Курильские острова в этом отношении являются редким исключением, поскольку в основании наземной части разреза здесь картируются относительно древние миоценовые и плиоценовые вулканиты. Изотопно-геохимическое изучение этих пород в пределах о. Куна-

шир позволило по новому рассмотреть вопросы магматической эволюции субдукционной системы, оценить роль в этом процессе задуговых тектоно-магматических событий [3]. В данной работе рассматривается эволюция вулканизма о. Матуа, расположенного в пределах слабоизученного центрального сектора Курильской островной дуги. Коллекция образцов для аналитических исследований была отобрана сотрудниками Института морской геологии и геофизики ДВО РАН при проведении комплексной геологической морской экспедиции 2010 года.

Магматические образования о. Матуа представлены вулканогенным фундаментом, остатками плейстоценовой постройки в. Матуа с вершинной кальдерой и молодым конусом в. Пик Сарычева. Вулканогенный фундамент представлен слабодислоцированными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами плиоценового возраста. Останки древнего вулкана Матуа сохранились лишь в юго-восточной части острова. Его формирование закончилось в позднем плейстоцене – раннем голоцене массовыми выбросами кислой пирокластики с образованием кальдеры диаметром ~3,5 км. Действующий в. Пик Сарычева, занимающего северо-западную часть острова, построен по типу Сомма-Везувий. Его возраст, согласно результатам радиоуглеродного датирования погребенных почв, составляет ~500 лет [1].

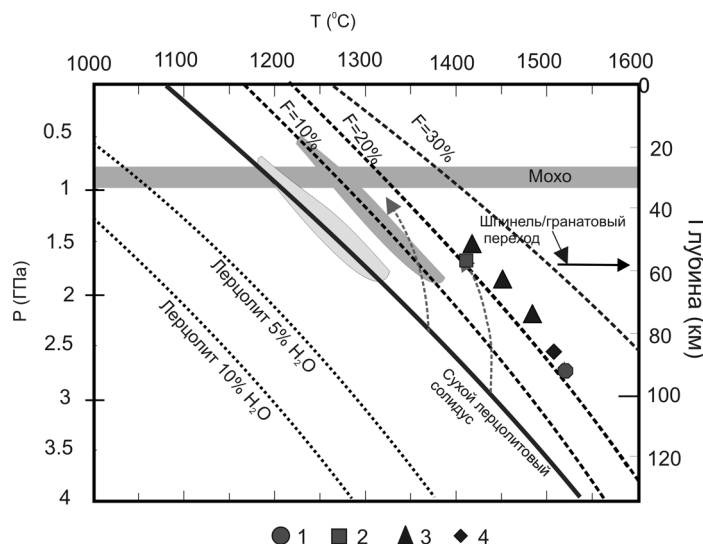
Разновозрастные вулканы о. Матуа достаточно близки между собой по большинству петрохимических параметров. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  их фигуративные точки располагаются в поле умереннокалиевой известково-щелочной серии, а на диаграмме Миаширо – преимущественно в толеитовом поле, вблизи границы с известково-щелочной серией. По микроэлементным характеристикам породы различных возрастных интервалов являются типичными представителями островодужной серии, с отчетливо выраженными Ta-Nb минимумом и U-Th-Ba-Rb максимумом на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB. По изотопным признакам они относятся к типу MORB Индийского океана, располагаясь на диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  выше средней линии средних составов океанических пород северного полушария (NHRL).

Литосферная мантия, подстилающая Курильскую островную дугу, является гетерогенной по своей природе [2]. Северные острова, продолжающие на юг вулканические структуры южной Камчатки, развиваются над разогретой литосферой с деплетированными изотопными характеристиками близкими к резервуару MORB Тихого океана. Южные острова подстилаются «холодной» литосферой индийского MORB типа, деплетированной в отношении некогерентных элементов относительно молодыми задуговыми процессами. Хотя о. Матуа расположен вблизи предполагаемой границы южного и северного литосферных блоков, слагающие его вулканы по основным геохимическим параметрам близки к лавам о. Парамушир. Те и другие обогащены  $\text{K}_2\text{O}$ , легкими лантаноидами и характеризуются отчетливо выраженной отрицательной Hf аномалией на многокомпонентных диаграммах, нормализованных к хондриту. Наличие такой аномалии позволяет предполагать вовлечение в магмогенез высокотемпературного субдукционного компонента (расплав и/или надкритический флюид), образующегося в случае если температура на поверхности субдуцирующей плиты превышает водный солидус терригенных осадков ( $> 700$  °C при 3 ГПа, [7] и др.). Согласно результатам численного термального моделирования [8], такие условия характеризуют северные Курильские острова (~713 °C).

Изучение тефроидных отложений о. Матуа позволили установить отчетливую смену их геохимических характеристик на рубеже позднего плейстоцена – раннего голоцена, совпадающая со временем кальдерообразования в. Пик Сарычева [1]. Аналогичная закономерность прослеживается и для лавовых пород. Плиоцен-плейстоценовые вулканы варьируют по составу от андезитов ( $\text{SiO}_2 \sim 60$  мас.%, MgO до 1,5 мас.%) до магнезиальных базальтов ( $\text{SiO}_2 \sim 50$  мас.%, MgO ~ 8,2 мас.%), тогда как их голоценовые аналоги представлены преимущественно базальтами и андезибазальтами, со сравнительно низкими концентрациями MgO (~5 до ~ 2 мас.%). Древние эффузивы отличаются более низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$ , но более высокими – CaO. Устойчиво



**Рис. 1.** Вариации отношений Zr/Hf, Th/Yb и Ba/Yb в основных вулканитах о-вов Матуа и Райкоке. Номера по горизонтальной оси: 1–3 – вулканогенные образования о. Матуа: голоценового (1), плейстоценового (2) и плиоценового (3) возрастов; 4 – лавы о. Райкоке



**Рис. 2.** Рассчитанные температуры и давления генерации первичных мантийных магм о.вов Матуа и Райкоке. Пояснения в тексте.

Условные обозначения см. рис. 1

Сплошными тонкими линиями показаны лерцолитовый солидус с различными содержаниями воды; пунктирными линиями – изолинии степени плавления расплава (F) по [6].

выше в этих породах отношения LREE/HREE ( $La/Yb > 4$ ), но ниже концентрации HFSE. Различия плиоцен-плейстоценовых и голоценовых эффузивов отчетливо выражены в изотопных и межэлементных отношениях (рис. 1), что, в совокупности, позволяет предполагать смену мантийных источников и вклада магмогенезис субдукционных компонентов.

Значительные вариации составов субдукционных лав, аналогичных таковым в плиоцен-плейстоценовых вулканитах о. Матуа, во многих случаях наблюдаются для островных дуг с относительно небольшой глубиной (~80-100 км) до субдуцирующей плиты под вулканическим фронтом [5]. Полная консолидация системы надсубдукционная мантия – океаническая плита на этой глубине приводит к значительным (~ 200 °C) колебаниям температур в зоне магмогенерации, изменению физической природы субдукционных компонентов и состава первичных магм. Более однородные петро- геохимические характеристики голоценовых вулканитов характерны для островных дуг с большей глубиной (> 100 км) до субдуцирующей плиты. В настоящее время эта величина оценивается для северных Курил в 107 км; для южной Камчатки – 111 км [8]. Расчетные T-P параметры генерации первичных магм, полученные с использованием геотермобарометра [6] для голоценовых базальтов также выше ( $F \sim 20\%$ ;  $H \sim 80-90$  км) (рис. 2)

Изменение составов вулканических продуктов о. Матуа на границе плейстоцена и голоцена свидетельствует об изменении геодинамического режима формирования субдукционной системы. Учитывая, что аналогичная закономерность ранее была выявлена на о. Кунашир, юг Ку-

рильской гряды [3], на вулканах Мутновский и Горелый южной Камчатки [4], можно говорить о глобальном плейстоценовым тектоническом событии в развитии Курило-Камчатской островной дуги.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г. Голоценовая тефра о. Матуа (Центральные Курилы) // Тихоокеанская геология, 2012, Т. 31, № 6, с. 16–26
2. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.-И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512-525.
3. Мартынов А.Ю. Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов формирования о. Кунашир // Петрология, 2013, том 21, № 5, с. 517–534
4. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый и Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток. Дальнаука. 2011. с. 269.
5. Cooper L.B., Ruscitto D.B., Plank T., Wallace P.J., Syracuse E.M., Manning C.E. Global variations in  $H_2O/Ce$ : Slab surface temperatures beneath volcanic arcs // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. V.13. №3. 2012. doi:10.1029/2011GC003902.
6. Lee C.-T. A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W. P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020
7. Manning C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // *Earth and Planet Science Letter*. 2004. V.223. P.1-16
8. Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth interiors*. 2010. V.183. № 1-2. 373-90. doi:10.1016/j.pepi.2010.02.004

### КРИПТОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДРЕВНИЕ ПОРОДЫ МАЛОГО ХИНГАНА

Невструев В.Г.<sup>1</sup>, Саксин Б.Г.<sup>2</sup>, Усиков В.И.<sup>2</sup>, Бердников Н.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

<sup>2</sup> *Институт горного дела ДВО РАН, г.Хабаровск*

Активное освоение железорудных и железо-марганцевых объектов на Малом Хингане (Еврейская автономная область РФ), а также сведения о потенциальной платиноносности углеродистых пород в их пределах [6, 7] явились основанием для более детального изучения геологии Хинганского прогиба. Исследование геохимических характеристик углеродистых толщ в восточной части Буреинского массива позволило сделать вывод о том, что породы кимканской толщи, входящей в состав малохинганского комплекса, формировались в пределах активной континентальной окраины под влиянием терригенного стока с континента, а также надсубдукционного вулканизма с участием пород мафического состава [2].

Южно-Хинганский рудный узел, в пределах которого проведено детальное опробование пород, протягивается от р. Амур на север узкой зоной (6 – 8 км) более 60 км. Известная рудная минерализация представлена разобщенными рудными участками железных и марганцевых руд, а также проявлениями магния, мышьяка и других элементов. Рудные тела в южной части круто наклонены на восток. В центральных и северных участках площади, также при крутых углах падения, описан наклон тел к западу. По данным литохимическим опробованием м-ба 1:2000 до 1:50000 (М.В. Чеботарева 1955) выявлены ореолы, ванадия, молибдена, свинца, цинка. В шлиховых потоках установлены минералы редких земель, вольфрама, золота и некоторых других элементов. Оценка ореолов и шлиховых потоков не проведена. По современным представлениям вмещающими для рудных тел являются породы мурандавской свиты, в состав которой входят известняки, в том числе битуминозные, доломиты, с подчиненным объемом терригенных пород. Возраст свиты определен как верхнепротерозойский.

В пределах руных тел и вмещающих пород установлены образования, которые содержат типичные признаки криптовулканических пород (КВП) (флюидизитов). Они содержат обломки доломитов, сланцев, известняков и других пород невыясненного состава, заключенные в матрикс с типичной структурой игнимбриков (рис. 1).

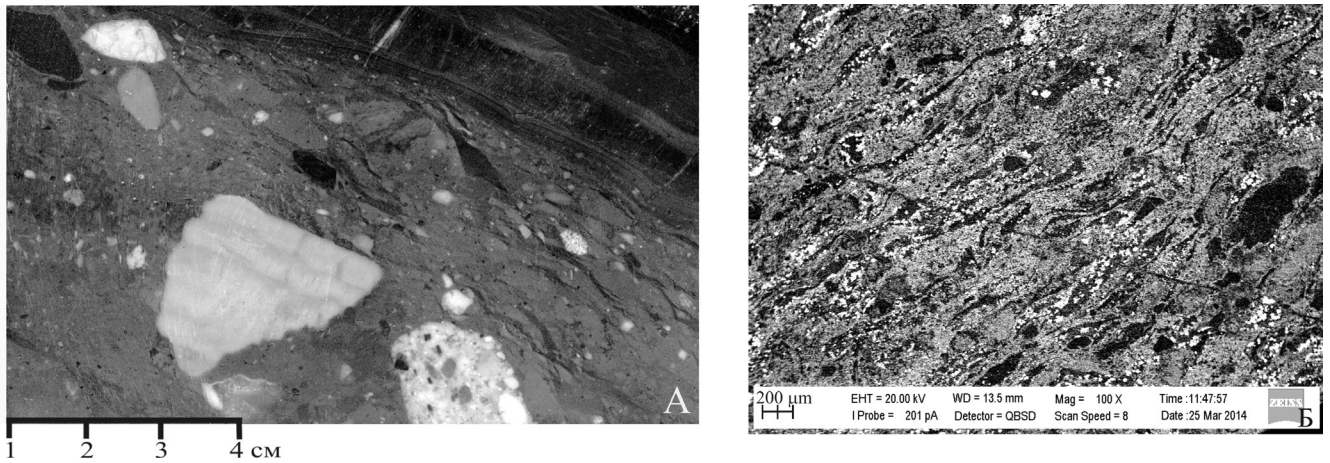


Рис. 1. Макро- (А, проба 460) и микроструктуры (В, проба 326) криповулканических пород.

Размер обломков варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров и имеет преимущественно оскольчатую иногда округлую форму. Некоторые обломки представляют собой более раннюю мелкообломочную брекчию. Встречаются обломки доломитов рассеченные поздними прожилками кварца и карбонатов, заключенные, в свою очередь, в обломочный матрикс оксидных минералов железа, либо флюидально-слоистую массу основного состава. Количество обломочного материала варьирует от единичных включений до 70-80 %, что предопределяет и существенные вариации содержаний окислов основных элементов. В отдельных образцах наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием тонкозернистой массы с более крупными фьяммеподобными включениями. В ряде случаев в доломитах и железомарганцевых рудах наблюдаются тончайшие (менее 1 мм) прожилковидные образования также содержащие тонкий разнородный обломочный материал, что свидетельствует о высокой проникающей способности внедряющейся массы.

Химический состав типичных КВП (в вес.%):  $\text{SiO}_2$  – 57,91;  $\text{TiO}_2$  – 0,96;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 13,28;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 7,65;  $\text{MnO}$  – 0,18;  $\text{CaO}$  – 2,05;  $\text{MgO}$  – 4,62;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,38;  $\text{K}_2\text{O}$  – 2,78;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,12;  $\text{S}$  – 0,07;  $\text{F}$  – 0,13;  $\text{Ba}$  – 0,24; ппп – 5,42; сумма – 97,89. На петрохимических диаграммах TAS и ВСЕГЕИ фигуративные точки образуют облако, лежащее преимущественно в поле андезитов и андезибазальтов. Единичные пробы попадают в поле трахитовых аналогов. Сумма  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  колеблется в диапазоне 2-5 %, достигая в единичных пробах 8-10 %.

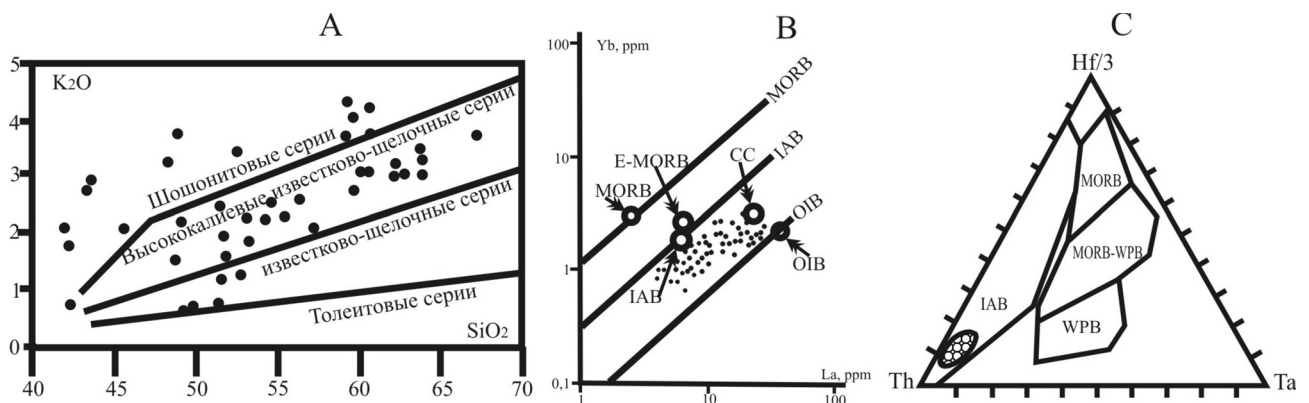


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы криповулканических пород: А – по Peccerillo A., 2005; В – по Barrett, T.J. and MacLean, W.H., 1999, показаны модельные составы базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB — нормальные, E-MORB — обогатённые), океанических островов (OIB), островных дуг (поясов) (IAB) и континентальной коры (CC); С – по Wood, 1980, заштрихована область точек исследуемых пород.



На диаграммах  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2 - \text{FeO/MgO}$  точки составов попадают в поле высококалийевых пород известково-щелочной серии и частично в поле шошонитовых серий. На дискриминационных диаграммах редких и редкоземельных элементов и их соотношений ( $\text{La} - \text{Yb}$ ;  $\text{La/Yb} - \text{Nb/U}$ ;  $\text{Nb} - \text{Nb/U}$ ;  $\text{Th/Yb} - \text{Nb/Yb}$ ;  $\text{Co} - \text{Th}$ ;  $\text{Th} - \text{Hf/3} - \text{Ta}$  и других) фигуративные точки КВП соответствуют породам активных континентальных окраин и надсубдукционных вулканических дуг (поясов) (рис. 2).

Среди опробованных КВП выделяются интервалы обогащенные (в %)  $\text{Co}$  (до 0,13);  $\text{Ni}$  (до 0,18);  $\text{Ba}$  (до 0,69);  $\text{Zn}$  (до 0,06);  $\text{F}$  (до 0,57);  $\text{S}$  (до 0,1). К этим же интервалам приурочены высокие содержания  $\text{Nb}$  (8 – 14,7 г/т), тогда как обычные его содержания в осадочных породах и железистых рудах варьируют от десятых долей до 1-2 граммов на тонну. В этих же интервалах установлен и наиболее высокий  $\text{C}_{\text{орг}}$ , содержания которого в четырех пробах составили 8,9-12,15%. При отсутствии прямой корреляции к зонам аномальных концентраций вышеназванных элементов тяготеют высокие (более 10 %) содержания марганца. Высокие содержания железа (более 20 %) характерны для лежащего бока рудной зоны.

Полученные новые материалы позволяют трактовать формирование малохинганского комплекса как субдукционную зону, возникшую при столкновении коры Палеоазиатского океана с восточной частью Буреинского массива. Формирование железорудной, преимущественно магнетитовой, минерализации кимкано-костеньгинской зоны повидимому происходило в восстановительных условиях глубоководного желоба. Железо-марганцевая минерализация Южно-Хинганской рудной зоны, расположенной в 30 км к западу от кимкано-костеньгинской зоны, на ранних стадиях формировалась в результате апвеллинга в более мелководных условиях. В результате аккреции породы и руды были разбиты тектоническими нарушениями и приобрели более крутое залегание. Последующее внедрение в надсубдукционную зону высокоподвижных флюидонасыщенных магматогенных образований, преимущественно основного состава, привели к брекчированию пород и руд. Наличие в них обломков доломитов, в том числе рассеченных более поздними прожилками, свидетельствует о том, что наложенная доломитизация предшествовала формированию КВП. Это подтверждается анализом соотношений в доломитах кальция к магнезию, которые существенно отличаются от стехиометрических и варьируют от десятков до десятых долей.

Исследования последних лет [3, 4] свидетельствуют о том что КВП сами несут железо-марганцевую и другую рудную минерализацию. Учитывая гидротермальную природу благородно-металльной минерализации в кимкано-костеньгинской железорудной зоне, наличие высоких концентраций рудных элементов, установленных в рамках настоящего исследования, можно предполагать, что в пределах пород хинганской серии возможно обнаружение различных комплексных руд. При этом необходимо учитывать сложность морфологии криптовулканических образований, которые наряду с субпластовыми образуют секущие тела и многочисленные апофизы [3].

Обнаружение криптовулканических тел позволяет с других позиций рассмотреть сложный вопрос источников золотых россыпей Малого Хингана, поиски которых долгое время были ориентированы на выявление кварцево-жильных тел. При этом за пределами внимания геологов остались брекчиевидные криптовулканические образования, часто трактуемые как осадочные комплексы. По опубликованным данным [1, 5] и ряда других исследователей эти породы содержат промышленные концентрации золота и могли служить источником россыпей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 27 Президиума РАН (проект 12-1-П27-03), интеграционных проектов 12-11-СУ-08-011 и 12-11-УО-08-017.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов В. М. Криповулканические образования и их размещение на Охотско-Колымском водоразделе // веб-сайт портала «Геология» проекта «Электронная Земля»
2. Невструев В.Г., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Геохимическая характеристика углеродистых толщ восточной части Буреинского массива, несущих благороднометалльную минерализацию // Тихоокеанская геология, 2014, №2. С. 3-14

3. Туговик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и пластовое оруденение М.: Наука, 1989. - 191 с.
4. Фогельман Н.А. Рудоносные эксплозивно-инъекционные брекчии близповерхностных золоторудных месторождений // Отечественная геология, 1998, №3. С. 50-55.
5. Фогельман Н.А. Основные принципы формационного анализа золотоносных районов и рудных полей в целях прогноза // Отечественная геология, 1999, №3. С. 14-18.
6. Ханчук А.И., В.Г. Невструев., Бердников Н.В., Нечаев В.П. Петрохимические особенности углеродистых сланцев в восточной части Буреинского массива и их благороднометалльная минерализация // Геология и геофизика, 2013, № 6. С. 815-828.
7. Ханчук А.И., Диденко А.Н., Рассказов И.Ю., Бердников Н.В., Александрова Т.Н. Графитовые сланцы как перспективный источник благородных металлов на Дальнем Востоке России // Вестник ДВО, 2010, № 3, С. 3-12.

## **ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА – СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ (Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb ДАННЫЕ)**

**Осипова Т.А.**

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

Как и в других складчатых областях, на Урале с условиями жесткой коллизии, связанной с соприкосновением окраин Восточно-Европейского и Казахстанского континентов в позднекаменноугольное время [4, и ссылки в ней], связаны интенсивный палингенез и гранитообразование. Основной объем его проявлений локализован в пределах Восточно-Уральской (по [4]) зоны [7]. Основная геологическая и минералого-геохимическая характеристика наиболее изученных типичных коллизионных гранитоидов Среднего и Южного Урала приведена в работе [7]. В настоящем сообщении эти сведения дополнены изотопно-геохимическими и геохронологическими данными о более широком круге уральских коллизионных интрузивных пород и предпринята попытка их хронологической систематизации.

На Среднем Урале наиболее ранние интрузии коллизионного этапа представлены позднекаменноугольными (305-300 млн. л.) гранодиоритами и умереннокалиевыми гранитами верхисетского комплекса [6] и схожими с ними по вещественному составу гранодиоритами Шабровского и гранитами Шарташского массивов [2]. Они характеризуются низкоррадиогенным изотопным составом стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7041 - 0,7044$ ) и положительными значениями  $(\epsilon\text{Nd})_i = +4,5 - +5,6$  [1], что обусловлено составом их протолита – предшествующих раннекаменноугольных тоналитов и гранодиоритов, сформированных за счет субдукционных процессов [7].

На Южном Урале завершение субдукции и смена ее «жесткой» коллизией фиксируется внедрением на севере Магнитогорской зоны Ахуновской группы гранитоидов с Rb-Sr возрастом  $306,4 \pm 1,4$  млн. л., также обладающих примитивным изотопным составом стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,704$ ), для которых предполагается образование за счет уже полностью субдуцированной океанической коры [5, и ссылки в ней]. В пределах же Восточно-Уральской зоны, по-видимому, в это же время (313-300 млн. л.) начинается образование палингенных гранитов, примером которых может служить Варламовский плутон. Данных об изотопном составе стронция и неодима слагающих его пород пока нет. Но присутствие в гранитах его главной фазы окатанных и корродированных зерен цирконов с возрастом 3,3 млрд. л., 400-500 млн. л., 360 млн. л. [7] позволяет предположить образование варламовских гранитов за счет гетерогенного по возрасту и, по-видимому, по составу, источника (новообразованной «уральской» коры при участии древнего сиалического материала, подвергавшемуся неоднократному плавлению).

Кроме гранитных пород, на Южном Урале к этому же временному интервалу (310-300 млн. л.) относится внедрение даек лампрофиров, производных обедненного мантийного источника ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,705 - 0,707$ ;  $(\epsilon\text{Nd})_i = +1,4 - +4,5$ ).

Следующий импульс интрузивного магматизма и на Среднем, и на Южном Урале проявлен в ранней перми (285-280 млн. л.) внедрением плутонов монцодиорит-гранитного ряда (степ-

нинский комплекс), которые образуют дугообразные цепочки, пересекающие все современные структурно-тектонические зоны Урала [7, и ссылки в ней]. В составе ряда из них ранние фазы представлены субщелочными габброидами, для которых типичен сравнительно с предшествующими лампрофирами несколько менее радиогенный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim$  до 0,705) и слабо отрицательные значения  $(\epsilon\text{Nd})_i \sim -1$ . Более кислые члены серии характеризуются схожим изотопным составом стронция и близкими к «0» значениями  $(\epsilon\text{Nd})_i = -1,3 - +1,5$  [1; 7, и ссылки в них]. Практически всеми исследователями образование пород степнинского комплекса связывается с взаимодействием мантийных магм и корового материала, и последующей их дифференциацией.

Практически одновременно с латитовыми монцодиорит-гранитными интрузиями степнинского комплекса на Среднем Урале внедряются слюдяные лампрофиры Шарташского массива (284 млн. л.), связанные с обогащенным мантийным источником ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7058$ ;  $(\epsilon\text{Nd})_i = -6,5$ ) [1; 3]. На Южном Урале этому уровню соответствуют субщелочные габброиды кужебаевской серии (280 млн. л.), геохимически и петрографически отличные от степнинских габброидов и связанные с обедненным источником ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7046$ ;  $(\epsilon\text{Nd})_i = +1,6$ ).

Вслед за образованием пород монцодиорит-гранитного ряда на Южном Урале начинается становление основного объема палингенных плутонических гранитов (джабыкско-санарский комплекс), которое продолжается до конца средней перми (280 – 260 млн. л.). Изотопные характеристики этих гранитов (низкорadiогенный стронций и небольшие положительные значения  $(\epsilon\text{Nd})_i$ ;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7041 - 0,7052$ ;  $(\epsilon\text{Nd})_i = 0 - +1,8$ ) позволяют предположить их образование за счет молодой уральской коры и отсутствие в протолите значимых объемов древнего сиалического материала, что косвенно подтверждается спорадическим присутствием в гранитах реститовых и/или ксеногенных зерен цирконов с возрастом не древнее ордовикского (460 млн. л.).

На Среднем Урале формирование гранитов этого типа начинается позднее: возраст адуйского и мурзинского комплексов разными методами определяется в интервале 265 – 250 млн. л. В их протолите, по-видимому, значительная роль принадлежит древнему сиалическому материалу, что подтверждается высокорadiогенным составом стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,708 - 0,710$ ), отрицательными значениями  $(\epsilon\text{Nd})_i = -1 - -9,5$ , а также частым присутствием реликтовых/ксеногенных зерен цирконов среднепротерозойского возраста [1; 7, и ссылки в них].

Наряду с палингенными плутоническими гранитами в ранне- и среднепермское время (280 – 260 млн. л.) и на Среднем, и на Южном Урале происходит образование многочисленных небольших по объему интрузивных тел лейкогранитов субщелочного ряда, часто сопровождаемых вольфрам-молибденовым оруденением грейзенового типа. При этом на Среднем Урале лейкограниты предшествуют крупным батолитовым телам плутонических гранитов, а на Южном внедряются после них. Как и палингенные граниты батолитов, среднеуральские лейкограниты обладают более «коровыми» изотопными составами стронция и неодима по сравнению с южноуральскими, что хорошо согласуется с возрастом содержащихся в них ксеногенных зерен цирконов (в южноуральских породах – среднепалеозойские). Важно отметить, что грейзеновое оруденение, связанное с лейкогранитами, достигает промышленных масштабов лишь на Среднем Урале.

Приведенные выше сведения позволяют сделать следующие выводы. Поскольку только увеличение мощности молодой «собственно уральской» коры, образованной в процессе эволюции орогена к позднепалеозойскому времени, не может объяснить резкого скачка в изменении состава протолита для среднеуральских пород и отсутствие такового для Южного Урала, то наблюдающиеся закономерности должны быть связаны с ее гетерогенностью – разным объемом и количеством блоков древнего сиалического материала, вовлеченного в области магмообразования в разных сегментах (южном и северном) Восточно-Уральской зоны, а также, возможно, различной интенсивности воздействия на нее подстилающей мантии. На Среднем Урале в пермское время в источнике магмообразования главная роль принадлежит блокам древней сиалической коры, а на Южном Урале – новообразованной собственно «уральской», с чем, по-видимому, связана и раз-

ная продуктивность гранитных пород Среднего и Южного Урала на редкометальное оруденение.

Другим принципиальным отличием коллизионного интрузивного магматизма Южного и Среднего Урала является неоднократное во времени и достаточно широкое по локализации проявление в южном блоке базитового магматизма, связанного с обедненным источником, в то время как на Среднем Урале известны лишь единичные примеры внедрения базитов – производных обогащенного источника. Эти различия, предположительно, могут быть связаны с различиями в строении литосферы Южного и Среднего Урала и различной степени возбуждения литосферной мантии в этих сегментах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Уральского отделения РАН (проект 12-С-5-1036).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Петрова А.И., Журавлев Д.З., Осипова Т.А. Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия-кора // Записки РМО, 2003. Ч.СХХХII. №3. с. 16-38.
2. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U–Pb-изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Доклады Академии наук, 2011. Т. 438. № 3. С. 369-373.
3. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Доклады Академии наук, 2007. Т. 412. № 5. С. 682-684.
4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
6. 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.
7. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

## ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОГО КАЗБЕКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) В УСЛОВИЯХ СЛОЖНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Парфенов А.В.

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

Казбекский вулканический центр является одним из крупнейших мест проявления четвертичного вулканизма на Большом Кавказе. Он расположен в центральной части горной цепи Большого Кавказа на границе России и Грузии в зоне Бокового хребта. Центр занимает территорию около 600 км<sup>2</sup> в верховьях р. Терек и ее левых притоков – Амали, Чхери, Мнаиси, Суатиси, Геналдон. Положение центра в пространстве приурочено к зоне пересечения Главного Кавказского взброса и Аграхан-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны, представленной на этом участке Казбек-Цхинвальским разломом.

Казбекский центр находится в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа. Фундаментом для него служит субдукционно-аккреционный комплекс ранне-среднеюрских вулканогенно-осадочных пород, представленный в основном глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, туфами и туфопесчаниками. Севернее Казбека выходят структуры окраины Скифской эпигерцинской плиты: Дарьяльский и Гвелетский гранитные массивы, а так же карбон-пермские вулканогенно-осадочные породы, обнажающиеся в эрозионном окне. В пределах Казбекского центра выделяется полигенный стратовулкан Казбек (5033,8 м), а также ряд аппаратов-спутников к юго-западу, югу и востоку от него (Пик Мнаиси, Большой и Малый Шевардени,

Большой и Малый Ткаршети, Бетлеми, Кечутцвери, центр извержения Арцивисцвери, три эксплозивных центра: в устье реки Чхери, у сел Сиони и Пхелше) (рис. 1).

Состав пород центра варьирует от базальтовых андезитов–трахиандезитов до дацитов при доминирующей роли андезитовых и дацитовых лав. Содержание  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в них достигает 5-7 % при содержании  $\text{SiO}_2=55,3-68,0$  %,  $\text{MgO}=1,5-6,0$  %. Большинство вулканитов относится к известково-щелочной петрохимической серии. Породы в основном являются умеренно-калиевыми. Все породы порфировые. Минералы вкрапленников представлены зональным плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, форстеритом, амфиболом, биотитом и кварцем. Ассоциация  $\text{Amf}+\text{Orx}+\text{Pl}+\text{Qtz}$  является сквозной и присутствует во всех типах лав. В наиболее основных породах к ней добавляется оливин, а в наиболее кислых – биотит. Основная масса преимущественно состоит из микролитов плагиоклаза, к которым могут добавляться цветные минералы. Структуры основной массы различны: отмечаются гиалопилитовая, микролитовая, пилотакситовая и интерсертальная.

К настоящему времени нами получено 45 К-Аг датировок для вулканитов Казбекского центра. Эти данные свидетельствуют о том, что новейший вулканизм в его пределах развивался на протяжении последних 440-400 тыс. лет. Нами выделяются четыре фазы: I – 440-390 тыс. лет, II – 250-200 тыс. лет, III – 130-90 тыс. лет, IV < 50-30 тыс. лет назад. Первая фаза связана с образованием вулкана Палео-Казбек, излиянием Девдоракского лавового потока, сложенного базальтовыми андезитами и андезитами, а так же с проявлением вулканической активности ряда небольших аппаратов в одноименном ущелье. В это время образовался и Гвелетский останец (рис. 1).

На II фазе продолжалось развитие Палео-Казбека, происходили мощные извержения андезитовых лав (потоки реки Кесиа, Чхерские, Мнадонский и Цдосские потоки), а так же излияния дацитов (Майлинский поток). Одновременно с этим образовался лавовый конус Бетлеми, сложенный андезитами, и малый Гвелетский останец. В настоящий момент принадлежность Гвелетских останцов к определенному лавовому потоку или же вулканическому аппарату достоверно не установлена.

Мощные извержения I и II фаз привели к опустошению приповерхностных магматических камер, в результате чего произошло обрушение конуса Палео-Казбека и образование кальдеры диаметром около 5 км. Процесс обрушения вулканической постройки, вероятно, не сопровождался эксплозивной активностью, что подтверждается отсутствием вблизи вулкана соответствующих отложений.

III фаза развития вулканического центра связана с формированием в центре кальдерной чаши современного стратовулкана Казбек и излиянием его лавовых потоков, а так же с появлением ряда вулканов спутников. Начало этой фазы охарактеризовалось излияниями трахиандезитов (нижние горизонты Восточного Казбекского потока) и андезитов (Гергетский поток). В это же время образовался эксплозивный центр близ села Пхелше. В западной части Казбекского центра произошло излияние андезитов Суатисского потока, вероятно приуроченное к самостоятельному центру извержения, в настоящий момент скрытому под ледниковым покровом. В дальнейшем происходили извержения дацитовых лав (верхние горизонты Восточного Казбекского потока, центр извержения Арцивисцвери). Так же проявляли активность спутники Казбека – вулкан Пик Мнаиси и эксплозивный центр у села Сиони (рис. 1). Следует отметить, что на протяжении всей III фазы происходило формирование вулкана Казбек, конус которого сложен лавами и лавобрекчиями преимущественно дацитового состава. По К-Аг возрасту андезиты и дациты третьей фазы практически совпадают: 125-85 и 130-90 тыс. лет соответственно. Но, согласно стратиграфическим наблюдениям можно провести разделение по времени их образования. На всех разрезах дацитовые лавы залегают непосредственно поверх андезитов, что говорит об их более позднем излиянии по сравнению с андезитами. Это особенно хорошо наблюдается по разрезу Восточного Казбекского потока, нижние горизонты которого представлены трахиандезитами, а верхние – дацитами.

Заключительная IV фаза активности Казбекского центра связана исключительно с деятельностью вулканов-сателлитов. В это время изливался вулкан Кечутцвери, и проявлял активность эксплозивный центр близ устья реки Чхери. Вероятно, в это же время образовались вулканы Шевардени и Большой Ткаршети (рис. 1). Возраст фазы оценивается нами как менее 50-30 тыс. лет.

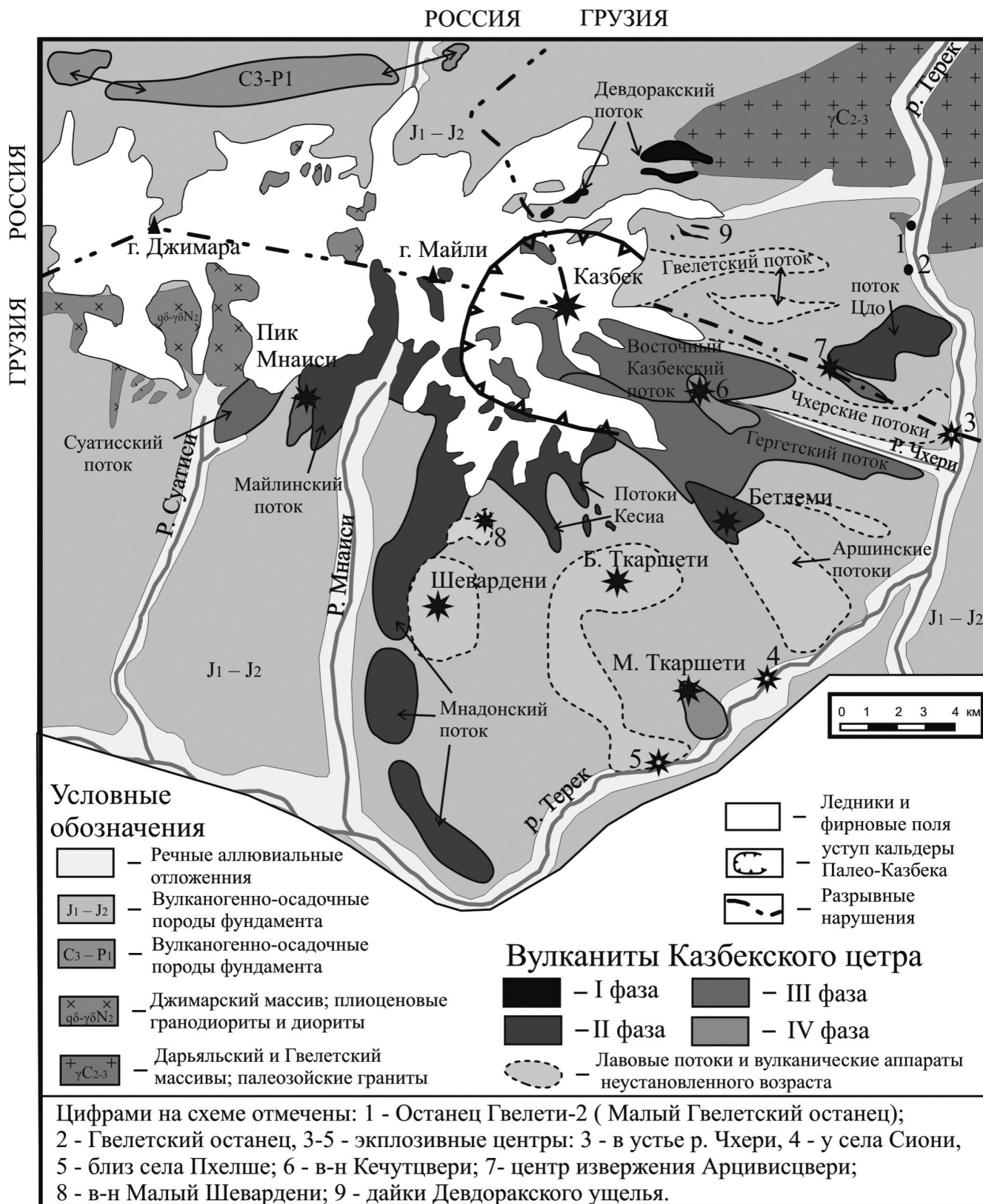


Рис.1. Геологическая схема строения Казбекского центра с выделением фаз вулканической активности.

Одним из последних на этой территории был активен моногенный вулкан Малый Ткаршети, извержение которого произошло в середине голоцена – около 6 тыс. лет назад [3]. Следует отметить, что Казбекский центр тесно связан в пространстве с Джимарским массивом гранитоидов плиоценового возраста (рис. 1), и что в пределах вулканического центра в настоящий момент отмечается активность термальных источников.

Таким образом, магматическая активность на этой территории была проявляться задолго до зарождения вулканизма; Казбекский центр является долгоживущим и потенциально активным.

Возобновление вулканической активности в начале каждой фазы связывается нами с повторными поступлениями в магматический очаг основного мантийного расплава. Причем, согласно нашей модели, внедрявшийся в начале 3 и 4 фаз базитовый расплав смешивался в очаге с остаточной дацитовой магмой (replenishment), что приводило к образованию гибридных андезитовых лав. Имеются отчетливые петрографические черты такого смешения: наличие в породах неравновесных ассоциаций вкрапленников, а так же появление у фенокристов плагиоклаза характерных сетчатых структур. Данная модель развития Казбекского центра подтверждается и геохимическими данными. На вариационных диаграммах для всех фаз отчетливо видна эволюция состава расплава. Она выражается в уменьшении содержания основных петрогенных элементов (Mg, Fe, Ca, P и др.) а так же возрастании роли щелочей (Na и K) и ряда некогерентных элементов на фоне увеличения кремнекислотности расплава. Причем перерывам в вулканической активности между фазами соответствует обратная картина, что подтверждает наличие повторных инъекций глубинного вещества.

Изотопные характеристики свидетельствуют о мантийно-коровой природе казбекских лав. Данные по Sr и Nd в ранних ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,70430-0,70449;  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от +2,5 до +3,1) и поздних ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,70452-0,70505;  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от +1,2 до +1,6) продуктах активности центра явно подтверждают предположение о заметном вкладе коровой компоненты в состав продуктов поздних фаз и их гибридном происхождении. При этом Sr-Nd изотопные характеристики самых ранних основных лав, изверженных вулканом Палео-Казбек, вполне близки к таковым для регионального мантийного источника “Caucasus” [1, 2], ответственного за генерацию базитовых магм на территории Кавказского региона в позднем кайнозое.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 11-05-00012а и 11-05-00933а).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов С.Н. // Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др. // Геохимия. Т.48. №1. С.45-73.
3. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. (2002) // Геохимия. №11. С.1151-1166.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МАССИВА ШИВЕЛУЧ (КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Певзнер М.М.<sup>1</sup>, Толстых М.Л.<sup>2</sup>, Бабанский А.Д.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, г. Москва, [m\\_pevzner@mail.ru](mailto:m_pevzner@mail.ru)

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, [mashtol@mail.ru](mailto:mashtol@mail.ru)

<sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
г. Москва, [baban@igem.ru](mailto:baban@igem.ru)

Вулканический массив Шивелуч (Камчатка) расположен вблизи северной границы Тихоокеанской плиты. В настоящее время это один из наиболее активных вулканов полуострова.

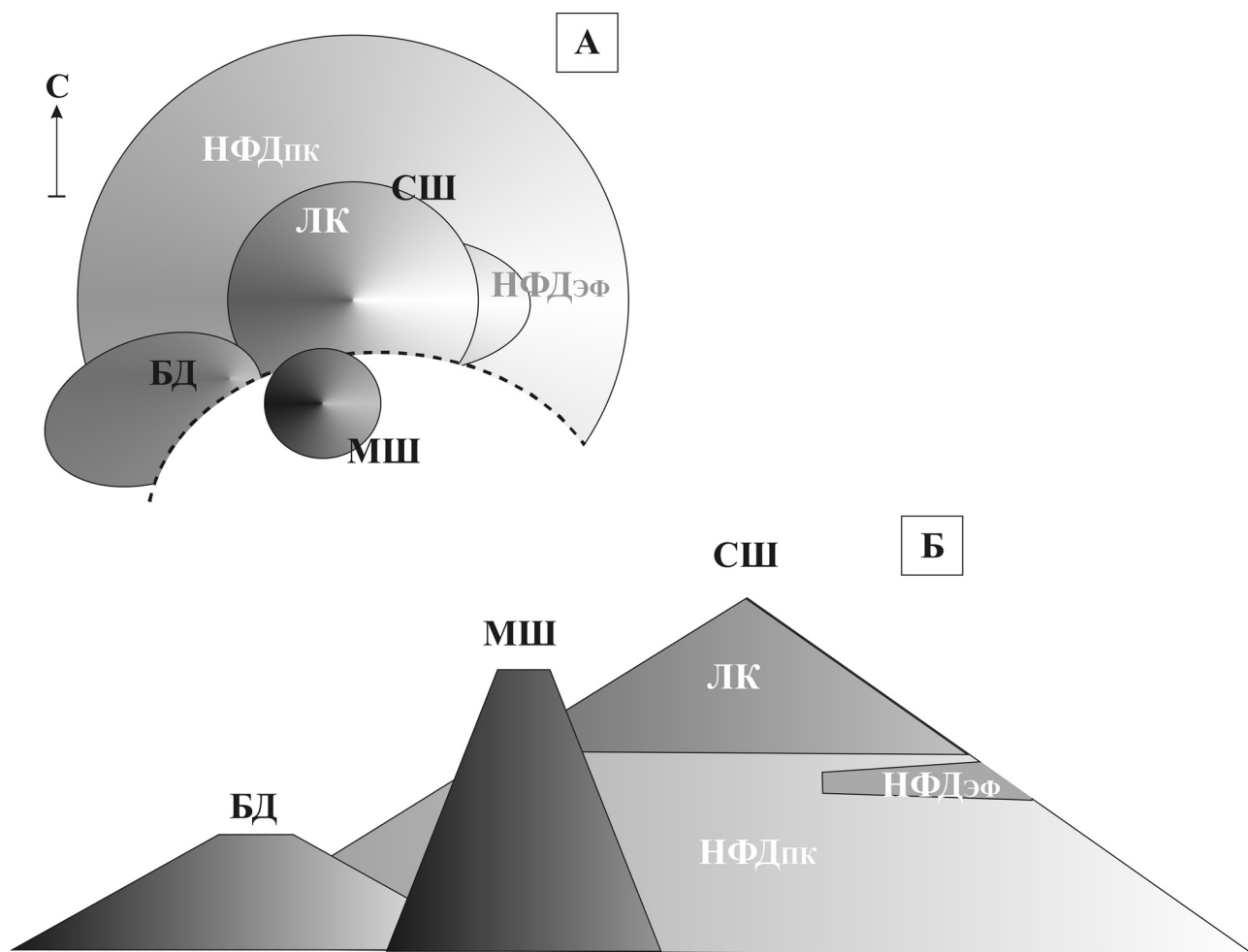
В результате многолетних исследований, направленных на изучение состава пород, типа эруптивной активности и определение изотопного возраста отдельных извержений, появилась возможность выделить и детально охарактеризовать крупнейшие структурно-возрастные комплексы

(СВК), входящие в состав массива Шивелуч: начальную фазу деятельности и лавовый комплекс Старого Шивелуча, Байдарный центр и Молодой Шивелуч (рис. 1А, табл.).

НФД – начальная фаза деятельности по [1] – представлена мощными толщами пирокластических отложений андезитового состава. Вблизи кровли отложений НФД наблюдается пачка лав, имеющих состав О1 андезибазальтов; лавы образовались около 80 тыс. л.н. [3]. Эти лавы целесообразно выделить в отдельный подкомплекс НФД – эффузивный (НФД<sub>эф</sub>); тогда основная часть НФД, представленная пирокластическими породами, может рассматриваться как пирокластический подкомплекс (НФД<sub>пк</sub>).

ЛК – лавовый комплекс перекрывает отложения НФД и представлен толщей лавовых потоков андезитового и андезибазальтового состава, связанных с работой Главной и Западной вершин СШ [1]. Временные рамки формирования ЛК – 80-16 тыс. л.н.

Согласно [4] около 16 тыс. л.н. происходит крупномасштабное обрушение постройки Старого Шивелуча с образованием крупного обвального кратера (рис. 1Б) и сходом мощной обломочной лавины (лавина I). Выше этой лавины в разрезе начинают фиксироваться пирокластические отложения Байдарного центра (БД). БД расположен обособленно в юго-западном секторе массива, и представлен напластованием лав андезибазальтового состава [1]. С деятельностью БД центра связаны множественные горизонты тефр, отлагавшиеся в разрезах склонов и подножия вулканического массива [4].



**Рис. 1.** Принципиальная схема структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч.

А – вид с юга, Б – вид в плане. СШ – Старый Шивелуч, в т.ч.: НФД – начальная фаза деятельности, подкомплексы: НФД<sub>пк</sub> – пирокластический, НФД<sub>эф</sub> – эффузивный; ЛК – Лавовый комплекс; БД – Байдарный центр; МШ – Молодой Шивелуч. Прочие пояснения см. в тексте.



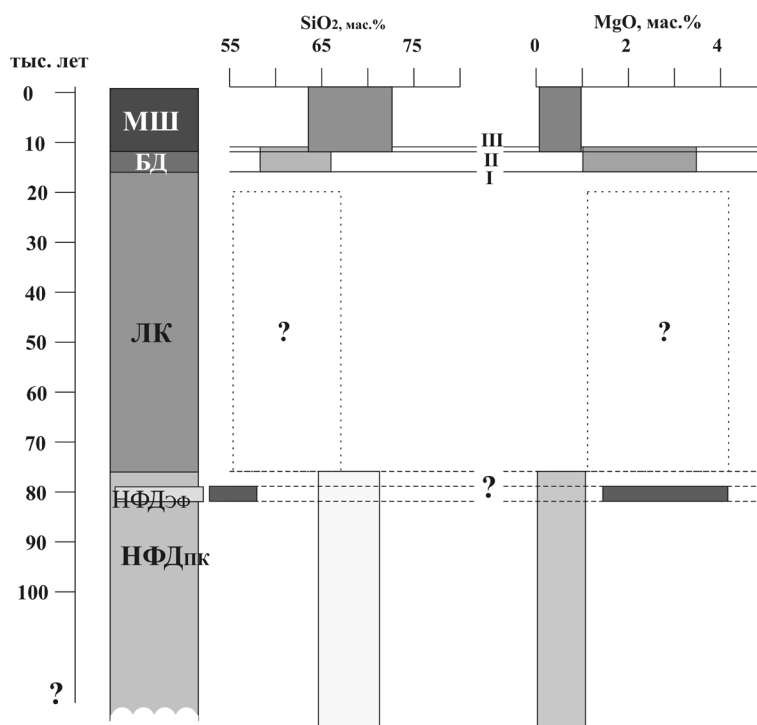
**Таблица.** Средние составы пород и расплавных включений в минералах разных СВК массива Шивелуч.

	Породы						Расплавы			
	НФД		ЛК		БД	МШ	НФД		БД	МШ
	пк	эф	ЗВ	ГВ			пк	эф		
SiO <sub>2</sub>	61.80	55.08	56.06	58.90	54.70	60.21	69.41	57.52	61.92	70.77
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.79	0.86	0.68	0.87	0.58	0.22	1.34	1.01	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.05	16.07	17.16	17.21	18.02	16.73	15.12	16.16	15.22	13.31
FeO	5.86	7.50	7.30	6.44	8.07	5.79	1.40	6.74	5.49	1.37
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.11	0.06	0.14	0.13	0.05
MgO	3.61	6.59	4.74	3.68	5.09	4.32	0.40	2.29	2.28	0.34
CaO	6.40	8.26	7.98	7.15	7.86	6.34	1.80	6.31	4.13	1.35
Na <sub>2</sub> O	4.03	3.70	4.05	4.14	3.96	4.43	4.14	2.98	3.45	3.77
K <sub>2</sub> O	1.35	1.23	1.11	1.35	1.08	1.30	2.58	2.77	2.21	2.77
Сумма	100.00	100.01	99.96	99.88	100.00	100.00	95.48	96.85	96.71	94.17
N	4	8	12*	10*	16	29	14	6	61	227

ЗВ, ГВ – Западная и Главная вершины постройки Старый Шивелуч. \* – по данным [1, 2]

Около 12 тыс. л.н. происходит второе крупное обрушение постройки массива (лалина II) [4]. Сразу после отложений лавины II в разрезах впервые начинает фиксироваться андезитовая пирокластика Молодого Шивелуча (МШ) [2, 4]. При этом эксплозивная активность БД центра существенно ослабляется.

11,3 тыс. л.н. происходит третье крупное обрушение массива (лалина III) [4]. Сразу после этого события МШ превращается в высокоэксплозивный вулкан, поставляющий андезиты [4, 5], а деятельность БД центра полностью прекращается.



**Рис. 2.** Характеристики расплавов СВК массива Шивелуч.

Сплошными горизонтальными линиями показано стратиграфическое положение обрушений с образованием обломочных лавин I-III. Пунктирные линии – предположительные обрушения массива.

Таким образом, история массива Шивелуч представляет собой последовательную активизацию нескольких эруптивных центров, сформировавших структурно-возрастные комплексы; определить временные рамки их существования позволило изотопное датирование ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ).

СВК различаются не только по составу пород (табл.), но и по составу породообразующих расплавов (рис. 2).

Особенности составов расплавов разновозрастных пород (рис. 2), а также отсутствие включений разных типов в породах одного комплекса может предполагать наличие в системе нескольких магматических камер, различных по преобладающим процессам магмогенерации (фракционирование основных расплавов или частичное плавление коровых метабазитов).

Граница НФД<sub>ПК</sub> и ЛК резко выделяется как по типу отложений, так и по составу пород (табл.), что может свидетельствовать о резком изменении режима магмогенерации. Такая ситуация напоминает этап перестройки питания массива в период 16-11 тыс. лет (рис. 2). Можно предполагать аналогичные типы сценариев для обеих возрастных рубежей (~80 и 16-11 тыс. л.н.), когда происходили катастрофические обрушения постройки массива. Такие обрушения, в том числе с образованием крупномасштабных обломочных лавин, вероятнее всего, вызывались высокомагнитудными землетрясениями.

Выводы. Установлены временные границы существования различных эруптивных центров, сформировавших позднеплейстоцен-голоценовый массив Шивелуч; каждый из них характеризуется специфическим составом пород и расплавов, формируя отдельные СВК. Породы различных СВК связаны с работой нескольких отличающихся по вещественным и пространственным характеристикам магматических камер, отвечающих различным этапам развития питающей системы. Причиной смены этих этапов могут быть высокомагнитудные землетрясения, приводящие к последовательной активизации различных элементов системы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Горбач Н.В. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2011. № 1. Вып. № 17. – С. 51-63.
2. Горбач Н.В., Портнягин М.В. // Петрология, 2011. Т. 19. № 2. – С. 140-172.
3. Певзнер М. М., Толстых М. Л., Бабанский А. Д. и др. // «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2014. – С. 104-107.
4. Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. и др. // ДАН. 2012. Т. 437. № 3. – С. 318-321.
5. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Pevzner M.M. et al. // «Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs». Geophysical Monograph Series, 2007. Vol. 172, p. 263-282.

### КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ КАМЧАТКИ НА ЭТАПАХ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК: ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Пузанков М.Ю.<sup>2</sup>, Иванов А.В.<sup>3</sup>, Чащин А.А.<sup>4</sup>, Флеров Г.Б.<sup>2</sup>, Травин А.В.<sup>5</sup>, Цыпукова С.С.<sup>1</sup>, Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
г. Петропавловск-Камчатский, puzankov@kscnet.ru

<sup>3</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, aivanov@crust.irk.ru

<sup>4</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, achashchin@mail.ru

<sup>5</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

Активная континентальная окраина Камчатки является исключительно перспективной структурой для изучения магматизма на этапах смены геодинамических обстановок в зонах перехода «океан-континент». В истории геодинамического развития Камчатки в кайнозое были образованы

разновозрастные вулканические пояса и магматические ареалы, а особенности строения и эволюции структуры выражаются в формировании аккреционно-коллизийных комплексов, поперечных разломных структур и тектонических депрессий. Среди магматических комплексов Камчатки, наряду с преобладающим по объемам магматизмом IAB типа, установлены проявления К-На щелочно-базальтовых, щелочно-базальт-трахит-комендитовых, калиевых щелочных и субщелочных магматических комплексов, а также специфического Mg#-андезитового и NEB-адакитового магматизма [1, 2, 4, 6, 7].

Принципиальным ограничением в определении геолого-тектонической позиции магматизма различных геохимических типов в структуре и истории геодинамического развития Камчатки является его недостаточная геохронологическая изученность. В данном докладе приводятся сведения о возрасте, типах и эволюции кайнозойского магматизма Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок в условиях развития и прекращения субдукционных процессов и внутриплитной активизации.

В начале кайнозоя, вслед за завершением формирования ранне-среднеэоценового Западно-Камчатского надсубдукционного вулканического пояса (~53-38 млн. лет) [3], на территории Западной Камчатки в условиях внутриплитной активизации проявился К-На щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты), геохимические характеристики которого сходны с E-MORB и WPB. Время его развития определено авторами как среднеэоценовое ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~46-44 млн. лет). Проявления среднеэоценового щелочно-базальтового магматизма фиксируются в составе протяженного ареала северо-восточного простирания с внедрением серий даек в осадки мелководного морского бассейна.

Далее, начиная с границы позднего эоцена и олигоцена и в раннем олигоцене ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~34-31 млн. лет) на Западной Камчатке проявляется К-На умеренно-щелочной и щелочной магматизм, представленный кринанитами и сиенитами крупных субвулканических тел, а также ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм (трахибазальты, шонкиниты, сиениты), развитие которого продолжается вплоть до раннего миоцена ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~35-17 млн. лет). Ареалы проявления магматизма такого типа приурочены как к поднятиям, так и к их периферии.

По данным авторов в раннем миоцене на территории Западной Камчатки ультракалиевый щелочно-базальтовый магматизм постепенно сменяется калиевым субщелочным абсарокит-шошонит-латитовым, который проявляется на этой территории вплоть до начала среднего миоцена ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~21-14 млн. лет). В позднем миоцене ареал развития шошонит-латитового магматизма расширяется на восток в область Срединного хребта и сопровождается проявлениями высококалиевого известково-щелочного вулканизма, связанного, вероятно уже с началом субдукционных процессов и надсубдукционного магмообразования ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~6,2-5,7 млн. лет) [7].

Следующий крупный этап геодинамического и магматического развития Камчатки связан с формированием надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта. Следует отметить, что ранее по данным геолого-съемочных работ, палиностратиграфии и палеомагнитных исследований вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ начало формирования надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта связывалось с поздним олигоценом и ранним миоценом. При этом известные К/Ar изотопные датировки магматических пород пояса указывают на время их формирования не древнее позднего миоцена. Чтобы установить время начала субдукционных процессов и надсубдукционного магмогенеза под областью Срединного хребта, необходимо учитывать следующее важное ограничение. На рубеже среднего и позднего миоцена и в позднем миоцене время ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~12-7 млн. лет) на Восточной Камчатке был проявлен К-На щелочно-базальтовый вулканизм внутриплитного геохимического типа [5, 6]. Проявления магм такого типа не могут сопровождаться субдукционными процессами, поэтому следует признать, что к позднему миоцену в результате тектонической перестройки или прекратилась позднеолигоцен-миоценовая субдукция со стороны Тихого океана, ответственная за фор-

мирование нижнего структурного этажа вулканического пояса Срединного хребта, или вплоть до позднего миоцена такой обстановки не существовало. По крайней мере, на настоящее время нет достоверных геохронологических данных о развитии в Срединном хребте позднеолигоцен-раннемиоценовых надсубдукционных магм.

Полномасштабное развитие вулканизма островодужного геохимического типа (IAB), согласно имеющимся изотопным датировкам, началось в Срединном хребте в раннем плиоцене ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~4,0 млн. лет) и продолжалось в среднем плиоцене до рубежа в ~ 3 млн. лет ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) [7], данные авторов. Важно указать, что субодновременно с проявлениями крупнообъемного магматизма островодужного типа в Срединном хребте на Западной Камчатке в раннем плиоцене зафиксирован эпизод магматизма WPB типа ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~3,8 млн. лет), а именно образование комплекса субвулканических тел базанитов в районе г. Хухч [7]. Далее, в среднем плиоцене ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~2,8 млн. лет) магматизм такого типа сменился на Западной Камчатке редкими проявлениями Lct-содержащих трахибазальтов (г. Эмгучань).

По завершению развития на Восточной Камчатке магматизма WPB типа, в среднем и позднем плиоцене проявляется магматическая активность Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. На северном фланге зоны в полосе запад-северо-западного простирания шириной до 20 км развивается Mg#-андезитовый и NEB-адакитовый магматизм ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~3,4-2,7 млн. лет). По данным [5] временной интервал развития магматизма такого типа более протяженный, начиная с позднего миоцена ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~8-3 млн. лет). Длительный период магматической активности Малко-Петропавловской зоны заканчивается проявлениями в позднем плиоцене высокониобиевых базальтоидов (HNB) ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~2,1-2,0 млн. лет) [7], данные авторов. Обращает на себя внимание в целом субсинхронное развитие островодужного вулканизма в вулканическом поясе Срединного хребта и NEB-адакитового магматизма в указанной поперечной структуре.

После завершения развития надсубдукционного вулканического пояса Срединного хребта в среднем плиоцене, его магматическая активность возобновляется только через ~ 1 млн. лет на границе поздний плиоцен – ранний плейстоцен и в раннем плейстоцене ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ~2,1-1,35 млн. лет). Это этап связан с развитием магматизма внутриплитного геохимического типа, а именно K-Na щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии пород в структурах вулканов Большой, Белоголовский и Нюлкандя в тыловой зоне пояса [6]. Позднее и вплоть до голоцена на территории Срединного хребта продолжают проявляться проявления щелочно-базальтовых магм WPB типа, а также магм, имеющих переходные вещественные характеристики между WPB и IAB. Крупные вулканические центра, такие как вулкан Хангар и Ичинский в это время продолжают продуцировать магмы надсубдукционного типа с формированием большого объема кислых расплавов – дацитов и риолитов.

В то время, когда в пределах вулканического пояса Срединного хребта развитие известково-щелочного надсубдукционного магматизма завершается, в позднем плиоцене на Восточной Камчатке в связи с формированием новой зоной субдукции Тихоокеанской океанической литосферы начинается развитие фронтального вулканического пояса с проявлениями низкокалиевых и умеренно-калиевых магм островодужного геохимического типа.

По мнению многих исследователей, Южно-Камчатский вулканический пояс на фоне отмеченных геодинамических и магматических событий в Центральной и Западной Камчатке развивается стационарно и связан с процессами субдукции океанической литосферы, по крайней мере, начиная с позднего миоцена и вплоть до настоящего времени. Следует лишь отметить, что с южным флангом Малко-Петропавловская зоны, отделяющей эту структуру от Центрального сегмента Камчатки, связано развитие высококалиевого известково-щелочного вулканизма.

Полученные новые данные изотопного датирования кайнозойских вулканических пород Камчатки и их компиляция с опубликованными материалами других авторов показывают, что в истории геодинамического развития Камчатки происходила неоднократная смена геодинамических

обстановок с проявлениями не только магм островодужного геохимического типа, но и с формированием комплексов и ареалов магматических пород свойственных обстановкам внутриплитной активизации и деструкции литосферных плит.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-12026-офи\_м, 14-05-00717-а, и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Внутриплитные базальты и адакиты восточной Камчатки: условия образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2(16). С. 55-65.
2. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. №1(17). С. 45-60.
3. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 277-295.
4. Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrology. 2001. V.42. № 8. P. 1567-1593.
5. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F., van den Bogaard P., Avdeiko G. The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. №. 13S. P. A538.
6. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geological Review. 1994. V.36. № 4. P. 373-405.
7. Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene - Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. P. 659-687.

## ВАРИАЦИИ P-T ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЗМА В ПРЕДЕЛАХ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ШВА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ КОЛЬСКОГО И БЕЛОМОРСКОГО МЕГАБЛОКОВ Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Петровский М.Н., Баянова Т.Б.

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

Объектами настоящих геолого-петрологических исследований являются неоархейские супра-крустальные комплексы Кислогубской и Майяврской тектонических пластин (испытывавшие разные по степени тектоно-метаморфические преобразования), которые слагают центральную и юго-западную части Приимандровского «аккреционного террейна» зоны Лапландско-Беломорского тектонического шва области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков [4].

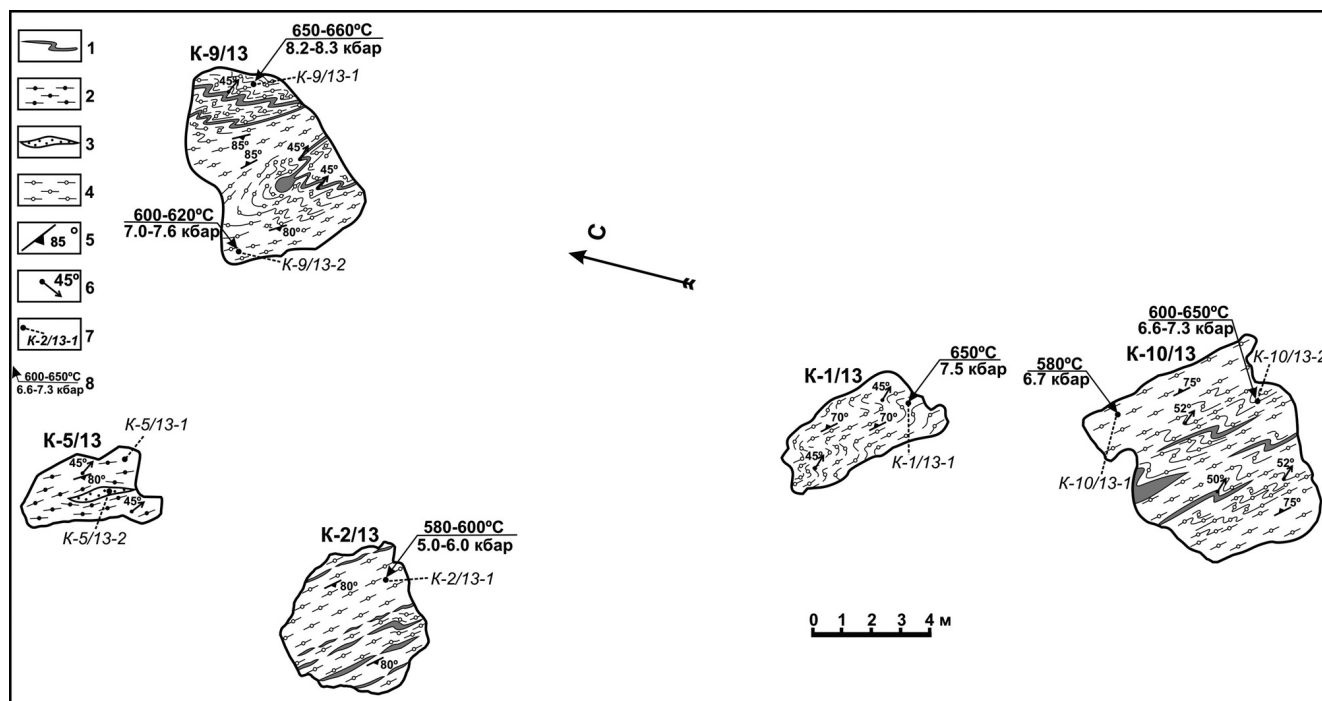
*Кислогубская тектоническая пластина.* В пределах детального участка «Гора Курковая» (рис. 1) было установлено, что в зонах интенсивных деформаций гранаты из гранат-двуслюдяных гнейсов обладают повышенным содержанием СаО (среднее значение составляет – 11,6 мас.%) по сравнению с гранатами из слабо деформированных зон (среднее значение составляет – 6,6 мас.%), сформированных при температурных интервалах 580-600 °С и 650-660 °С, соответственно. Составы гранатов в зонах интенсивных деформаций характеризуются повышенным количеством гроссуляровой составляющей (31,0-33,0%) по сравнению с гранатами из слабо деформированных разностей (20,0-25,3%), увеличением пироба (6-7,5 %) и понижением альмандиновой составляющей (54,2-64,2 %) по сравнению с гранатами из зон слабо деформированных гранат-двуслюдяных гнейсов (0,9-1,3 % и 69-75 %, соответственно), фиксируется также незначительное повышение спессартиновой составляющей в зонах интенсивных деформаций.

Оценки термодинамических параметров формирования минеральной ассоциации  $Grt+Bt+Ms+Kfs+Pl+Qtz$  варьируют в зависимости от уровня интенсивности деформаций, проявленных в пределах изученного детального участка, что и фиксируется изменением петрохимических характеристик породообразующих минералов из гранат-двуслюдяных гнейсов. Термоди-

намические условия формирования минерального парагенезиса  $\text{Grt}_{98-98,9} + \text{Bt}_{93-97} + \text{Ms}_{86,9} + \text{Kfs}_{95,6-95,9} + \text{Pl}_{10,8-16,0} + \text{Qtz}$  из слабо деформированных зон оцениваются в  $T=580-620^\circ\text{C}$ ,  $P=5,0-6,7$  кбар, что, вероятно (?), характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных гнейсов в пределах детального участка «Гора Курковая». С увеличением интенсивности деформаций в минеральных парагенезисах фиксируется понижение железистости у граната, биотита и мусковита. Для гнейсов, из зон интенсивных деформаций, минеральный парагенезис представлен –  $\text{Grt}_{88-89,7} + \text{Bt}_{59-63,4} + \text{Ms}_{59,8} + \text{Kfs}_{95,6-95,9} + \text{Pl}_{10,8-16,0} + \text{Qtz}$ , а термодинамические условия его формирования, по предварительным оценкам, составляют –  $T=650-660^\circ\text{C}$ ,  $P=7,6-8,2$  кбар (рис. 1). U-Pb возраст метавулканитов кислого состава оценивается в  $2708 \pm 20$  млн. лет [1].

*Майяврская тектоническая пластина.* В пределах детального участка «Маяврский» были изучены гранатовые амфиболиты с прослоями гранат-биотитовых гнейсов (рис. 2). В результате геолого-петрологических исследований установлено, что в зонах интенсивного расщепления гранаты из амфиболитов Майяврской тектонической пластины обладают повышенным и высоким содержанием CaO (среднее значение составляет – 12,1 мас.%) относительно гранатов из слабдеформированных зон (среднее значение составляет – 4,1 мас. %), сформированных в близких температурных интервалах ( $600-685^\circ\text{C}$  и  $610-670^\circ\text{C}$ , соответственно). Составы гранатов в зонах интенсивных деформаций характеризуются высоким количествомgrossуляровой составляющей (31,4-32,8 %) по сравнению с гранатами из менее деформированных зон (9,5-14,5 %), значительным понижением пироповой (8-12 %) и альмандиновой (50-56 %) составляющих по сравнению с гранатами из слабдеформированных разновидностей пород, где значения пироба и альмандина составляют 20-27 % и 60-63 %, соответственно, и увеличением спессартиновой составляющей до 3-5 % по сравнению с гранатами из слабо деформированных зон – 1-2 %.

Для граната из слабо деформированных гранат-биотитовых гнейсов, прослои которых наблюдаются в амфиболитах, получены предварительные оценки термодинамических параметров



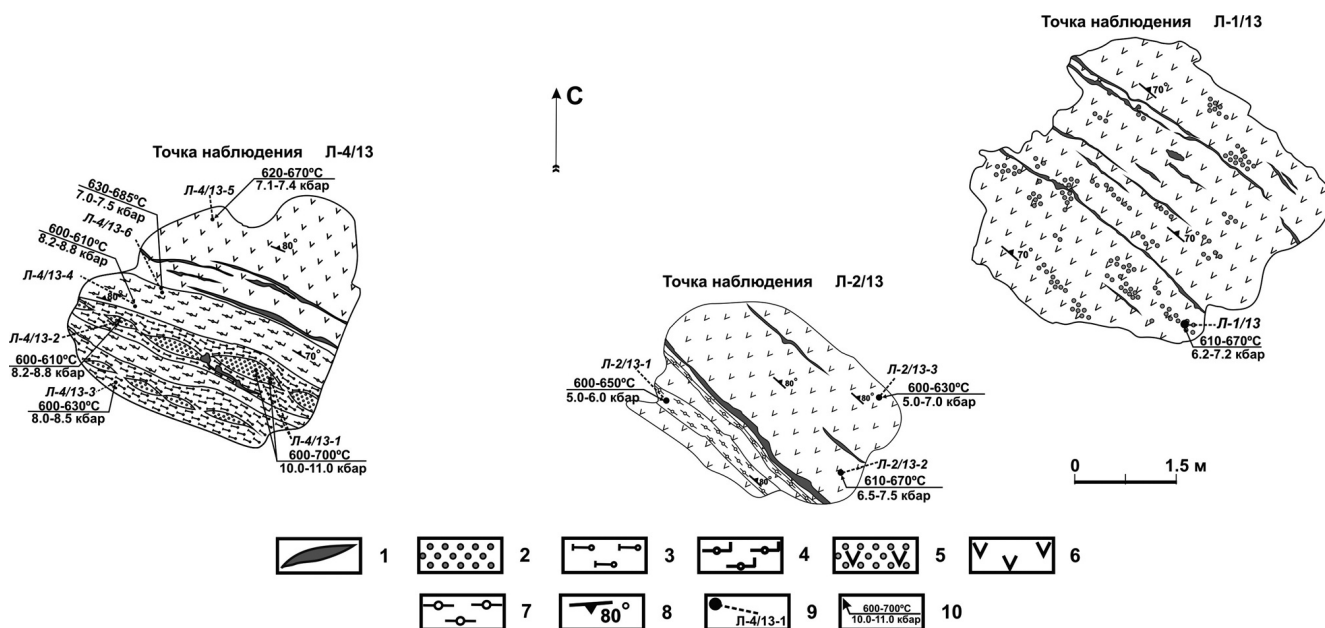
**Рис. 1.** Детальный участок «Гора Курковая»

Условные обозначения: 1 – кварцевые прожилки; 2 – деформированные биотитовые гнейсы; 3 – слабо расщепленные («массивные») гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 4 – в различной степени деформированные гранат-двуслюдяные гнейсы; элементы залегания: 5 – гнейсовидности; 6 – шарниров складок; 7 – точки отбора образцов; 8 – P-T параметры: числитель – оценка температуры, знаменатель – оценка давления.

( $T=600-650\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P=5-6\text{ кбар}$ ), которые являются близкими по термодинамическим значениям рассчитанным для гранатов из недеформированных амфиболитов (рис. 2), а также гранатов из слабо деформированных гнейсов, изученных в пределах детального участка «Гора Курковая» (Кислогубская пластина) и Воче-Ламбинского геодинамического полигона (Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс).

Оценка термодинамических параметров для амфиболитов показала, что на кульминационном этапе метаморфизма давление варьировало в пределах 6,5-11,1 кбар. Максимальные его значения (10,4-11,1 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных деформаций и в более контрастных по своим реологическим свойствам пачках пород; в аналогично дислоцированных зонах при меньшей контрастности строения вещества величина давления снижается до 8,2-8,8 кбар. Давление, определенное для слабо деформированных участков (6,5-7,5 кбар), возможно, отвечает фоновому (литостатическому?) давлению кульминационной стадии второго цикла регионального метаморфизма амфиболитовой фации, проявленного в пределах Приимандровского «аккреционного террейна» зоны Лапландско-Беломорского тектонического шва области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков [4] и соответствует в частности значениям давлений, зафиксированных на Воче-Ламбинском полигоне [3; 2].

Оценки термодинамических параметров формирования минеральной ассоциации  $\text{Grt-Hbl}\pm\text{Bt-Pl-Qtz}$  варьируют в зависимости от уровня интенсивности деформаций, проявленных на исследуемом участке. Для амфиболитов из слабо деформированных зон минеральный парагенезис представлен  $\text{Grt}_{68-76}+\text{Hbl}_{30-39}\pm\text{Bt-Pl}_{27-37}-\text{Qtz}$ , термодинамические условия, формирования которого оцениваются в  $T=610-670\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6,5-7,5\text{ кбар}$  (рис. 2). Для амфиболитов, из зон средней и интенсивных деформаций, минеральные парагенезисы представлены:  $\text{Grt}_{76-81}+\text{Hbl}_{40-45}\pm\text{Bt+Pl}_{37-64}+\text{Qtz}$  и  $\text{Grt}_{80-88}+\text{Hbl}_{46-60}\pm\text{Bt+Pl}_{33-47}+\text{Qtz}$ , а термодинамические условия формирования оцениваются –  $T=600-670\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=6,0-8,2-8,5\text{ (?) кбар}$  и  $T=600-685\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P=8,8\text{ (?) -}10,4-11,1\text{ кбар}$ , соответственно (рис. 2).



**Рис. 2.** Детальный участок "Майеврский"

Условные обозначения: 1 – кварцевые прожилки; 2 – будины гранатовых амфиболитов; 3 – сильно деформированные гранатовые амфиболиты; 4 – средней степени деформированные гранатовые амфиболиты; 5 – места скопления крупных порфиробласт граната; 6 – слабо деформированные гранатовые амфиболиты; 7 – слабо деформированные гранат-биотитовые гнейсы; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – точки отбора образцов; 10 – P-T параметры: числитель – оценка температуры, знаменатель – оценка давления.

Таким образом, давления порядка 7,6-8,2 кбар и 10,4-11,1 кбар, полученные для гранат-двуслюдяных гнейсов Кислогубской пластины и гранатовых амфиболитов Маяврской пластины, соответственно, могут рассматриваться как сверхдавления (?), генерируемые при интенсивных сдвиговых деформациях в наиболее неоднородной по своим реологическим свойствам среде.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №6.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. **Баянова Т.Б., Чащин В.В.** Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислогубской и сейдореченской свит // Материалы Всероссийского палеовулканического симпозиума. Петрозаводск, 2011. С. 16-17.
2. **Беляев О.А., Петров В.П., Реженова С.А.** Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С. 82-91.
3. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова // Под редакцией Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
4. **Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др.** Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359.

### **ПЕРВАЯ НАХОДКА КОМЕНДИТОВ В ЮЖНОМ ПРИМОРЬЕ: ГЕОЛОГИЯ, ИЗОТОПНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ**

**Пипко М.С., Сахно В.Г.**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН  
г. Владивосток, pipko89@mail.ru*

Щелочные породы представляют собой уникальные образования, издавна привлекавшие внимание геологов, петрологов и геохимиков в качестве индикаторов глубинных процессов и условий генерации магм, а также при решении задач геодинамических реконструкций [1 и др.]. Несомненно, что появление новой информации о геологии и составе таких пород может служить лучшему пониманию ключевых механизмов петрологических и тектонических процессов.

Кислые щелочные магматиты, такие как комендиты, пантеллериты, щелочные трахиты и трахириолиты, как правило, широко развиты в пределах внутри- и окраинноконтинентальных рифтогенных систем (работы В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, В.Г. Сахно, В.Ф. Полина, и др.), но в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе (ВСАВП) и наложенных на него структурах до настоящего времени не были известны.

На территории Южного Приморья, в пределах кальдеры Лимовая, наложенной на крупную Маргаритовскую вулканотектоническую структуру (ВТС) ВСАВП (Ольгинский район Приморского края), несколько лет назад впервые были обнаружены кислые щелочные породы в экстрезивном залегании. Вначале их закартировали в результате геолого-съёмочных работ (Л.А. Пежекина, В.В. Углов, и др., 2008 г.) как трахириолиты, но принадлежность к щелочной серии была установлена нами в ходе детального лабораторного изучения. По химическому составу они занимают промежуточное положение между классическими комендитами и пантеллеритами (табл. 1) (далее в работе, для удобства, будем именовать их просто комендитами).

По геологическим взаимоотношениям комендиты являются или завершающей фазой эоценового милоградовского комплекса, или, что более вероятно, являются представителями самостоятельного комплекса щелочных пород.

Комендиты образуют овальное в плане тело, размером в поперечнике около 150 м, прорывающее пирокластические отложения верхней толщи милоградовского комплекса, т.е., они представляют наиболее молодую фазу внедрения из известных в Маргаритовской структуре. Породы – кайнотипные, без признаков вторичных изменений.

Вмещающий комендиты милоградовский вулканический комплекс, являющийся постсубдукционным, образован гранитами, риолитами, трахириодацитами, трахидацитами, их туфами, иг-



нимбритами и туффизитами кислого состава, с преобладанием пирокластических, субвулканических и дайковых образований [2, 3].

Комендиты резко выделяются как среди всех пород ВСАВП, так и милоградского комплекса своими специфическими петро-геохимическими характеристиками: обогащённостью редкоземельными элементами (РЗЭ), высокой щелочностью, с преобладанием натрия над калием, «рафинированностью» по магнию, кальцию, фосфору и титану.

В геохимическом плане наблюдаются глубокие тропы по Ba, Sr, Eu, Ti; содержания высокозарядных элементов повышены, по сравнению с нормально-щелочными кислыми породами, что является вторичным признаком мантийного генезиса источника данных пород (рис. 1).

По результатам микроскопического и микрозондового изучения установлено, что для комендитов характерен клинопироксен-кварц-санидиновый парагенезис вкрапленников. Пироксены отвечают составу натриевого геденбергита с оторочками эгирин-авгита (табл. 2). Эгирин-авгит присутствует также и в виде микролитов в основной массе породы, совместно с натриевыми амфиболами рибекит-арфведсонитового ряда, что отражает натриевый характер щелочности пород.

Для суждения об источниках расплавов, родоначальных для комендитов, проведено изотопно-геохимическое изучение гафния в цирконах. Отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в них попадают в интервал значений, близкий к современным величинам изотопных отношений гафния в универсальном хондритовом резервуаре, что может свидетельствовать о мантийном источнике комендитовых расплавов (рис. 2).

**Таблица 1.** Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) для комендитов кальдеры Лимовая.

Проба	Среднее из	Y	70.93
Компонент	шести	Zr	363.24
SiO <sub>2</sub>	72.39	Nb	72.97
TiO <sub>2</sub>	0.20	Mo	4.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.79	Sn	6.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	1,65	Cs	11.76
MnO	0,04	Ba	21.42
MgO	0,03	La	46.58
CaO	0,38	Ce	102.5
Na <sub>2</sub> O	4,32	Pr	11.37
K <sub>2</sub> O	3,99	Nd	39.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	Sm	10.11
H <sub>2</sub> O	0,02	Eu	0.06
LOI	4,81	Gd	10.44
Сумма	99.70	Tb	1.87
Li	48.73	Dy	12.32
Be	8.47	Ho	2.56
Sc	0.79	Er	7.63
V	1.21	Tm	1.14
Cr	7.11	Yb	7.4
Co	0.19	Hf	12.25
Ni	1.82	Ta	4.66
Cu	0.93	W	1.9
Zn	109.6	Tl	1.46
Ga	28.27	Pb	38.31
Rb	184.8	Th	23.84
Sr	19.44	U	5.55

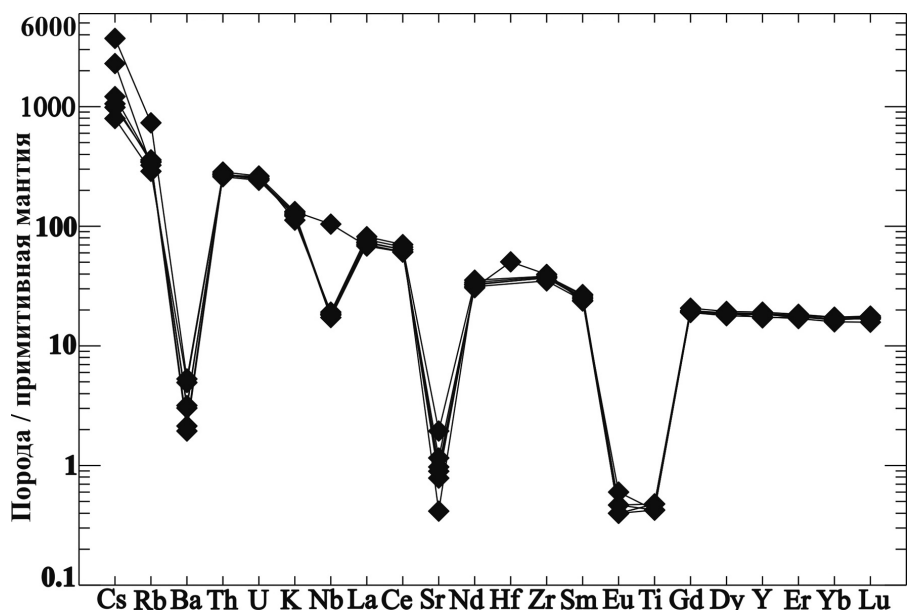


Рис. 1. Спектр распределения редких элементов для комендитов кальдеры Лимовая.

Таблица 2. Химический состав (масс. %) минералов из комендитов кальдера Лимовая.

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Санидин	66.86	н.а	18.8	н.а	н.а	н.а	н.а	0.11	7.26	7.05	100.02
Титаномагнетит	н.а	16.2	0.36	н.а	75.99	2.64	н.а	н.а	н.а	н.а	95.39
Геденбергит	48.53	н.а	0.36	1.25	29.73	1.25	1.19	18.56	1.08	н.а	100.9
Ильменит	н.а	49.45	н.а	н.а	47.08	1.54	н.а	н.а	н.а	н.а	98,09
Стекло	74.67	н.а	11.48	н.а	1.15	н.а	н.а	н.а	2.02	3.27	92.59

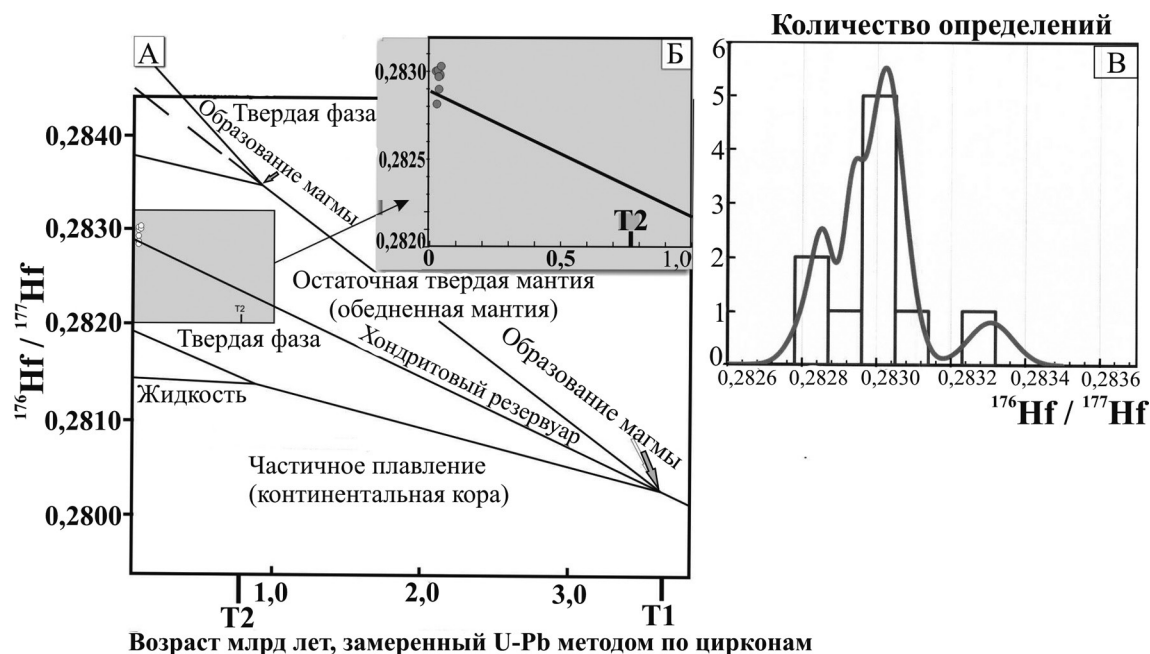


Рис. 2. Изотопная эволюция гафния в хондритовом резервуаре, по: [6]. а – диаграмма частичного плавления в хондритовом резервуаре во время T1, дающего жидкость и остаточные твердые фазы. Последующее плавление приводит к образованию магм с высоким  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ . Плавление коровых пород порождает обеднение  $^{176}\text{Hf}$ . Смешение этих расплавов определяет степень контаминированности мантийных магм, выраженная отношениями изотопов гафния; б – отношения изотопов гафния в комендитах кальдеры Лимовая [4, 5]; в – гистограмма относительной вероятности значений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в цирконе.

Большой интерес представляют вопросы возраста изученных комендитов. Нами были получены новые данные по U-Pb изотопному датированию цирконов из этих пород. Материалы прецизионной изотопной периодизации подтверждают геологические наблюдения: возраст комендитов (45 млн лет) – значимо моложе возраста пород завершающих фаз милоградовского комплекса (53-47 млн лет) [4, 5].

Приведённые данные свидетельствуют о том, что комендиты являются представителями нового, неизвестного ранее в пределах Южного Приморья, этапа кислого щелочного вулканизма, отражающего, вероятно, геодинамическую обстановку скольжения литосферных плит.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Богатиков О.А. и др., Магматические горные породы. Т. 4. М.: Наука, 1987 374 с.
2. Ростовский Ф.И. В кн.: Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. В. 2. С. 333-340.
3. Сахно В.Г., Акинин В.В. // ДАН, 2008. Т. 418. № 2. С. 226-231.
4. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // ДАН, 2010. Т. 433. № 2. С. 219-226.
5. Сахно В.Г., Кузнецов Ю.А., Баринев Н.Н. // ДАН, 2014. № 5. С. 1-5.
6. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989, 590 с.

### **ОЦЕНКА P,T– УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ ВЕЛИТКЕНАЙСКОГО ГРАНИТ-МИГМАТИТОВОГО МАССИВА (АРКТИЧЕСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧУКОТКИ) ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛЬНОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ**

**Ползуненков Г.О.**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН  
г. Магадан, gennadiy\_mag@mail.ru*

Установление термодинамических режимов плавления субстратов и кристаллизации гранитных расплавов, формирующихся в разных геодинамических обстановках, является важной задачей петрологии и тектоники. Гранитоиды арктической Чукотки, которые формируются на стадии постколлизии растяжений [1], изучены в этом направлении слабо и, в целом, количество публикаций, посвященных составу породообразующих минералов гранитоидов Чукотки и их минеральной термобарометрии, весьма ограничено.

Летом 2011 г. нами были проведены полевые работы на двухфазном Велиткенском гранит-мигматитовом массиве, заключенном в палеозойских кристаллических сланцах, с площадью выхода около 1450 км<sup>2</sup>. Породы ранней фазы (105–103 млн. лет) представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами с характерной порфирированной структурой, обусловленной крупными выделениями калиевого полевого шпата размерами от 1 до 10 см. Образования поздней фазы (101 млн. лет) сложены биотитовыми гранитами, лейкогранитами, гранат-мусковитовыми гранитами мелко-среднезернистой структуры. В тесной ассоциации с гранитоидами находятся мигматиты (100 млн. лет), которые занимают половину площади Велиткенского массива.

Гранитоиды обеих фаз по петрохимическому составу варьируют от нормально-щелочных до умеренно-щелочных пород с метаглиноземистым составом пород ранней и перглиноземистым составом пород поздней ассоциаций.

С повышением кремнекислотности в гранитоидах Велиткенского массива наблюдается понижение содержаний TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и феррических компонентов. Уровень содержаний калия при достаточно широких вариациях остается практически одинаковым на всем интервале кремнекислотности пород. Содержание натрия в породах поздней фазы ведет себя подобным образом, в то время как в ранней увеличивается с ростом кремнекислотности.

Нами проведены: микронзондовое изучение состава породообразующих минералов (амфибол, биотит, полевые шпаты), микро-термометрические исследования флюидных включений в кварце

и оценены равновесные давления и температуры (РТ) для гранитоидов ранней фазы становления Велиткенайского массива (гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, сиениты).

Оценка РТ–параметров кристаллизации производилась по минеральным геотермометрам [4, 5, 6] на основании составов амфибола, плагиоклаза и биотита, широко развитых в породах ранней фазы.

Состав плагиоклаза в большинстве случаев однороден и относится к андезину  $An_{31-39}$ . Калиевые полевые шпаты относятся к ортоклазу, содержат 6–12 % альбитового компонента. Каймы плагиоклаза в сиените сложены ортоклазом.

Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой. Колебания магнезиальности ( $100Mg/(Mg+Fe)$ ) составляют 36–42 %. Глиноземистость в амфиболах ( $100Al/(Al+Si+Mg+Fe)$ ) изменяется от 8 до 12,3 %. Наиболее глиноземисты роговые обманки в сиените, вариации  $Al^{IV} = 1,68–1,76$ , в для кварцевых монцодиорите и монцоните  $Al^{IV} = 1,19–1,49$ . В роговых обманках сиенита концентрации  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $K_2O$  выше, чем в монцонитоидах ( $TiO_2 = 1,14–1,53$  %,  $Al_2O_3 = 10–10,7$  %,  $K_2O = 1,47–1,64$  в сиените и  $TiO_2 = 0,59–0,58$  %,  $Al_2O_3 = 6,68–9,53$  %,  $K_2O = 0,78–1,17$  % в монцитоидах).

Используя распределение Al в роговой обманке согласно [4] и распределение Na и Ca между плагиоклазом и роговой обманкой по [6], нами рассчитаны давления и температуры кристаллизации, которые составили:  $658 \pm 28$  °С и  $3,7 \pm 1,1$  кбар, в кварцевом монцоните;  $693 \pm 77$  °С и  $3,4 \pm 0,3$  кбар, в кварцевом монцодиорите;  $726 \pm 58$  °С и  $4,6 \pm 0,7$  кбар, в сиените.

По составу биотиты гранодиоритов нормально-щелочного ряда относятся к железистой разновидности – магнийсодержащему сидерофиллиту и отличаются от железосодержащего флогопита гранитоидов умеренно-щелочного ряда (кварцевый монцонит, сиенит) по содержаниям аннитового и флогопитового миналов: Annit (38,5–43,3), Flog (35–41,7) для биотитов умеренно-щелочных и Annit (44,1–52,6), Flog (46,1–53,4) для биотитов гранитоидов нормально-щелочного ряда. Магнезиальность биотитов варьирует от 35 до 42 %, глиноземистость от 17,1 до 19,2 %. Биотиты, так же как и амфиболы более магнезиальны в сиените.

Известно, что содержания Ti в биотите, ассоциирующем со сфеном, ильменитом, рутилом, контролируется температурой кристаллизации [6]. Д. Хенри с соавторами [5], предложил минеральный термометр для давлений от 4 до 6 кбар, основанный на концентрациях Ti в биотите. Данный термометр использовался нами в следующем виде:  $T = \{[\ln(Ti) \times a \times c \times (X_{Mg})^3]/b\}^{0,333}$ , где  $a = 2,3594$ ,  $b = 4,6482 \times 10^{-9}$ ,  $c = 1,7283$  – расчетные коэффициенты для давления 4–6 кбар,  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$ . Вариации Ti,  $X_{Mg}$  в биотитах составили: Ti – 0,327–0,422 ф. е.,  $X_{Mg}$  – 52–56 % для кварцевого монцонита, что соответствует 686–725 °С; Ti – 0,291–0,354 ф. е.,  $X_{Mg}$  – 55–58 % для сиенита, 675–707 °С; Ti – 0,322–0,525 ф. е.,  $X_{Mg}$  – 40–48 % для гранодиорита, 664–740 °С. Погрешность термометра составляет 12 °С.

Изученные ФВ в кварцах гранитоидов первой фазы, представлены газовой-жидкими (L–тип) и углекислотно-водными (LC–тип) включениями с размерами от 5 до 21  $\mu m$  [2]. Измеренные значения температур гомогенизации (Тг) составляют 345–190 $\pm$ 35 °С для включений L–типа и 368–240 $\pm$ 40 °С для LC–типа. В целом Тг охватывают интервал – 368–190 °С и характеризуются нормальным распределением, с пиком в интервале 240–280 °С. Полученные значения температур гомогенизации не отражают истинных температур минералообразования, так как не учитывают температурную поправку ( $\Delta T$ ) за давление [3]. С учетом этой поправки ( $\Delta T=449 \pm 46$  °С), определенной из диаграммы зависимости «поправок на давление» [3], температуры кристаллизации расплава составляют от 733 $\pm$ 59 °С до 695 $\pm$ 63 °С.

В результате проведенных исследований, посредством использования составов породообразующих минералов из гранитоидов ранней фазы в минеральных геотермометрах и при прямых измерениях температур гомогенизации по флюидным включениям с дальнейшими корректировками, нами получены следующие интервалы температуры и давления кристаллизации гранитоидов ранней фазы Велиткенайского массива: 790–630 °С; 3,4–4,6 кбар.

Таким образом, полученные значения давления и температуры соответствуют условиям амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород, что может указывать на возможное анатектическое происхождение гранитоидов изученного массива.

Исследования проведены при частичной поддержке гранта ДВО РАН: № 14-III-B-08-054.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Акинин В.В., Ползуенков Г.О.** Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска-Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Амеразийском бассейне Арктики // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции (Хабаровск, 17-20 сентября 2013 г.). Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 6-9.
2. **Ползуенков Г.О. Колова Е.Е.** Термобарогеохимическая характеристика флюидных включений кварца из гранитоидов Велиткенайского массива (арктическая Чукотка): первые результаты. // Научная молодежь – Северо-Востоку России: Материалы V межрегион. конф. молодых ученых (Магадан, 27–28 мая 2014 г.) – Магадан 2014. – Вып. 5. – С. 26–31.
3. **Рёддер Э.** Флюидные включения в минералах. М.: Мир, 1987, Т. 1. – 360 с.
4. **Anderson, J.L., Smith, D.R.** The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry // *Am. Mineral.* – 1995. – Vol. 80. – P. 549–559.
5. **Henry D.J., Charles V., Guidotti, et al.** The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist.* – 2005. – Vol. 90. – P 316–328.
6. **Holland, T., Blundy, J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. // *Contr. Mineral Petrol.* – 1994. – Vol. 116. – P. 433–447.
7. **Patiño-Douce A. E.** Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O barometries, and consequences for biotite stability // *Chemical Geology.* – 1993. – 108. – P. 133–162.

## ПОЛИХРОННОСТЬ СТАНОВЛЕНИЯ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД В КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНА: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОЙ ПЕРИОДИЗАЦИИ

**Полин В.Ф.<sup>1</sup>, Глебовицкий В.А.<sup>2</sup>, Мицук В.В.<sup>3</sup>, Киселев В.И.<sup>1</sup>, Будницкий С.Ю.<sup>1</sup>,  
Травин А.В.<sup>4</sup>, Ризванова Н.Г.<sup>5</sup>, Баринов Н.Н.<sup>1</sup>, Екимова Н.И.<sup>1</sup>, Пономарчук А.В.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, [vfpolin@mail.ru](mailto:vfpolin@mail.ru)

<sup>2</sup>СПбГУ, г. Санкт-Петербург, [glev\\_vik@pochta.tvoe.tv](mailto:glev_vik@pochta.tvoe.tv)

<sup>3</sup>ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск, [vvt20007@mail.ru](mailto:vvt20007@mail.ru)

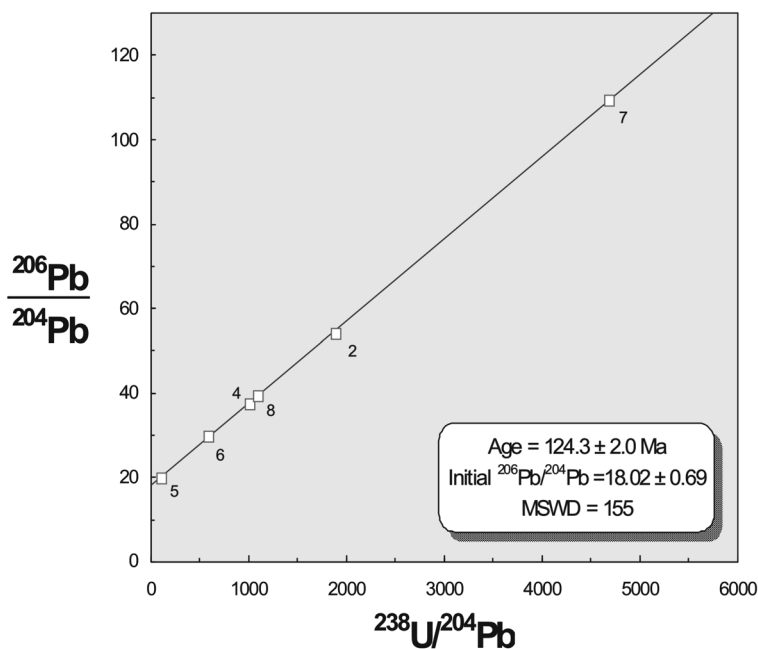
<sup>4</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, [travin@uiggm.nsc.ru](mailto:travin@uiggm.nsc.ru)

<sup>5</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, [rizng@mail.ru](mailto:rizng@mail.ru)

На основе данных прецизионных U/Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методов датирования в последнее десятилетие пересматриваются многие из устоявшихся представлений о временных границах становления большого ряда геологических объектов.

К одному из таких объектов принадлежит и Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП), представляющая собой уникальную структуру, характеризующуюся полиформационным магматизмом, спорадически распространенным в ее пределах. В западном секторе, наряду с монзонитоидами и диоритоидами-гранитоидами, широко представлены щелочные вулканогенные породы. В центральной и восточной частях провинции преобладают гипабиссальные тела субщелочных диоритоидов и гранитоидов. Щелочные интрузивные породы здесь встречаются эпизодически, в виде «роёв» даек, серий мелких силлов и штоков. Развитие щелочного вулканоплутонизма и интрузивного щелочного магматизма связывается со вторым этапом мезозойского магматизма Алданского щита [1, 5 и др.]. Значения K/Ar датировок щелочного магматизма, согласно литературным данным, распределены в весьма широком интервале: 168 – 83 млн. лет [1-4 и др.].

До настоящего времени вопросы изотопной периодизации щелочных пород ККЮМП остаются не решенными. Архивные K/Ar датировки показывают нереально большой разброс значений



**Рис.** Результаты U-Pb изохронного датирования по сфенам из магматических пород ККЮМП. Величина фигуративных точек на графике превышает реальные ошибки измерений.

возраста, не всегда соответствующий геологическим взаимоотношениям пород. Для лучшего понимания роли и места щелочного вулканоплутонизма в тектонической и магматической эволюции ККЮМП ныне требуется уточненная периодизация; базирующаяся на современных методах анализа. Первые результаты прецизионной изотопной периодизации субщелочных пород приведены в нашей недавней статье [6]. В настоящей работе представлены новые данные изотопного датирования пород фонотефрит-щелочнотрахитового бокурского и фойдо-щелочно-сиенитового дарьинского комплексов ККЮМП, впервые полученные с помощью усовершенствованного метода К/Аг датирования,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования калишпатов, а также U/Pb датирования по цирконам и изохронного датирования по сфенам. Образцы для исследований отобраны в пределах массивов Улаханского и Усмуно-Дарьинского, в западной и юго-восточной частях ККЮМП.

Для датирования сфенов были проанализированы 8 проб из субщелочных и щелочных пород. Незначительное количество накопившегося  $^{207}\text{Pb}$  не позволило использовать построение с конкордией в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , поэтому для трех щелочных и трех субщелочных пород в совокупности была рассчитана изохрона в координатах  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  (рис.). Возраст, полученный таким образом, равен 124,3 млн. лет.

Размах новых К/Аг датировок для пород бокурского комплекса попадает в широкий интервал: 172-120 млн лет (табл.) – «средняя юра – ранний мел», по шкале [7], что в общих чертах согласуется с флористическими характеристиками вулканогенно-осадочной толщи из основания разреза Бокурской кальдеры, указывающими на ее юрский возраст [Г.Г. Забелин и др., 1966 г.]. Для дарьинского комплекса К/Аг датировки варьируют в более узком, но, все же, малореальном для становления единого комплекса интервале величин: 132-106 млн. лет: «апт – альб», по шкале [7].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка калишпата из бокурского фонотефрита указывает время его формирования на рубеже «баррем – апт». С этой цифрой согласуется К/Аг, по биотиту, датировка аналогичной породы (табл.). Значение изохронного U/Pb возраста для сфенов из субщелочных и щелочных пород ККЮМП согласуется с данными, полученными  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  и К/Аг методами для фонотефритов, что подтверждает достоверность полученных датировок.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст калишпата из апонелефинового сиенит-пегматита дарьинского комплекса показывает раннеаптское время его формирования. Эта величина также согласуется с изохронным возрастом сфенов (табл.; рис.). К/Аг определение возраста биотита (111,3 млн. лет) из щелочного меланосиенит-порфира этого же комплекса разнится от прецизионного значения, что связано, вероятно, с частичной потерей аргона в биотите.

Недостаток аналитических данных не позволяет пока квалифицированно судить о точных возрастных взаимоотношениях бокурского и дарьинского комплексов, но в первом приближении можно предполагать близость времени их становления к периоду формирования субщелочных комплексов ККЮМП [6].

Неожиданные результаты дали уран-свинцовые определения возраста цирконов из даек щелочно-салических пород Бокурской кальдеры, прежде относимых к завершающей фазе бо-

**Таблица.** Возраст щелочных пород ККЮМП по результатам нового изотопного датирования.

№ п/п	Проба, вид анализа, материал	Порода	Калий, % ±σ	<sup>40</sup> Ar <sub>рад</sub> , (нг/г), ±σ	К-Аг возраст (млн. лет), ±2σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U возраст, (млн. лет), ±2σ	**Период, эпоха, век
<b>постбокурский комплекс (дайковый)</b>							
1	ПН-177.474-3 SHRIMP-II, <b>циркон</b>	Фонолит (тингуаит)	-	-	-	<b>*86,63±0,73</b> 102,0±2,0	<b>К<sub>2</sub>, коньяк</b>
2	ПН-174.506-5 LA ICP MS, <b>циркон-1</b>	Нефелиновый сиенит-порфир	-	-	-	<b>*87,4±2,0</b>	<b>К<sub>2</sub>, коньяк</b>
3	ПН-174.506-5, LA ICP MS, <b>циркон-2</b>	То же	-	-	-	1060±230 1781±120 2268±99 2746±120	Pt <sub>2</sub> , стений Pt <sub>1</sub> , стазерий Pt <sub>1</sub> , ричий Ar <sub>3</sub>
4	ПН-177.474, К-Аг, «вал»	Фонолит (тингуаит)	5,77±0,06	51,94±0,16	125±2,5	-	К <sub>1</sub> , баррем-апт
5	ПН-177.557, К-Аг, «вал»	Щелочной кварцевый сиенит	6,54±0,07	56,50±0,20	120±2,5	-	К <sub>1</sub> , апт
<b>бокурский комплекс</b>							
6	ПН-145.568, К-Аг, «вал»	Туффизит щелочного трахиандезита	5,57±0,06	53,64±0,17	134±3	-	К <sub>1</sub> , валанжин
7	ПН-145.588, «вал»	Туффизит фонотефрита- шошонита	3,66±0,04	45,70±0,15	172±3,5	-	J <sub>2</sub> , аален
8	ПН-134-1522, К-Аг, <b>биотит</b>	Фонотефрит-шошонит	7,11±0,07	61,4±0,90	123±3,7	-	К <sub>1</sub> , апт
9	ПН-134-1510, Аг-Аг, <b>калишпат</b>	Фонотефрит-шошонит	возраст плато		<b>125,7±1,7</b>	-	<b>К<sub>1</sub>, баррем-апт</b>
			возраст интегральный		130,4±1,8		
<b>дарьинский комплекс</b>							
10	ПН-2000-19, К-Аг, «вал»	Мельтейгит-малиньит	4,40±0,05	41,91±0,14	132±3	-	К <sub>1</sub> , готерив
11	ПН-М62-038, К-Аг, «вал»	Апонефелиновый сиенит- пегматит	3,96±0,04	29,99±0,10	106±2	-	К <sub>1</sub> , альб
12	ПН-М62-038, Аг-Аг, <b>калишпат</b>	Апонефелиновый сиенит- пегматит	возраст плато		<b>122,0±1,6</b>	-	<b>К<sub>1</sub>, апт</b>
			возраст интегральный		121,8±1,6		
13	ПН-045-6220, К-Аг, <b>биотит</b>	Щелочной меласиенит- порфир	7,55±	58,8±1,1	111,3±3,4	-	К <sub>1</sub> , альб
14	ПН-9260-2, К-Аг, «вал»	Вишневитовый сиенит (шонкинит)	6,35±0,07	58,52±0,18	128±3	-	К <sub>1</sub> , баррем

*Примечание.* Уран-свинцовое датирование на ионном микрозонде SHRIMP-II осуществлено по стандартной методике в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Уран-свинцовые датировки методом LA ICP-MS получены в Лаборатории аналитической химии АЦКП ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток. «Валовые» К-Аг определения возраста пород выполнены в ИГЕМ РАН, г. Москва. К-Аг датирование мономинеральных проб проведено в Лаборатории стабильных изотопов АЦКП ДВГИ ДВО РАН. Аргон-аргоновые определения сделаны в Лаборатории изотопно-аналитических методов АЦКП ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

\* – Значения абсолютного возраста – конкордантные величины датировок. В пробах с полимодальным распределением датировок выделены значения, принятые за возраст породы. Циркон-1: «молодой» циркон, характеризующий возраст породы; циркон-2: древние, реликтовые зерна циркона.

\*\* - Обозначения возрастных интервалов подразделений фитостратиграфической шкалы даны по: [7].

курского комплекса (табл.). Обнаружены в породах как «молодые» цирконы, характеризующие время становления породы (коньякский век), так и реликтовые, порой, значимо более древние (мезо- и палеопротерозойские и, даже, неархейские). Датировки для ксеногенных цирконов согласуются с главными возрастными этапами магматизма в пределах Алданского щита, исключая раннеархейский.

Резюмируя полученные данные, можно заключить следующее.

Наиболее ранние в ККЮМП проявления щелочных пород, достоверно установленные в вулканической фации, характерны для Улаханского массива. Внедрение маломощных силлов и «роёв» даек щелочных пород произошло в пределах Усмуно-Дарьинского магматогенного массива в то же время или с небольшой задержкой. Аналогичные «рои» даек и силлов щелочных пород были образованы северо-западнее и северо-восточнее, в пределах Кондёрского и Юнско-Даньского массивов. Результаты уран-свинцового и аргон-аргонового датирования однозначно свидетельствуют, что бокурский комплекс, понимаемый в прежнем его объеме, является резко полихронным. Дайки щелочно-салических пород, прежде относимых к бокурскому комплексу, внедрились спустя почти 40 млн лет после прекращения масштабной магматической деятельности в пределах ККЮМП. Они являются представителями нового магматического этапа, связанного с финальными для мезозойской ТМА тектоническими движениями на юго-востоке Алданского щита. Присутствие реликтовых цирконов в составе кристаллических фаз щелочно-салических пород свидетельствует об участии вещества древней коры в формировании источников этих пород.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта 12-П-СУ-08-012.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации / Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
2. Кичигин Л.Н. // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С.147-153.
3. Максимов Е.П. // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1972. № 3. С. 33-44.
4. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. // Доклады АН СССР, 1978. Т. 240. № 3. С. 677-680.
5. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. // Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2001, Т. 1. С. 185-191.
6. Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю., Ризванова Н.Г., Соляник А.Н., Шишов А.С. // ДАН, 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.
7. Gradstein F.M., Ogg J.C., Smith A.G. A geological time scale, 2004. / Cambridge: Cambridge Univ. press, 2004. 589 p.

## РЕДОКС-УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОЛИФОРМАЦИОННЫХ МАГМАТИТОВ КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин В.Ф.<sup>1</sup>, Чашин А.А.<sup>1</sup>, Нечаюк О.Е.<sup>1</sup>, Чашин С.А.<sup>1</sup>, Коновалова Н.П.<sup>1</sup>, Баранова Л.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, [vfpolin@mail.ru](mailto:vfpolin@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Флюидный режим является одним из главных факторов, определяющих скорость и масштабы плавления горных пород, состав выплавляющихся магм, пути их эволюции, и оказывает значительное влияние на процессы магматического минералообразования. Существенную роль играет как «валовый» состав сосуществующих газов, так и, еще в большей мере, соотношения летучестей окисленных и восстановленных форм газовых компонентов во флюидной фазе расплава, задающих определенный уровень летучести кислорода, который определяет окислительный потенциал магматической системы. Наряду с отмеченными фактами, важность изучения флюидного режима определяется значимой ролью флюидов в переносе таких компонентов, как щелочи, кремнезем, глинозем, тяжелые металлы.

Наибольшее петрогенетическое значение имеют данные о составе исходного, так называемого, «первичного» флюида, который участвовал в процессе формирования конкретной породы.



Определенную, несомненно, интересную информацию поставляют непосредственные определения состава газовой фазы, окклюзированной в минералах-вкрапленниках эффузивных и субинтрузивных пород. В первую очередь, важна её высокотемпературная составляющая, которая, вероятно, более точно, чем низкотемпературная, отражает состав первичного флюида. Достаточно достоверные данные по составу газовой фазы получаются при использовании метода газовой хроматографии флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах.

В настоящем исследовании предпринята попытка реконструкции флюидного режима начальных условий кристаллизации пород полиформационных магматических комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) – тектонотипа зон мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита: тефрифонолит-щелочнотрахитового **бокурского**, тингуаит-нефелинсиенитового **постбокурского**, фойидо-щелочно-сиенитового **дарьинского**, трахиандезит-диорит-гранодиорит-гранитного **учурского** и монцонит-сиенитового **кеткапского**.

**Таблица.** Состав газовой фазы включений в минералах из пород ККЮМП

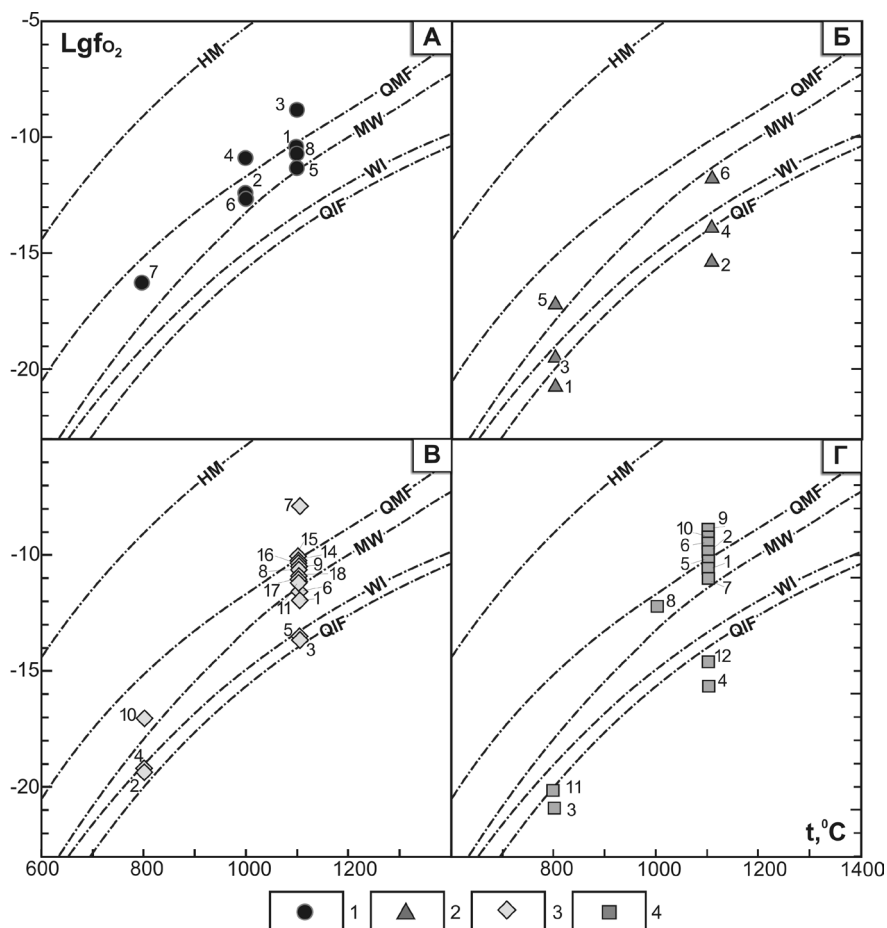
№ п/п	Образец	Порода (фаза магматизма комплекса), анализируемый материал	T, °C	Содержание газов, объёмные %						Σ V, см <sup>3</sup> /кг
				H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	
<b>Бокурский комплекс</b>										
1	ПН-134-1526	Кислый щелочной трахит, Fsp	1100	1,31	0,08	4,77	0,02	27,16	66,66	4962,80
2	ПН-135-1544	Щелочной трахит, Fsp	1000	2,75	0,05	8,65	0,02	72,76	15,76	2833,48
3	ПН-134-1510	Щелочной трахит, Fsp	1100	0,33	0,04	0,41	0,01	17,83	81,38	8712,43
4	ПН-134-1512	Фонотефрит, Fsp	1000	0,48	0,0	1,62	0,01	36,33	61,56	7212,095
5	ПН-135-1534	Фонотефрит, «вал»	1100	6,19	0,16	5,06	0,14	1,63	86,82	907,745
6	ПН-134-1522	Фонотефрит, Срх+Fsp+Vi	1000	2,15	0,04	5,64	0,07	12,90	79,20	4707,91
<b>Постбокурский комплекс</b>										
7	ПН-174.506-6	Нефелиновый сиенит - тингуаит, Fsp	800	0	н.а.	12,97	0	35,45	51,58	1206,2
8	ПН-174.506-6	То же	1100	0	н.а.	12,97	0	35,45	51,58	То же
<b>Дарьинский комплекс</b>										
1	ПН-045-6100	Щелочной сиенит, Fsp+Pl	800	92,97	н.а.	0	0	7,03	0	313,2
2	ПН-045-6100	То же	1100	92,97	н.а.	0	0	7,03	0	То же
3	ПН-М62-038	Апонефелиновый сиенит-пегматит, Fsp	800	56,51	н.а.	8,74	4,27	30,48	0	515,3
4	ПН-М62-038	То же	1100	56,51	н.а.	8,74	4,27	30,48	0	То же
5	ПН-9260-2	Сиенит вишневитовый, Fsp	800	46,73	н.а.	13,39	6,55	19,94	13,39	1534,2
6	ПН-9260-2	То же	1100	46,73	н.а.	13,39	6,55	19,94	13,39	То же
<b>Учурский комплекс</b>										
1	ПН-238-8618	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	1100	10,60	0,07	9,32	0,91	1,12	77,97	948,78
2	ПН-238-8618	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	800	29,59	н.а.	7,44	16,69	33,31	12,98	1426,4
3	ПН-238-8618	То же	1100	29,59	н.а.	7,44	16,69	33,31	12,98	То же
4	ПН-239-8572	Гранодиорит (4), Q+Fsp+Pl	800	40,97	н.а.	18,26	4,46	36,31	0	493,4
5	ПН-239-8572	То же	1100	40,97	н.а.	18,26	4,46	36,31	0	То же
6	ПН-60-8541	Гранодиорит (2), Pl	1100	6,99	0,03	1,68	0,26	0,60	90,43	1567,34
7	ПН-137-1568	Гранодиорит-порфир (2), Pl	1100	0,16	0,01	0,17	0,0	20,58	79,08	18839,8
8	ПН-238-8642	Субщелочной диорит (3), Q+Pl	1100	2,91	0,01	2,0	0,29	0,99	93,79	2349,55
9	ПН-139-1610	Субщелочной кварцевый диорит (3), Q+Pl	1100	1,57	0,18	5,12	0,08	49,21	43,84	2100,04
10	ПН-133-1501-7	Субщелочной кварцевый диорит (1), Pl	800	10,30	н.а.	10,30	2,52	20,48	56,41	1624,1
11	ПН-133-1501-7	То же	1100	10,30	н.а.	10,30	2,52	20,48	56,41	То же
14	ПН-135-1533	Трахиандезит-латит (1), «вал»	1100	2,25	0,09	0,96	0,02	2,85	93,83	3073,40
15	ПН-130-8492	Субщелочной диоритовый порфирит (1), Pl	1100	1,67	0,01	0,75	0,14	0,29	97,14	4913,66
16	ПН-75-8128	Субщелочной диорит (1), Pl	1100	2,29	0,0	1,25	0,14	1,50	94,83	4196,22
17	ПН-157-1711	Субщелочной диорит(1), Pl	1100	4,71	0,09	3,145	0,134	2,60	89,31	983,38
18	ПН-174-8199	Габбро уралитовое (3), Pl	1100	3,67	0,01	1,34	0,16	0,56	94,26	3678,63
<b>Кеткапский комплекс</b>										
1	ПН-138-16076	Граносиенит, Fsp+Pl	1100	3,36	0,28	1,92	0,10	10,44	83,89	603,174
2	ПН-135-1537	Граносиенита, Fsp+Q	1100	0,43	0,05	3,37	0,01	62,10	34,04	2754,33
3	ПН-131.598Д	Кварцевый диорит-монцодиорит, Fsp+Pl	800	57,88	н.а.	15,76	10,59	15,76	0	425,3
4	ПН-131.598Д	То же	1100	57,88	н.а.	15,76	10,59	15,76	0	То же
5	ПН-134-1528	Кварцевый диорит – монцодиорит, Fsp	1100	2,58	0,07	1,87	0,02	1,55	93,91	1435,92
6	ПН-135-1549	Сиенит – кварцевый монцонит, Pl	1100	2,98	0,01	1,08	0,04	1,50	94,39	1556,66
7	ПН-160-1741а	Сиенит – кварцевый монцонит, Fsp+Pl	1100	4,79	0,11	3,62	0,02	3,43	88,03	580,136
8	ПН-137-1575	Сиенит – кварцевый монцонит, Срх+ Fsp+Vi	1000	3,35	0,10	2,42	0,15	0,36	93,62	1458,02
9	ПН-137-1580	Монцонит (минетте), Pl	1100	0,72	0,0	0,15	0,01	0,57	98,55	7272,59
10	ПН-146-1675	Монцонит, Pl	1100	0,82	0,01	0,26	0,0	6,51	92,40	1748,99
11	ПН-111.594-2	Монцонит, Fsp+Pl	800	42,89	н.а.	23,78	9,55	23,78	0	471,5
12	ПН-111.594-2	То же	1100	42,89	н.а.	23,78	9,55	23,78	0	То же

Щелочные комплексы профилированы на редкоземельное, субщелочные – на золотое оруденение. Основой для оценки флюидного режима кристаллизации расплавов послужили материалы хроматографического анализа газовой фазы включений в лейкократовых минералах-вкрапленниках. По данным распределения газовой составляющей (табл.) включений в них были рассчитаны, с помощью программы «Селектор-С», фугитивности кислорода при формировании пород (рис. 1), с целью выявления характерных отличий между флюидными режимами магматогенно-рудных систем разной специализации.

Установлено, что преобладающие компоненты газовой фазы включений в большинстве проанализированных минералов – вода и водород. Для многих из них характерна высокая доля окисленных флюидов, в основном, за счет воды. Не исключено, что высокая «водонасыщенность» этих газовых смесей обусловлена окислением водорода «первичного» флюида в близповерхностных условиях.

**Постбокурский комплекс.** В газовой смеси преобладает вода; на втором месте находится  $\text{CO}_2$ , на третьем –  $\text{CO}$  (табл.). Характерны восстановительные условия кристаллизации, с величиной  $f\text{O}_2$ , на порядок меньшей, чем для буфера QMF (рис. 1, А).

**Бокурский комплекс.** Породам комплекса присуща наиболее высокая газонасыщенность, при преобладании воды (табл.). Вторая по объему составляющая представлена  $\text{CO}_2$  либо водородом и  $\text{CO}$ . Подчиненное положение в газовой смеси занимает метан. Из результатов компьютерного моделирования следует, что для большинства бокурских фонотефритов характерны восстановительные условия начала кристаллизации, соответствующие буферу «MW» (рис. 1, А). Близки к ним по редокс-состоянию условия кристаллизации кислого щелочного трахита. Менее восстановительные условия характерны для начала кристаллизации одной пробы фонотефрита и щелочного трахита (буфер «QMF»).



**Рис. 1.** Диаграмма  $\text{lg}f\text{O}_2 - T$ , отображающая особенности флюидного режима начальных этапов кристаллизации пород полиформационных комплексов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана: А – бокурского; Б – дарьинского; В – учурского; Г - кеткапского. 1-4 – Фигуративные точки пород комплексов: 1- бокурского и постбокурского; 2 – дарьинского; 3 – учурского; 4 – кеткапского. Цифры у точек соответствуют порядковым номерам проб из табл., для каждого комплекса отдельным.

**Дарьинский комплекс.** Преобладающий компонент газовой смеси включений в полевых шпатах щелочных и фельдшпатоидных сиенитов – водород (табл.). Вторая по объему составляющая представлена  $\text{CO}_2$ , третья и четвертая, соответственно,  $\text{CO}$  и  $\text{CH}_4$ . Вода присутствует лишь в одной пробе из трёх. Расчетные оценки летучести кислорода соответствуют значениям, которые на несколько порядков ниже таковых для буферного равновесия «QMF» (рис. 1, Б), т.е., отвечают ультравосстановительным условиям кристаллизации.

**Учурский комплекс.** Величина газонасыщенности пород – умеренная (табл.), при этом выделяются две контрастные по составу и задаваемому ими редокс-потенциалу группы газовых смесей: весьма восстановленные и умеренно-значительно восстановленные. В единичном случае наблюдаются условия умеренного окисления. Восстановленные газовые фазы либо вовсе не содержат воды, либо она присутствует в подчинении. В умеренно-восстановленных смесях вода принадлежит к значимым или преобладающим компонентам. В первой группе лидирующее положение занимают водород и углекислота, метан и оксид углерода присутствуют в подчиненных, но, все же, значимых количествах. В относительно окисленных газах второе по распространенности место занимают  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ , в сопоставимых объемах порой наблюдается и  $\text{CO}$ . Метан имеет ограниченное распространение.

Максимально восстановительные условия характерны для начальных условий кристаллизации субщелочных гранодиорит-гранитов заключительной фазы становления комплекса. Несколько меньшую восстановленность задает флюид в начале кристаллизации диоритов первой фазы; на третьем месте – условия начала кристаллизации большой группы пород первой, второй и третьей фаз комплекса, отвечающие полю между буферами «QMF» и «MW». Лишь единичный состав газовой смеси попадает в окислительные условия. Для промышленно-золотоносных пород третьей фазы значения  $f\text{O}_2$  при кристаллизации порфиридных вкрапленников свидетельствуют об умеренно-восстановительных условиях (рис. 1, В).

**Кеткапский комплекс.** Как и в учурском комплексе, здесь наблюдаются две контрастные по составу и задаваемым ими редокс-условиям группы газовых смесей: с весьма низкой фугитивностью кислорода и с умеренными по величине показателями  $f\text{O}_2$ . Восстановленные газовые смеси не содержат воды, характеризуются большой долей водорода, относительно высокой ролью  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ , и заметной – метана (табл.). В умеренно-восстановленных и слабо-окисленных смесях преобладает вода, в меньшей мере, содержатся  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$  и  $\text{H}_2$ .

**Выводы.** Начало кристаллизации пород исследованных комплексов осуществлялось в восстановительной либо высоковосстановительной обстановке. Роль буфера, задающего определенный редокс-потенциал, в изученных магматических системах играли, по-видимому, флюиды. Как показано нами ранее, именно постоянным притоком флюидов, буферирующих окислительные реакции, объясняются выдержанные по восстановленности режимы олово-сереброносного, бериллиеносного и золото-сереброносного типов магматизма. Золотоносный магматизм, как правило, отличается меньшей степенью восстановленности флюидов и содержащих их расплавов. Полученные для учурского, промышленно-золотоносного, и кеткапского, умеренно золотоносного, комплексов данные удовлетворительно согласуются с этими закономерностями.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта 12-П-СУ-08-012.

## ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МИГМАТИТОВ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Полянский О.П.<sup>1</sup>, Сухоруков В.П.<sup>1,2</sup>, Ревердатто В.В.<sup>1</sup>, Бабичев А.В.<sup>1</sup>

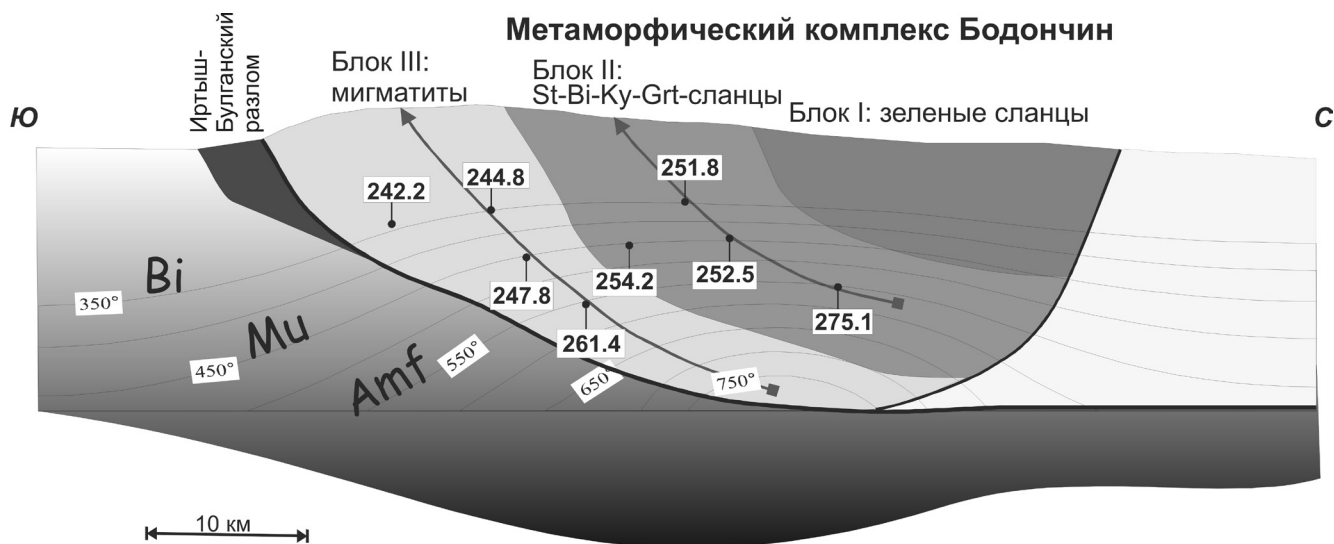
<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, pol@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск, svp@igm.nsc.ru

Разработана термально-тектоническая модель развития Целского ультраметаморфического комплекса, которая основана на оценках РТ-параметров метаморфизма, термо-хронологических изотопных данных и численного моделирования. Целский метаморфический комплекс (Целский «террейн») представляет собой ограниченный разломами, узкий пояс (80×40 км) метаморфизованных пород орогенного клина в структуре западного сектора Монгольского Алтая. Оценки температур и давлений метаморфизма пород из двух зон (ставролит-кианитовых сланцев и мигматитов) метаморфического комплекса Бодончин (западный блок Целского террейна) соответствуют палеогеотермам со средними температурными градиентами  $\approx 25,5$  и  $27,2$  °С/км. Представляется, что на стадии коллизии и аккреции блоков в утолщенной континентальной коре происходит «обогащение» радиоактивными тепловыми источниками за счет наращивания гранитного слоя коры. В килевой зоне утолщенной коры обогащенные метапелиты являются тепловым источником для метаморфизма и частичного плавления. Формируется область гранитообразования и мигматизации, которая деформируется под действием плотностной неустойчивости в слое нижней коры. Последующие тектонические движения надвиго-сдвигового типа выводят гранитоиды к поверхности вдоль пластически ослабленных линеаментов. Модель может быть широко применима к другим коллизионным системам. В рамках предложенной О. Вандерхейгом концепции эволюции орогенных поясов, выделяются три сценария: формирование орогенного клина, развитие континентального плато, гравитационный коллапс (развал) орогена [1]. Наша модель развития Целского метаморфического пояса как аккреционного клина, образовавшегося на границе конвергентных плит, соответствует первому из названных сценариев. Основные результаты заключаются в следующем.

1) Совокупность данных Ar-Ar и Sm-Nd датирования метаморфических пород и U-Pb датирования цирконов из гранитоидов указывают на то, что в позднепалеозойское время (260-280 млн. лет) имела место масштабная активация Иртыш-Булганской сдвиговой зоны, сопровождавшаяся проявлениями метаморфизма, мигматито- и гранитообразования. Пермский этап метаморфизма, достоверно установлен в Иртышской зоне смятия [2], Китайском секторе Алтая [3]. По нашим данным, этот возрастной этап фиксируется и для Целского террейна, палеозойской придуговой системы, развитие которой фиксируется до пермского – ранне-триасового времени по данным [4].

2) Механизм переноса масс мигматитов и гранито-гнейсов к поверхности был изучен с помощью численного термо-механического моделирования. Тепловыми источниками, вызывающими частичное плавление, мигматизацию в нижней коре и региональный метаморфизм, могут являться локализованные массы гранитоидов утолщенной коры. Как показывает термическая модель, в килевой зоне коры Целского блока, сформированной при коллизионно-надвиговых процессах, достигаются температуры плавления гранитной системы до  $\sim 800$  °С. Даже при «консервативной» оценке средней толщины коры орогена Монгольского Алтая  $\sim 50$  км, в модели достигаются температуры солидуса пелитов с участием H<sub>2</sub>O. При толщине коры 65 км, установленной по данным [5] о распределении гравитационных аномалий, тепловой эффект от концентрации радиогенных теплогенерирующих источников и масштабы плавления будут еще большими. Показано, что объемы частично-расплавленных пород формировали на глубине основания надвига диапироподобные тела гранитоидов, которые незначительно перемещались в пределах зоны частичного плавления. Они могли быть подняты к поверхности уже в закристаллизованном состоянии в процессе более поздних, пермо-триасовых надвигов, фиксируемых на всем протяжении Иртышско-Булганского линеамента.



**Рис.** Термохронологическая схема, поясняющая способ оценки скорости подъема, при котором происходит остывание блока за счет выведения пород к поверхности. Штриховые линии – изотермы, соответствующие температурам «закрытия» калий-аргоновой системы для амфибола (550 °С), мусковита (450 °С) и биотита (350 °С), сплошные линии со стрелками – предполагаемые траектории подъема пород к поверхности в анализируемых точках. На пересечениях линий-траекторий подъема с изотермами приведены  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста, определенные по разным минералам. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре “Noble Gas 5400” (г. Новосибирск), точность определений – около 2,5 млн. лет. Черными стрелками показана предполагаемая коллизия и обдукция Бодончинского блока. Серым тоном показаны кристаллические сланцы и мигматиты Бодончинского комплекса, соответственно; погруженная плита – герциниды Южно-Монгольского пояса.

3) На основе изотопного датирования цирконов и метаморфических минералов (амфибола, мусковита, биотита) построена термохронологическая модель регрессивной стадии эволюции полиметаморфического комплекса. Сделаны оценки скорости подъема метаморфических пород к поверхности в результате надвиговых движений в зоне Булганского разлома, которые составляли 0,3–1 мм/год. Механизм остывания мигматитов и ставролит-кианитовых сланцев Бодончинского метаморфического комплекса за счет выведения пород к поверхности показан на рисунке. Приведена схема, поясняющая способ оценки скорости подъема. Пересечения линий-траекторий подъема с изотермами соответствуют  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастам. Стрелками показана предполагаемая коллизия с герцинидами Южно-Монгольского пояса и обдукция Бодончинского комплекса.

Таким образом, на основании имеющихся данных [3; 6-7] и результатах настоящей работы можно выделить средне-, позднепермские и раннетриасовые события вдоль Восточноказахстанского-, Китайского Алтая и Гоби-Алтайского складчатого пояса в качестве единого деформационно-метаморфического этапа. Смещение возрастов от средней перми (Иртышская зона смятия) до поздней перми (Целский террейн) и раннего-среднего триаса (Южно-Гобийский метаморфический пояс) позволяют говорить о смещении зоны активизации деформаций в указанной последовательности.

Работа поддержана грантом РФФИ №14-05-00188.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Vanderhaeghe O. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-melted rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts// Tectonophysics, 2009, v. 477, p. 119-134.
2. Zheng Ch.Q., Kato T., Enami M., Xu U. CHIME monazite ages of metasediments from Altai orogen in northwestern Cina: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance // Island Arc. 2007. V. 16. P. 598–604.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида 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.

4. Jiang Y., Sun M., Kröner A., Tumurkhuu D., Long X., Zhao G., Yuan Ch., Xiao W. The high-grade Tseel Terrane in SW Mongolia: An Early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // *Lithos*, 2012, v. 142-143. P. 95–115.

5. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск, Наука, Сиб. отд., 1982, 94 с.

6. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид юго-западной Монголии: геодинамические следствия // *Петрология*, 2007, т. 15, №2, с.133-159.

7. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термоморфологических данных и P-T параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52, №9, с. 1256-1275.

## **РОЛЬ ФЛЮИДОВ И РАСПЛАВОВ ИЗ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ В ОКИСЛЕНИИ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ ОСТРОВДУЖНЫХ МАГМ**

**Портнягин М.В.<sup>1,2</sup>, Мионов Н.Л.<sup>1</sup>, Шишкина Т.А.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
г. Москва, mportnyagin@geokhi.ru*

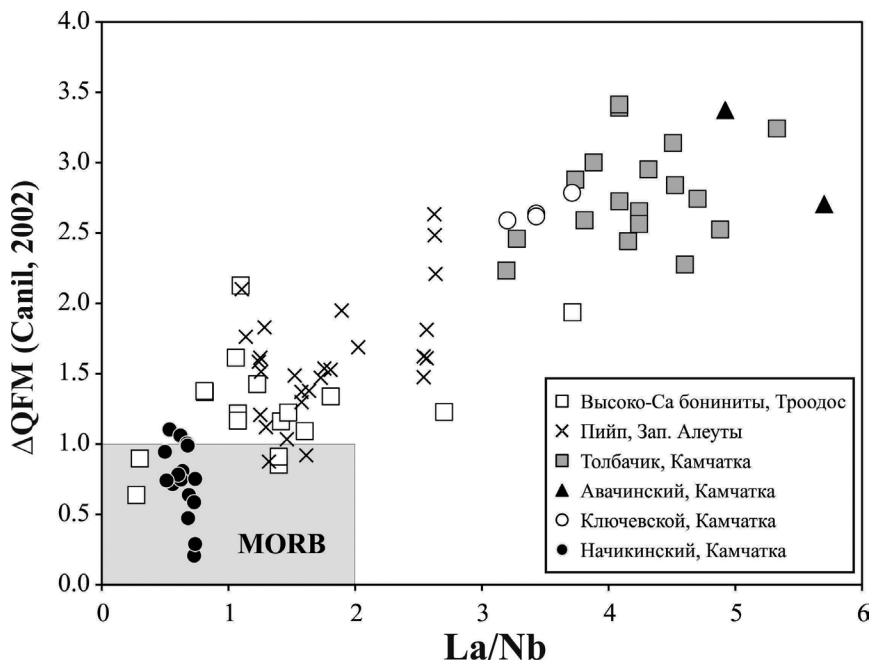
<sup>2</sup> *Центр исследования океана им. Гельмгольца, ГЕОМАР, г. Киль, ФРГ*

Окислительно-восстановительный режим, обычно описываемый величиной летучести кислорода ( $fO_2$ ), – один из важнейших факторов эволюции Земли, определяющий состав мантийных магм, направление их дифференциации, а также поведение многих химических элементов, в том числе рудных халькофильных (например, Cu, Ag, Au) и сидерофильных элементов (PGE) в магматических процессах [1].

Окисленное состояние островодужных магм и их источников по сравнению с океаническими магмами долгое время считалось надежно установленным фактом (например, [2]). Однако, в последние 10 лет вокруг этой парадигмы возникла широкая дискуссия. Часть исследователей, основываясь на систематике микроэлементов (Sc, V, Zn, Cu) и изотопов Fe [3-4], предположили, что летучесть кислорода при образовании островодужных магм близка к базальтам срединно-океанических рифтов (MORB, QFM+1...-1). Эти данные также поставили под сомнение исходную обогащенность островодужных магм рудными халькофильными элементами, например медью [4]. Другие авторы находят дополнительные свидетельства в пользу более окисленного состояния исходных островодужных магм (например, [5]). Эта дискуссия остается открытой в настоящее время.

В этой работе была поставлена задача получения новых независимых оценок  $fO_2$  для первичных островодужных магм и анализ возможной корреляции  $fO_2$  с содержанием летучих и микроэлементов в магмах, которые являются индикаторными для идентификации состава и условий образования различных субдукционных компонентов. Для выполнения этой задачи были исследованы стекловатые закаленные в природе или экспериментально гомогенизированные расплавленные включения в высокомагнезиальном оливине ( $Fo > 88$  мол.%) для представительной коллекции островодужных пород различных геохимических типов. Стекла расплавленных включений и вмещающий оливин были проанализированы на содержание главных, летучих и микроэлементов методами EMP, SIMS и LA-ICP-MS. Летучесть кислорода оценивалась по распределению вандия между оливином и расплавом ( $D_V$ ) [6], а также по составу сосуществующих оливина и хромистой шпинели [2].

В работе были изучены образцы высоко-кальциевых бонинитов и примитивных толеитов массива Троодос (о. Кипр), магнезиальных базальтов Камчатки (вулканы Авачинский, Толбачик и Ключевской), а также магнезиальных андезитов Западных Алеут (подводный вулкан Пийпа), и щелочных базальтов северной части Центрально-Камчатской депрессии (вулкан Начикинский), проявленных в обстановке «скольжения» литосферных плит и разрыва Тихоокеанской плиты под Камчаткой.



**Рис.** Корреляция отношения  $La/Nb$  в примитивных островодужных расплавах и летучести кислорода, оцененной на основе  $D_V$  между оливином и расплавом по модели [6].

Полученные результаты показаны на рисунке. Коэффициент распределения ванадия для изученных расплавных включений варьирует от 0,008 до 0,035, что отражает различное валентное состояние этого элемента в исходных магмах и соответственно значительные вариации  $fO_2$ . Оценки летучести кислорода, сделанные на основе  $D_V$  по модели [6], варьируют от QFM до QFM+3. Наиболее низкие оценки  $fO_2$  (~QFM...QFM+1,5) близкие к MORB получены для бонинитов Троодоса и щелочных базальтов Камчатки. Магнезиальные андезиты вулкана Пийпа характеризуются умеренно-окисленными условиями (QFM+1...+2,5). Наиболее окисленные условия характерны для магнезиальных известково-щелочных базальтов Камчатки (QFM+2...+3,5). Оценки  $fO_2$ , сделанные по модели [6] на основе  $D_V$  и по модели [2] по составам сосуществующих шпинели и оливина, находятся в близком соответствии. Однако, модель [6] предсказывает несколько более окисленные условия и возможно нуждается в дополнительной экспериментальной калибровке в области  $fO_2 > QFM+1$ .

Сильные корреляции установлены между  $D_V$  (отрицательные) и расчетной  $fO_2$  (положительные) с одной стороны и отношениями  $La/Nb$ ,  $La/Yb$ , а также абсолютными содержаниями LREE, S и Cl в расплавных включениях. Менее значимые корреляции установлены для  $H_2O$ , Th, U, K, Ba. Корреляция  $fO_2$  с отношениями  $Ba/La$ ,  $U/Th$  и содержаниями наиболее подвижных в субдукционных флюидах элементами (например, B, As и Sb) отсутствует.

Согласно экспериментальным данным [7] растворимость LREE в малоплотных и низкотемпературных ( $< 750$  °C при  $P > 2$  GPa) водных флюидах мала ( $D_{fluid-solid} < 1$ ). Поэтому содержания LREE и отношение  $La/Nb$  в островодужных магмах контролируются главным образом степенью метасоматоза мантийного клина надкритическими флюидами и/или расплавами – продуктами частичного плавления субдуцированной плиты в присутствии  $H_2O$  и относительно высоких температурах (800-1000 °C) [7]. Учитывая эти данные, положительная корреляция  $fO_2$  с  $La/Nb$  (рис.) указывает на то, что именно надкритические флюиды или расплавы из субдуцирующей плиты богатые LREE и Cl являются главными агентами окисления источника островодужных магм [1], вероятно, в результате привноса  $Fe^{3+}$  и  $S^{6+}$  в мантийный клин [5]. Низкие значения  $fO_2$  полученные для бонинитов Троодоса свидетельствуют о том, что обогащенный компонент этих магм является преимущественно водным низко-температурным флюидом неспособным к значительному окислению мантии. Восстановленный режим образования щелочных магм в северной части Центрально-Камчатской Депрессии указывает на отсутствие вклада субдукционных компонен-

тов в источник этих магм и их образование в результате декомпрессионного плавления в субдукционном «окне» под северной Камчаткой.

Таким образом, новые данные изучения расплавных включений в оливине указывают на вариации  $fO_2$  в родоначальных островодужных магмах от QFM до QFM+3, что обусловлено различной степенью метасоматоза мантийных источников надкритическими флюидами или расплавами из субдуцирующей плиты.

Данная работа проводится при поддержке Российского Научного Фонда (проект № 04-17-00582). Результаты изучения вулкана Толбачик получены в рамках проекта РФФИ № 12-05-01131-а.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Mungall, J. E., 2002, Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits: *Geology*, v. 30, no. 10, p. 915-918.
2. Ballhaus, C., Berry, R. F., and Green, D. H., 1990, Oxygen Fugacity Controls in the Earth's Upper Mantle: *Nature*, v. 348, no. 6300, p. 437-440.
3. Lee, C.-T. A., Leeman, W. P., Canil, D., and Li, Z.-X. A., 2005, Similar V/Sc Systematics in MORB and Arc Basalts: Implications for the Oxygen Fugacities of their Mantle Source Regions: *J. Petrology*, v. 46, no. 11, p. 2313-2336.
4. Lee, C.-T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q.-z., and Jin, D., 2012, Copper Systematics in Arc Magmas and Implications for Crust-Mantle Differentiation: *Science*, v. 336, no. 6077, p. 64-68.
5. Kelley, K. A., and Cottrell, E., 2009, Water and the Oxidation State of Subduction Zone Magmas: *Science*, v. 325, no. 5940, p. 605-607.
6. Canil, D., 2002, Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 195, p. 75-90.
7. Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., and Pettke, T., 2005, Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth: *Nature*, v. 437, no. 29 September 2005, p. 724-727.

### НР-УНР АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ РИФТОВОЙ И КОЛЛИЗИОННОЙ СТАДИЙ ФОРМИРОВАНИЯ УРАЛА

Русин А.И.<sup>1</sup>, Вализер П.М.<sup>2</sup>, Русин И.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, rusin@igg.uran.ru

<sup>2</sup>Ильменский государственный заповедник УрО РАН, г. Муасс, ludamiass@rambler.ru

Все многообразие форм проявления высокобарического метаморфизма в орогенных поясах принято связывать с субдукцией литосферных блоков в мантийные глубины. Такие представления возникли на основе минералого-петрологических данных об условиях кристаллизации НР-УНР ассоциаций пород, постулирования только литостатической природы давлений и палеореконокструкций в соответствии с базовыми положениями тектоники плит [7]. При таком подходе обоснования причин и возможностей погружения легких силикатических блоков в более плотную мантию не требовалось, и абсолютные глубины определялись только на основе термобарометрии. Значительно больше внимания было уделено разработке возможных механизмов быстрой эксгумации глубинных блоков, при которых бы обеспечивалась сохранность глубинных парагенезисов. Однако отсутствие объективных данных о фактических глубинах погружения литосферных блоков приводило к появлению лишь качественных моделей, обоснованность которых ограничивалась лишь общими соображениями. Наш опыт исследования Урала и других фанерозойских поясов дает основания утверждать, что формирование НР-УНР ассоциаций пород в коллизионных орогенах возможно на разных стадиях их формирования [1, 4, 6 и др.].

Урал является типичным эпиокеаническим коллизионным орогеном, формирование которого не завершилось коллизией типа континент – континент, что обусловило хорошую сохранность структурно-вещественных комплексов всех стадий полного геодинамического цикла. Закрытие Уральского палеоокеана произошло при коллизии силуро-девонской островодужной системы с утоненной окраиной В.-Европейского континента и привело к возникновению общеуральского



высокобарического пояса, протягивающегося к западу от Главной сутуры от Южного до Полярного Урала. Этот пояс маркируется линейными зонами голубых сланцев, связанными с надвигами в сиалической коре палеоконтинентальной окраины и различными типами эклогитовых комплексов.

Голубосланцевый метаморфизм проявлялся только в тех надвиговых структурах, которые имели глубинные корни, сообщающиеся с литостатической зоной островодужной земной коры [1], из которой только и могли поступать высокотемпературные и высоконапорные флюиды, способные обеспечить геохимическую специфику этого метаморфизма. Строение голубосланцевых зон свидетельствует о том, что их развитие было связано не только с интенсивными деформациями в локальных структурах, но и высокими скоростями метаморфических реакций в условиях быстро изменяющихся термодинамических параметров. Отсутствие в таких зонах ассоциации жадеита с кварцем, редкая встречаемость глаукофана и барруазита и преобладание кросситов, рибекитов, винчитов и актинолитов характеризует их специфику. Другой важной особенностью являются реакционные и незакономерные соотношения Na, Na-Ca и Ca амфиболов, часто наблюдаемые в пределах одного шлифа и указывающие на контрастные изменения давления в ограниченных объемах, что можно объяснить пульсационным поступлением в систему высокобарического флюида. Голубосланцевые зоны находятся на различном, иногда значительном (до 30 км) удалении от главной сутуры, не связаны с офиолитами, а в отдельных случаях (плато Кваркуш) накладываются на толщи, испытавшие континентальный рифтовый (536 млн. лет) низкобарический зональный метаморфизм.

Важной особенностью высокобарического пояса Урала является присутствие в нем эклогитсодержащих блоков (комплексов), которые традиционно подразделяются на эклогит-глаукофансланцевые и эклогит-сланцево-гнейсовые [4]. Характеристике этих комплексов посвящено большое количество публикаций в отечественных и зарубежных изданиях. Омфацит-гранатовые эклогиты в таких комплексах всегда парагенетически равновесны с вмещающими их породами и характеризуются относительно низкими температурами (550-650 °С и давлениями от 13-14 до 20-25 кбар [4]. Формирование их, как и голубосланцевых зон, связывается с коллизионными событиями. Многочисленные изотопные данные (Ar-Ar, Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr) позволили с большой степенью надежности обосновать возраст эклогитового метаморфизма на Южном (максютовский комплекс – 375±2 млн. лет) и Полярном Урале (марункеуский комплекс – 354 ±1,4 млн. лет), что согласуется с представлениями о косо́й коллизии. Особое значение в петрологической интерпретации возрастных данных имело использование высокоточных Rb-Sr минеральных изохрон на базе фенгитов. Они определяют историю взаимодействия флюид – порода во время как позднепрогранных, так и ранних ретроградных метаморфических стадий. Возрасты, полученные на их основе являются скорее гидрохронологическими, нежели термохронологическими, и не обязательно должны соответствовать пиковым условиям метаморфизма на P-T-t траекториях, так как фиксируют, в первую очередь, время появления (активности) свободного водного флюида, а не погружения в определенное P-T-пространство. Изотопная летопись обычно сохраняется, если породы лишены свободных флюидов. Магматические протолиты в марункеуском комплексе, избежавшие фильтрации флюида, локально сохранились на протяжении всей метаморфической истории. Их Rb-Sr возраст (467 млн. лет) отражает время магматической кристаллизации, несмотря на более поздние метаморфические температуры – до 690 °С. Очень высокую устойчивость в условиях метаморфизма эклогитовой фации обнаруживают U-Pb и Sm-Nd системы, унаследующие изотопное распределение от протолита [4].

Жильные ассоциации и гидроксилсодержащие минералы, присутствующие во всех эклогитовых комплексах высокобарического пояса, важны для расшифровки метаморфических реакций, так как они являются прямыми свидетелями присутствия свободного флюида. В жилах и их непосредственной боковой породе можно получить информацию о P-T-условиях и точный возраст

кристаллизации. Наличие свободного флюида при эклогитовой кристаллизации делает неизбежным проявление «автоклавного эффекта», вклад которого в повышении давления над литостатическим оценить достаточно сложно. В этом же аспекте заслуживают внимания и некоторые минералогические особенности эклогитовых комплексов (симплектиты, метамагматические структуры, резкая контрастная зональность гранатов), которые в настоящее время интерпретируются как свидетельства высоких скоростей эксгумации, но в то же время могут служить и косвенным указанием на принципиальную возможность чрезвычайно высоких скоростей протекания метаморфических реакций.

В последние годы нами получены новые данные о строении и метаморфизме максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса [3]. В его составе выделена самостоятельная мафит-ультрамафитовая единица, сложенная антигоритовыми серпентинитами, гранатклинопироксеновыми и лавсонитсодержащими породами. В этой единице изучена высокобарическая биметасоматическая зональность. Время ее формирования, по данным U-Pb возраста цирконов оценивается значениями 824-470 млн. лет, что позволяет связывать высокобарический метаморфизм мафит-ультрамафитовой ассоциации с глубинной зоной континентального рифта. Вероятно, ту же природу имеют и УНР ультрамафиты, ассоциированные с жадеит-гроссуляровыми эклогитами [2]. Эта УНР ассоциация слагает чужеродные блоки в метатерригенной эклогитсодержащей единице максютовского комплекса. В ультрамафитах и жадеит-гроссуляровых эклогитах содержатся реликтовые цирконы протерозойского возраста и венд-кембрийские цирконы с осцилляторной зональностью.

К континентальным рифтовым образованиям нами относятся высокобарические лерцолитовые массивы Южного Урала, ассоциированные с гранатовыми пироксенитами и вебстеритами [6]. Они слагают один из крупнейших в мире аллохтонов (Крака) и несколько массивов (Миндяк, Нурали и др.), залегающих в серпентинитовом меланже Главного Уральского надвига. Эти массивы обладают чертами сходства с высокобарическими лерцолитами западного Средиземноморья. Время формирования главных породных ассоциаций высокобарических лерцолитов Южного Урала оценивается значениями 590-550 млн. лет. Это образования глубинной зоны Уральского палеорифта, выведенные в кору при литосферном растяжении до образования океанического бассейна. В массиве Узянский Крака отчетливо проявлена стратификация, возникшая при расслоении лерцолитов на комплементарные серии дунитов и гранатовых пироксенитов.

Обнаружение и детальное исследование фрагментов щелочно-ультраосновной интрузии центрального типа, дезинтегрированной в зоне постколлизийного Ильмено-Вишневогорского сдвига, привело к установлению реликтового критического парагенезиса Gross + Ca-Px + Ky (корунд) [5]. Сходство химизма пород и минерального состава минералов с глубинными гроспидитовыми ксенолитами кимберлитовых трубок, а также результаты экспериментальных исследований ассоциаций субсолидуса, образующихся за счет гроспидитов, позволили сделать вывод об очень глубинном (27-36 кбар) уровне генерации исходных расплавов щелочно-ультраосновной ассоциации. U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов (660, 540 млн. лет) указывает на вероятную связь формирования этой ассоциации с позднекембрийской активизацией рифтогенных процессов, обусловленных функционированием глубинных мантийных плюмов.

Представляется несомненным, что в Уральском орогене присутствуют НР-УНР ассоциации пород, сформированные не только в связи с коллизийными событиями, но и на стадии континентального рифтогенеза. Последние представлены мантийными мафит-ультрамафитовыми блоками различных типов, эксгумированными при литосферном растяжении и испытывавшими регрессивные метаморфические преобразования при декомпрессионном подъеме. В отличие от коллизийных эклогитовых комплексов они неравновесны с вмещающими комплексами пород, обладают спецификой минерального состава (парагенезисы Fe-Ca гранатов с Ca пироксенами и др.), а пиковые условия их образования достигают экстремальных P-T-параметров (до 30-40 кбар

и 1000 °С). Мы полагаем, что подобные ассоциации, не связанные с континентальной субдукцией, являются обязательным элементом эпиконтинентальных коллизионных орогенов фанерозоя.

Исследования проведены при финансовой поддержке Интеграционного проекта УрО РАН № 12-И 5-2035 и Проекта № 12-С-5-1011, выполняемого совместно с СО и ДВО РАН.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника, 1997. №1. С.6-19.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 4. С. 510-513.
3. Вализер П. М., Русин А. И., Краснобаев А. А., Лиханов И.И. Гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса (Южный Урал) // Геология и геофизика. 2013 Т. 54. № 11. С. 1754-1772.
4. Русин А.И. Высокобарический метаморфизм Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 421-460.
5. Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А. и др. Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород Ильменогорского комплекса (Ю.Урал) // Литосфера. 2012. № 1. С. 91-109.
6. Русин А.И., Русин И.А. Высокобарические ассоциации глубинных зон континентальных рифтов // Метаморфизм и геодинамика. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 108-112.
7. Schreyer W. Ultradeep metamorphic rocks: The retrospective viewpoint // J. Geophys. Research. Vol. 100. No B5. 1995. P.8353-8366.

### КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В МАГНИТОГОРСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Салихов Д.Н.

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, magm@ufaras.ru*

На границе нижнего и верхнего турне Магнитогорская островная дуга столкнулась с Восточно-Европейским континентом, плавно перейдя в позднем визе – серпуховское время в жесткую коллизию Казахстанского и Восточно-Европейского континентов. В итоге девонская островная дуга надвинулась на край Восточно-Европейского континента, сформировав две зоны – Западно-Магнитогорскую (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорскую (ВМЗ).

Наиболее полно коллизионный магматизм проявился в ВМЗ в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена. В эпоху мягкой коллизии вулканическая деятельность началась в першинское время в северном замыкании грабена. В дальнейшем вулканизм распространялся на всю территорию. В вулканогенных разрезах отмечается ритмичное переслаивание основных и кислых фаций с уровня кизеловского века и выше. В раздвиговых зонах грабена базальты субщелочного состава имеют повышенную щелочность (до 7 %), оксид титана (до 3 %), двуокись фосфора (до 0,8 %), оксид магния (8-9 % до 11,9 %), сумму оксида железа (8-9,7 до 12,9 %) и низкую глиноземистость ( $al'=0,76-0,96$ ). Базальты вулканов центрального типа, в основном, известково-щелочные, с повышенным оксидом титана (1,1-2,0 %). Они содержат меньше оксида магния (4-7 %), суммы железа (6,05-9,7 %), высокую глиноземистость ( $al'=1-2$  и  $<$ ). Всем базальтам свойственно повышенное содержание высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Hf) и аномальные минимумы Cs и Sc.

Мантийно-коровая природа магматического процесса мягкой коллизии в ВМЗ повторяется и в последующей жесткой коллизии конца верхнего визе – серпухова, но уже в интрузивных и дайковых фациях габбро-гранитной ассоциации. Габброиды, слагая габбро-гранитные массивы, представлены двумя типами. Один из них (богдановский тип), отвечающий недифференцированным габбродолеритам, соответствует по химическому составу субщелочным базитам. Другой тип (куйбасовский) сложен дифференцированными габброидами от меланократовых до лейкократовых фаций и отвечает известково-щелочной серии. Отличаясь от недифференцированных габброидов пониженной ролью оксида титана эти габброиды сопровождаются титаномagnetитами рудами (Куйбасовское месторождение).

Гранитоиды габбро-гранитных массивов имеют широкий спектр геохимических разновидностей. Выделяются натриевые граниты – плагиограниты и тоналиты (узянский тип), калий-

натриевые граниты нормальной щелочности (алексеевский тип), субщелочные калий-натриевые гранитоиды – граниты, граносиениты и сиениты (московский тип), субщелочные гранитоиды с равными количествами оксида натрия и калия (разборненский тип), умеренно-щелочные гранитоиды и граносиениты (борковский тип) и, наконец, щелочные гранитоиды (чекинский тип). Все они характеризуются широкими вариациями содержаний редких и рассеянных элементов, а также повышенными количествами высокозарядных элементов (Zr, Nb, Ta, Hf) и минимумами цезия и скандия. С гранитоидами связано скарново-магнетитовое оруденение (Магнитогорское и др. месторождения).

Вслед за моментом столкновения континентов ВМЗ продолжает испытывать сжатие, сколовые разрывы которых разноориентированы. Начало магматизма связано с формированием даек базитов – роговообманковых долеритов, габбродолеритов и спессартитов. Они отвечают субщелочным базитам с умеренно высокими количествами оксида титана. Базиты сменяются кислыми и субщелочными фациями. Последние объединяются в несколько комплексов, среди которых выделены: Балбукский – диорит-порфириды, сиенито-диорит-порфириды, гранит-порфиры; Петропавловский – риолит-порфиры, гранодиорит-порфириды; Железнодорожненский – гранит-порфиры, сиенит-диорит-порфириды, диорит-порфириды; Спасский – риолит-порфиры, диорит-порфириды; Родниковый – риолит-порфиры. Изотопные датировки установили следующие возрастные показатели: сиенито-диориты – 311 млн. лет (Rb-Sr метод), риолит-порфиры – 315 млн. лет (U-Pb определение по циркону) и 305 млн. лет (Rb-Sr определение). Таким образом, формирование гранитоидов заключительной фазы коллизионной эпохи происходило в интервале от башкирского по касимовский века карбона.

Данные изотопных определений габбро-гранитных залежей имеют широкий диапазон значений от 357 млн. лет по 240 млн. лет, полученные разными исследователями и методами. Стратиграфический возраст вмещающих образований габбро-гранитных интрузий – визе. Верхний возрастной предел формирования гранитоидов определяется приведенными выше данными по дайкам, которые секут гранитоиды. Из этих сведений следует, что интрузивы габбро-гранитной серии сформировались в интервале времени от позднего визе по серпуховский век включительно. Из прежних анализов реальны датировки в 330-333 млн. лет, которые были опубликованы Ю.Л. Ронкиным [2].

В ЗМЗ вулканизм не проявился, известны лишь разнообразные по морфологии и внутреннему строению интрузивные тела и дайки. Коллизия «островная дуга – континент» здесь контролирует формирование конформных интрузивных тел, размещающихся в бортовых частях синклиналичных мульд. На территории ЗМЗ выделяются четыре комплекса конформных тел – Утыкташский, Верхнеуральский, Басаевский и Файзуллинский, сложенные габбро, габброноритами, габбродолеритами и долеритами. По данным силикатных и микроэлементных анализов габброиды отвечают субщелочным базитам с повышенной титанистостью ( $TiO_2$  – 1-2,5 %). Им свойственны повышенные количества высокозарядных элементов (Zr, Nb, Hf, U, Th), крупных литофильных элементов (Rb, Cs, Sr, Ba) и обедненность транзитными элементами (V, Co, Ni, Cr), а также устойчивый минимум Sc. Уровень накопления РЗЭ типичен для внутриплитных продуктов магматизма.

Конформные тела секутся дайками Кизильского комплекса диагонального и широтного простираний. Они заполняют сколовые трещины, возникшие в обстановке равномерного сжатия, последовавшего вслед за моментом столкновения названных ранее структурных блоков земной коры. Дайки сложены долеритами, габбродолеритами, риолит-порфирами, по вещественному составу сопоставимые с нижнекаменноугольными вулканидами смежного с востока грабена. В них повышенные количества КИЛЭ и нестабильные содержания ВЗЭ, а также устойчивые минимумы Sc и транзитных элементов (V, Co, Ni, Cr). Содержания РЗЭ в них соответствуют внутриплитным продуктам магматизма (WPB).

Эпоха коллизии «островная дуга – континент» в ЗМЗ сменилась общей тектонической стабилизацией, т.е. субплатформенным режимом с характерным пикродолеритовым магматизмом. Интрузивные тела дискордантной формы с дифференцированным внутренним строением, объединенные в Худолазовский комплекс, сопровождаются сульфидным медно-никелевым оруденением. Комплекс заметно отличается по химическому составу от продуктов коллизионного магматизма. Он характеризуется высокими показателями оксида магния, суммарного железа, меньшей щелочностью и меньшим количеством оксида титана, характерны высокие содержания хрома и никеля. Эта ассоциация пикродолеритов проявилась, по-видимому, в связи с глубинным плюмом [1], автономного от источника коллизионного плюма. Изотопное U-Pb датирование бадделеита и циркона из двух габброидных тел дали близкие значения в  $324,78 \pm 0,46$  и  $328,90 \pm 0,78$  млн. лет, что соответствует башкирскому веку.

Продукты магматической деятельности в ЗМЗ проявились еще и в связи с коллизией континентов второй стадии. Дайковая серия представлена здесь рогообманковыми долеритами, габбродолеритами и спессартитами. Эти дайки базитов имеют тот же минералогический, петрохимический и микроэлементный составы, что и дайки в ВМЗ. Изотопным датированием с использованием смешанных трассеров  $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$  получен возраст  $321 \pm 15$  млн. лет, что соответствует башкирскому веку.

Аккреционно-коллизионный магматизм на Южном Урале является мантийным и мантийно-коровым. Мантийно-коровый магматизм в вулканогенных и интрузивных фациях проявился в ВМЗ. Продукты мантийного магматизма также известны в ЗМЗ. Здесь базитовый магматизм представлен двумя типами – субщелочными габброидами с сопровождающимся скарново-магнетитовым оруденением и пикродолеритами с сульфидным медно-никелевым оруденением. Оба названных типа представляют собой продукты самостоятельных мантийных плюмов: субщелочные базиты отвечают региональному плюму, контролируемому тектонической обстановкой Южного Урала; пикродолеритовые базиты, по-видимому, связаны с более глубинным суперплюмом [1].

Особый интерес представляют известково-щелочные вулканогенные образования, проявившиеся в связи с субщелочным магматизмом. Как известно, известково-щелочной магматизм является типовым для островодужного геодинамического режима. Магмогенерация этого типа обязана субдукции океанической плиты под островную дугу. Между тем, процесс субдуцирования в коллизионном режиме прекращается по причине столкновения Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и, как следствие столкновения, происходит отрыв слэба. Следовательно, известково-щелочной расплав коллизионной геодинамической обстановки происходил в ином режиме, не свойственном субдукционному, что должно отразиться в геохимических особенностях продуктов магматизма. Известно, что характерными геохимическими особенностями островодужных вулканитов являются минимумы в них Nb, Ta, а также Ti. Именно названные химические элементы в рассматриваемых базальтах имеют повышенные значения, а, следовательно, эти базальты не отвечают островодужным формациям. Формирование рассматриваемой известково-щелочной магмы происходило, по нашим представлениям, следующим образом. Столкновение островной дуги и континента было косонаправленным [3], что привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. В результате в океанической плите возник разрыв (slab-windows), который распространился до мантии, формируя РТ-градиентное окно, а точнее колонну, куда устремляется мантийный диапир с субщелочным базальтовым расплавом и флюидами. Навстречу опускается коровое вещество, включая обломки слэба. При встрече насыщенного флюидами расплава и названных обломков пород происходит их взаимодействие. Итак, во фронтальной части диапира в процессе контаминации субщелочной расплав преобразуется в известково-щелочной, сохраняя часть геохимических особенностей субщелочной магмы – в частности, высокие содержания высокозарядных элементов (Nb, Ta, Ti). Так возникают два расплава, которые в процессе вулканиче-

ской деятельности проявляются обособленно: трещинное излияние субщелочных базальтов связано с глубинными частями диапира, а известково-щелочные – с фронтальной его частью.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.А. Геологическое следствие термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 47, № 7. С. 587-604.

2. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1989. С. 107-111.

3. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1997. 85 с.

## ПРОЦЕССЫ МИНГЛИНГА В СИСТЕМАХ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

Склярёв Е.В.<sup>1,2</sup>, Федоровский В.С.<sup>3</sup>, Лавренчук В.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Дальневосточный Федеральный университет, г. Владивосток, skl@crust.irk.ru

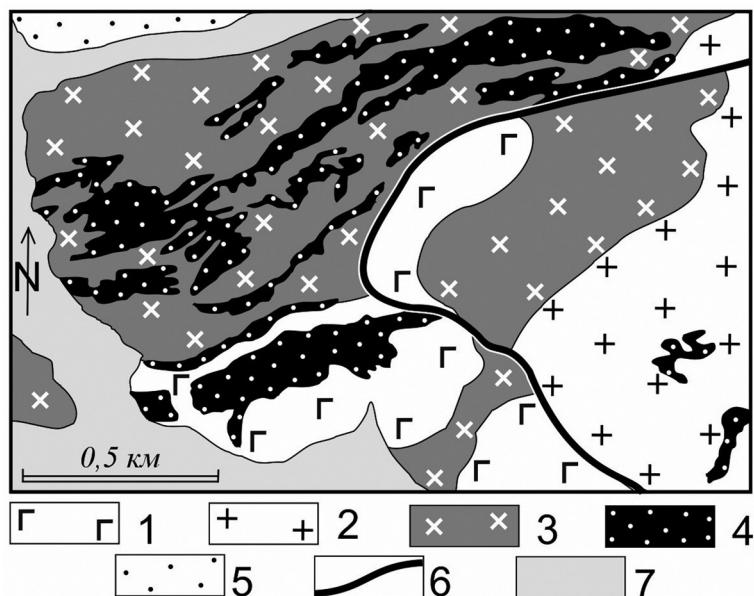
<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, skl@crust.irk.ru

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, г. Москва, west45@gmail.ru

<sup>4</sup> Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, alavr@uiggm.nsc.ru

Процессы минглинга (механического смешения) и миксинга (химического смешения) различных по составу магм широко распространены в активных геодинамических обстановках (активные континентальные окраины, зоны рифтогенеза, коллизионные зоны) [2]. С тектонической точки зрения, важнейшим признаком минглинга является то, что происходит механическое смешение мантийных (базитовых) и коровых (кислых) магм, которые выплавились на разных уровнях коры и мантии, однако финальная точка их расплавленного сосуществования происходила в средних и верхних частях коры или на поверхности. Одной из наиболее благоприятных обстановок для инициирования процессов минглинга являются зоны косой коллизии. Им присущ сдвиговый тектогенез, который обеспечивает дренирование мантии и нижней коры [6]. Следствие: появление в нижней коре мантийных выплавов базитового состава и последующее совместное внедрение мантийных базитов и коровых гранитов. Тектонотипом синколлизионных проявлений минглинга можно считать раннепалеозойскую Ольхонскую коллизионную систему [2], где минглинг не ограничивается только силикатными породами (гранитами и долеритами) (А), в нем активно участвуют и коровые карбонатные выплавки, обеспечивая появление карбонатно-базитовых (Б), карбонатно-сиенитовых (В) и карбонатно-гранитных (Г) смесей. К специфике региона можно отнести и проявление «тройного» минглинга (Д), когда в сложных взаимоотношениях одновременно присутствуют габброиды, граниты и карбонатно-силикатные породы (кальцифиры).

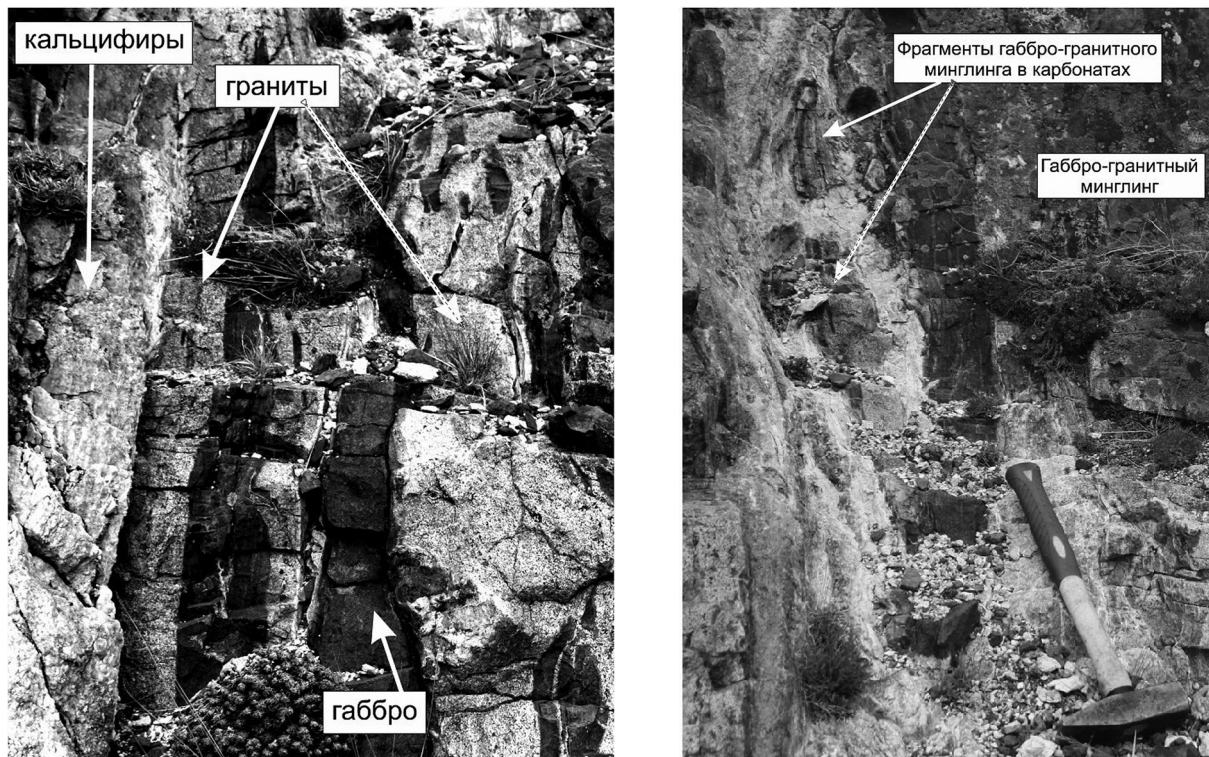
(А) По составу габброидов выделяется два типа проявления гранит-базитового минглинга. Первый тип представлен отдельными единичными дайками в Приольхонье, где базиты представлены низкокалиевыми, умеренно титанистыми толеитовыми долеритами [1]. Их характерной особенностью является структурная и минералогическая сохранность глобул и линз долеритов, варьирующих по размеру от десятков сантиметров до нескольких метров. Эти тела заключены в гранитную «рубашку» и нигде напрямую не контактируют с гнейсами и мраморами, вмещающими дайки. В комбинированных телах второго типа, широко распространенных в северной части о. Ольхон и пади Крестовская в Приольхонье, участвуют субщелочные габброиды. На Ольхоне выявлено более 30 комбинированных даек, мощностью от 20 см до 25 м. Дайки субконформны метаморфической полосчатости и вовлечены в процессы складкообразования, степень их метаморфической и структурной переработки сильно варьирует. В пади Крестовской закартировано крупное тело с варьирующими соотношениями базитов и гранитов.



**Рис. 1.** Фрагмент геологической карты зоны Крестовской – Широкой [4] с кальцифир-габбро-гранитным минглингом. Условные обозначения: 1 – субщелочные габбро усть-крестовского комплекса; 2 – граниты малокрестовского комплекса; 3 – зоны габбро-гранитного минглинга; 4 – инъекционные силикатно-карбонатные породы; 5 – порфиры цаганзабинского комплекса; 6 – важнейшие швы; 7 – четвертичные отложения.

(Б) В жилах карбонатных и карбонатно-силикатных пород, прорывающих габброиды, сиениты Тажеранского массива, а также амфиболиты, встречаются фрагменты разорванных и будинированных даек долеритов, что интерпретируется как совместное внедрение порций карбонатной и базитовой магмы с более ранней кристаллизацией последней [5].

(В) В пределах Тажеранского массива широко распространены участки бруситовых «мраморов», насыщенные разноразмерными каплевидными телами нефелиновых сиенитов (от десятков метров до десятков сантиметров) с полным отсутствием следов пластических деформаций в краевых частях сиенитов [3,5]. Последнее, как и округлая форма сиенитовых тел, противоречит их формированию в результате будинажа и предполагает близкую вязкость порций сиенитового расплава и карбонатов, независимо от их состояния (жидкое или твердо-пластичное).



**Рис. 2.** Фрагменты тройного габбро-гранит-карбонатного минглинга.

(Г) В габброидах Бугульдейского массива и гнейсах о. Ольхон нередко наблюдается тесная ассоциация пегматитовых жил и кальцифиров, в последнем случае дискордантных по отношению к вмещающим гнейсам. Причем маломощные жилки кальцифиров пересекают пегматиты [5].

(Д) В районе пади Крестовской в краевой части Усть-Крестовского массива закартирована мощная зона, сложенная габброидами, гранитами и Fo-Di-кальцифирами, реже породами диоритового состава (рис. 1). Характер взаимоотношений этих пород отчетливо указывает на то, что кальцифиры не являются ксенолитами вмещающей рамы, а внедрялись совместно с гранитами и базитами. Отдельные тела гранитов и габброидов, как и мелкие тела кальцифиров, невозможно показать даже на детальной карте 1:12500 м-ба, поэтому поле совместного развития гранитов и габбро показано одним знаком (рис. 1). Соотношение гранитов и базитов, как и размеры отдельных тел варьируют от десятка сантиметров (рис. 2А) до десятков метров. Кальцифиры нередко содержат метасоматизированные фрагменты габбро, реже гранитов и комбинированных тел (рис. 2Б). Жильные тела кальцифиров и карбонатов присутствуют также в гранитах и субщелочных габброидах (рис. 1). Все это позволяет считать, что происходило совместное внедрение силикатных магм контрастного состава и карбонатного расплава. Интенсивные метаморфические и метасоматические изменения в процессе остывания всей системы привели к практически полному изменению первичного минерального состава и карбонатов, и силикатных пород.

Практически общепринятой является точка зрения о возможности появления карбонатных выплавок только в высокотемпературных условиях (верхняя мантия). Между тем, еще в ранних экспериментах было показано, что при высоком парциальном давлении воды температура плавления карбонатов разного состава может снижаться до 600-700 °С, что сопоставимо с температурами выплавления гранитов в нижней коре. Д.Р. Ленцем [7] была обоснована модель, предполагающая внедрение сиенитового расплава в карбонатную толщу, образование эндоконтактовых метасоматитов с одновременным формированием карбонатных выплавок и их последующим внедрением в верхние горизонты. Модель применима не только для сиенитовых, но и для любых высокотемпературных мантийных магм при условии одновременного поступления водного флюида. Плавление карбонатного субстрата (если он присутствует в нижней коре) может быть таким же массовым явлением в коллизионных зонах, как и выплавление гранитов, поскольку эти процессы реализуются в сходных условиях. В настоящее время известно достаточное количество примеров интрузивных коровых карбонатитов, в том числе в докембрийских породах Северо-Китайского кратона, каледонидах Норвегии и Гималаях [см. ссылки в 5].

Широкое проявление разнообразных процессов минглинга в Ольхонской коллизионной системе обусловлено двумя главными факторами: 1) сдвиговым тектогенезом, обеспечивающим дренирование мантии (базитовые расплавы) и нижней коры (граниты, сиениты и коровые карбонатиты); 2) участием в коллизионном тектогенезе крупного кратонного блока (выплавление гранитов) с перекрывающимися карбонатными отложениями (выплавление коровых карбонатитов).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Складов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья. // Доклады РАН, 2001, т. 381, № 4, с.
2. Складов Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47-64.
3. Складов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1405-1423.
4. Складов Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.) Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский - Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. Москва. 2012. Изд-во: Группа компаний А1 ТИС
5. Складов Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионных системах (свидетельства из Западного Прибайкалья, Россия) // Геотектоника, 2013, № 2, с. 58-77



6. Федоровский В.С., Складов Е.В., Изох А.Э. и др. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 682-700

7. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology, 1999, vol. 27, pp. 335-338.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД ЮЖНО-МУЙСКОЙ ГЛЫБЫ (СЕВЕРНО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Скузоватов С.Ю.<sup>1</sup>, Куликова К.В.<sup>2</sup>, Складов Е.В.<sup>3,4</sup>, Шацкий В.С.<sup>1,5</sup>, Ванг К.-Л.<sup>6</sup>

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

<sup>2</sup> *Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

<sup>3</sup> *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

<sup>4</sup> *Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток*

<sup>5</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

<sup>6</sup> *Institute of Earth Science, Academia Sinica, Taipei, Taiwan*

Проведенные в последние годы интенсивные геохронологические исследования пород Байкало-Муйского складчатого пояса в значительной степени изменили существовавшие ранее представления. Определение возраста гнейсо-гранитов Северо-Муйской (786 ± 9 млн. лет) и Южно-Муйской (785,7 ± 9 млн. лет) глыб поставило под сомнение архейский возраст пород Муйской глыбы [1]. Геохронологические данные позволили Рыцк с соавторами [2, 3] обосновать рифейский возраст метаморфических толщ «фундамента» Байкало-Муйского пояса. В то же время датирование пород эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской глыбы [4] свидетельствует о значительно более молодом возрасте высокобарического метаморфизма (630 млн. лет). В этой связи представляет интерес датирование высокобарических гранулитов Южно-Муйской глыбы, встречающихся в породах киндиканской серии, представленной гнейсами с подчиненным количеством кристаллических сланцев и кальцифилов [5].

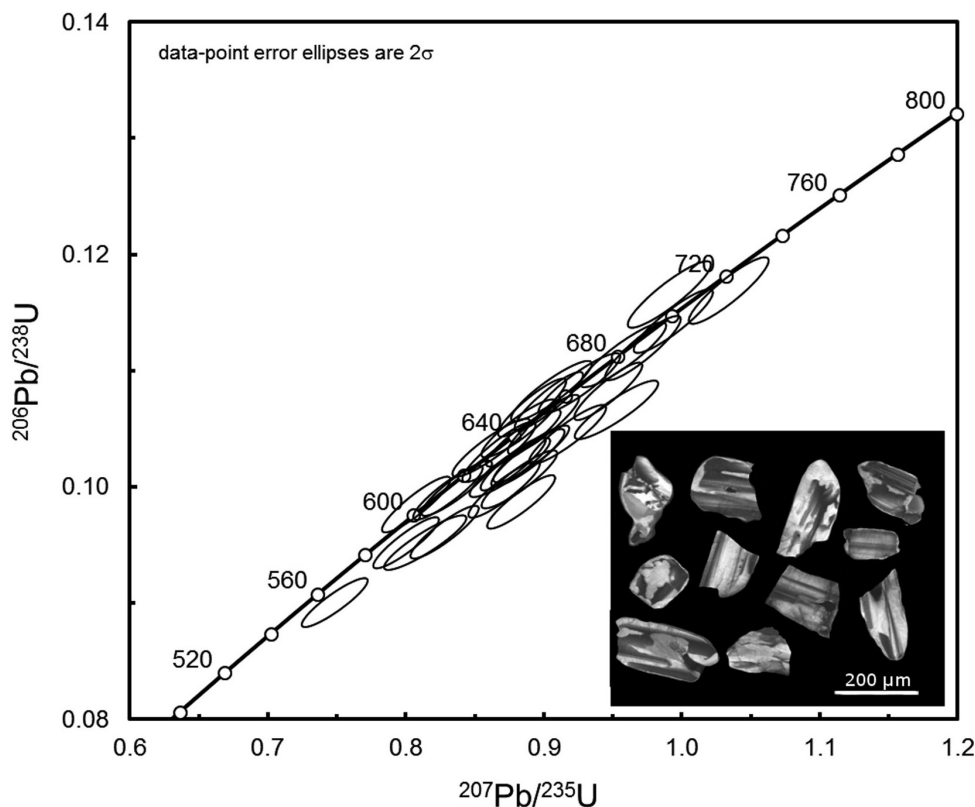
Нами были изучены цирконы из тела мафического гранулита в полосчатой толще в районе ручья Серебряковский Южно-Муйской глыбы. Ранний парагенезис включает в себя альмандин-гроссуляр-пироповый гранат ( $f=86-88\%$ ), клинопироксен-авгит, единичные зерна ортопироксена, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, титанит, рутил, ильменит, кальцит. Порфиروبласты граната характеризуются прогрессивной зональностью со ростом  $X_{\text{Grs}}$  от 13 до 20 % и содержат мелкие включения кварца, ильменита, а также циркона и апатита. Циркон и апатит присутствуют и в матриксе породы. Поздний парагенезис – титанистая роговая обманка, биотит, хлорит, актинолит. В некоторых образцах плагиоклаз ( $An_{20}$ ) замещается агрегатом мельчайших вторичных минералов – альбитом, эпидотом, слюдой. Петрохимически гранулиты соответствуют высококалиевым субщелочным базальтам ( $K_2O=2,47$  вес.%,  $Na_2O/K_2O=1,06$ ). Для изученных пород характерен отрицательный наклон спектра распределения редких элементов от легких к тяжелым на уровне 5-250 хондритовых единиц ( $La/Yb_N=4,2$ ), со слабой Eu-аномалией ( $Eu/Eu^*=0,8$ ), минимумами по Nb, Ta, Sr и Ti. По данным расчета с использованием программного модуля TWQ формирование первичного парагенезиса гранулитов происходило при  $P = 9,5$  кбар и  $T = 750$  °С, что соответствует тренду эволюции гранулитов киндиканской серии [5].

Из пробы гранулита было отобрано 31 зерно циркона различной (от призматической до субизометричной) морфологии, преимущественно бесцветные. В режиме катодлюминесценции исследованные цирконы не обнаруживают четкой зональности или структуры «ядро-оболочка», что указывает на их метаморфогенное происхождение. Высокое торий-урановое отношение у исследованных цирконов (0,4-0,9) нехарактерно для метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений, однако наряду со сложной внутренней структурой является распространенной чертой для цирконов гранулитов, 30 из 31 исследованного зерна имеют дискордантность на уровне не бо-

лее 15 %. Полученные неопротерозойские значения возраста варьируют в пределах 586-713 млн. лет со средневзвешенным значением  $633 \pm 13$  млн. лет (рис.).

Исследованные цирконы характеризуются значениями  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_m$  в диапазоне 0,282405-0,282561 ( $1\sigma = 0,000450-0,007600$ ) и отрицательной величиной  $\epsilon_{\text{Hf}_m}$  от -7,9 до -17,4. Первичные значения отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ , определенные с использованием значения константы распада  $^{176}\text{Lu}$   $1,865 \times 10^{-11}$  лет $^{-1}$ , составляют 0,282392-0,282542. Рассчитанные с использованием полученных величин U-Pb-возраста и хондритовых отношений  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (0,282785) и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  (0,0336) значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  имеют положительные значения, лежащие в пределах 0,4-6,0. Модельный возраст  $T_{\text{DM}}$ , рассчитанный по одностадийной модели относительно деплетированного мантийного источника с современным значением отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$  и  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$ , составляет 1,0-1,2 млрд. лет.

Изотопный состав гафния исследованных цирконов из гранулитов свидетельствует о значительном вкладе ювенильного компонента неопротерозойского возраста в протолите гранулита. Следует отметить, что рассчитанные значения Hf-модельного возраста  $T_{\text{DM}}$  (1,0-1,2 млрд. лет) близки к имеющимся датировкам наиболее древних толеитовых базальтов (1,05 млрд. лет), маркирующих начало раннебайкальского орогенеза и заложение Байкало-Муйской островной дуги [2, 6]. По данным Цыганкова [6], заложение Палеоазиатского океана и – соответственно – образование толеитовых базальтов (как возможного протолита гранулитов) до формирования активной окраины в южной периферии Сибирского кратона относится к диапазону 1350-1100 млн. лет. Однако геохимические характеристики гранулитов, наряду с вариациями величины  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , указывают на то, что наиболее вероятным протолитом изученных пород являлись островодужные базальты, контаминированные более древней корой, к примеру, породам киндиканской или джалтукской серий.



**Рис.** Диаграмма с конкордией для изученных цирконов из гранулитов Южно-Муйской глыбы. Приведены КЛ-микрофотографии отдельных зерен.

U-Pb-датировки по цирконам из эндербитов позволили определить возраст гранулитового метаморфизма, фиксирующего коллизионную стадию в развитии Байкало-Муйского пояса, в  $617 \pm 5$  млн. лет [7]. Полученные нами данные о возрасте гранулитового метаморфизма ( $633 \pm 13$  млн. лет) согласуются с указанными данными, поскольку гранулитовый метаморфизм предшествует образованию эндербитов. Дискуссионным является вопрос о соотношении возраста и степени метаморфизма пород в Южно- и Северо-Муйском блоках Муйской глыбы. Для эклогитов и вмещающих пород Северо-Муйской глыбы ранее был определен возраст  $\sim 630$  млн. лет [4], что близко к полученным в настоящей работе датировкам по гранулитам. РТ-параметры метаморфизма эклогитов Южно-Муйской глыбы были определены в диапазоне  $900-950$  °С и 11-19 кбар [5], но данные геохронологических исследований для эклогитов данного блока отсутствуют. В то же время близкие возраста метаморфизма эклогит-гнейсового комплекса Северо-Муйской и гранулитов Южно-Муйской глыб дают основание предполагать, что породы Южно-Муйской глыбы, как и породы Северо-Муйской глыбы, были вовлечены в процесс континентальной субдукции. Причина в различиях Р-Т трендов гранулитов и эклогитов требует дополнительных исследований. Одним из возможных объяснений может быть разная скорость эксгумации отдельных блоков в зоне континентальной субдукции.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (интеграционный проект № 49).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. №4. С. 3-15.
2. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.
3. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17-51.
4. Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А. и др. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657-682.
5. Доронина Н.А., Скляров Е.В. // ДАН. 1995. Т. 340. №6. С. 793-796.
6. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрие. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.
7. Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. // ДАН. 2000. Т. 371. №5. С. 652-654.

## МЕЛИЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ПОРОДАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА

Старикова А.Е.<sup>1</sup>, Скляров Е.В.<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
г. Новосибирск, [starikova@igm.nsc.ru](mailto:starikova@igm.nsc.ru)

<sup>2</sup>Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, [skl@crust.irk.ru](mailto:skl@crust.irk.ru)

<sup>3</sup>Дальневосточный Федеральный Университет, г. Владивосток

Тажеранский щелочной массив входит в структуру Ольхонской коллизионной зоны Западного Прибайкалья, которая относится к восточному флангу протяженной раннепалеозойской аккреционно-коллизионной системы в южном обрамлении Сибирского кратона по [2] или к Байкальскому коллизионному поясу [3]. Из-за слабой метаморфизованности магматических пород массив долгое время считался постколлизионным образованием [4] и только в 90-х годах были получены возраста, соответствующие основному этапу коллизионного тектоногенеза, – 470-450 млн. лет [1; 5]. Тажеранский массив сложен сиенитами и нефелиновыми сиенитами, также широко представлены дайки субщелочных габброидов. В его северной части картируется мощная толща роговиков по породам основного состава. Для южной части Тажерана характерно присутствие большого количества разноразмерных тел бруситовых мраморов. Доломитсодержащие кальцитовые мраморы развиты в центральной части. В пределах Тажерана широким распространением пользуются метасоматические породы разнообразного минерального состава, ранее считавшиеся продуктами одностадийного воздействия сиенитов на карбонатные останцы. Одна-

ко использование одноэтапной модели процессов метасоматоза не корректно для Тажеранского массива. Во-первых, внедрение сиенитов и нефелиновых сиенитов было не одноактным, а пульсационным (многократное внедрение небольших порций), во вторых, кроме сиенитов внедрялись еще субщелочные габброиды, и, в третьих, формирование и эволюция Тажеранского массива проходили при активном сдвиговом тектогенезе [5], значительно осложняющем идеальную модель процессов метасоматоза. Так мелилитсодержащие породы, отнесенные ранее к высокотемпературным известковым скарнам, не обнаруживают строгой пространственной приуроченности ни к мраморам, ни к сиенитам. К тому же химизм породообразующих минералов и специфика аксессуарных ставит под сомнение и чисто метасоматическую природу этих пород. Их образование происходило на ранних этапах становления Тажеранского массива, о чем свидетельствует их распространение в виде отдельных блоков, секущие контакты с магматическими породами, слагающими массив (дайки и силы сиенитов и субщелочных габброидов), и отсутствие какой-либо зональности относительно этих контактов и признаков метасоматических изменений в примыкающих к ним магматических породах.

Основными минералами, слагающими мелилитсодержащие породы Тажеранского массива, являются мелилит, гранат, волластонит и кальцит, процентное содержание которых в породе меняется в значительной степени, создавая большое число различных вариаций. В подчиненном количестве встречаются минералы ряда монтичеллит-кирштейнит, куспидин, диопсид, графит и более поздний нефелин. Из рудных минералов обычны перовскит и сульфиды, в том числе сложные сульфиды калия (джерфишерит, бартонит, хлорбартонит), реже арсениды (никелин, леллингит). Для пород характерно наличие большого количества кайм и симплектитовых структур, в составы которых, как правило, входит гранат. Мелилит практически не содержит геленитовую ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ ) компоненту, характерную для метаморфических (и метасоматических пород) [7], и относится к ряду акерманит ( $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ) – Na-мелилит ( $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$ ) с высокими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  (4-5,9 мас.%) (табл.). Подобные составы редки для мелилитов и были описаны в наиболее щелочных разностях сложных щелочно-ультраосновных массивов. Гранат по химическому составу относится к гроссуляр-андрадитовому ряду. Для него характерно зональное строение, где более ранняя генерация обогащена  $\text{TiO}_2$  (до 4,5 мас.%).

К нетипичным для скарнов можно отнести и железистый монтичеллит, магнезиальный номер которого снижается до 50 %. Он является одним из наиболее поздних образований и чаще всего встречается в симплектитовых сростаниях с безтитановым гранатом. Остальные породообразующие минералы практически не содержат примесей.

Основные выходы тел гранат-мелилит-волластонитовых пород приурочены к западному продолжению полосы титанфассаитовых и нефелин-титанфассаитовых пород, картируемой в центральной части Тажеранского массива между кальцитовыми мраморами и высокотемпературными роговиками основного состава (г. Мраморная). В титанфассаитовых породах, примыкающих к мраморам, были обнаружены идиоморфные зерна мелилита, ассоциирующие с титанфассаитом и гранатом гроссуляр-андрадитового ряда. Их составы характеризуются еще большими содержаниями натрия, чем составы мелилитов из гранат-мелилит-волластонитовых пород. Концентрация  $\text{Na}_2\text{O}$  достигает 6,9 мас.%, что близко к максимальным значениям, отмеченным как для природных [6], так и для искусственных мелилитов [7]. Здесь же в симплектитовых сростаниях был обнаружен железистый монтичеллит ( $\text{FeO}_{\text{tot}}$  до 14,5 мас.%). Предположение о генетической связи гранат-мелилит-волластонитовых и титанфассаитовых пород нашло подтверждение на Озерском массиве (Западное Прибайкалье), где в габбро и пироксенитах были обнаружены схожие породы с постепенным переходом от гранат-мелилит-волластонитовых ассоциаций со значимой долей кальцита до безкальцитовых мелилит-гранат-титанфассаитовых. Для составов мелилитов также наблюдалось постепенное увеличение содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  от 0,8 мас.% в гранат-мелилит-волластонитовых породах до 6,4 мас.% в титанфассаитовых (табл.).

**Таблица.** Химический состав мелилита, граната и монтичеллита из мелилитсодержащих пород Тажеранского и Озерского массивов (мас.%).

Мелилит				Гранат				Монтичеллит		
	1	2	3			n=60	max	min		n=10
	n=30	n=60	max	min						
					<b>SiO<sub>2</sub></b>	37.04	36.12	39.52	<b>SiO<sub>2</sub></b>	35.28
<b>SiO<sub>2</sub></b>	43.42	44.66	45.29	44.58	<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.52	4.60		<b>FeO</b>	17.09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.38	7.73	10.68	1.25	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8.21	15.56	18.01	<b>MnO</b>	1.70
<b>FeO</b>	0.40	1.39	0.42	1.14	<b>FeO</b>	0.35	2.02	0.13	<b>MgO</b>	13.16
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>		0.28			<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.05	5.93	6.29	<b>CaO</b>	32.84
<b>MgO</b>	5.39	7.92	6.78	13.12	<b>MgO</b>			0.83	<b>Сумма</b>	100.06
<b>CaO</b>	30.94	33.19	30.42	38.16	<b>CaO</b>	34.66	35.36	35.63	<b>Si</b>	1.000
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6.25	4.69	6.39	1.02	<b>Сумма</b>	99.83	99.59	100.41	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.405
<b>Сумма</b>	99.78	100.26	99.98	99.27	<b>Si</b>	2.997	2.834	3.011	<b>Mn</b>	0.041
<b>Si</b>	1.923	1.995	1.998	2.03	<b>Ti</b>	0.032	0.271	-	<b>Mg</b>	0.556
<b>Al</b>	0.700	0.407	0.555	0.067	<b>Al</b>	0.783	1.439	1.617	<b>Ca</b>	0.998
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.015	0.052	0.015	0.043	<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.024	0.133	0.008	<b>#fe</b>	40.44
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	-	0.010	-	-	<b>Fe<sup>3+</sup></b>	1.160	0.350	0.361	<b>#mn</b>	4.08
<b>Mg</b>	0.356	0.527	0.446	0.89	<b>Mg</b>	-	-	0.094	<b>#mg</b>	55.48
<b>Ca</b>	1.468	1.588	1.438	1.862	<b>Ca</b>	3.005	2.973	2.909		
<b>Na</b>	0.537	0.406	0.546	0.090						

*Примечание:* 1 – из титанфассаитовых пород Тажеранского массива; 2 – из гранат-мелилит-волластонитовых пород Тажеранского массива; 3 – мелилиты из пород Озерского массива. min и max: для мелилита – составы с минимальными и максимальными содержаниями Na<sub>2</sub>O, для граната – с минимальными и максимальными содержаниями TiO<sub>2</sub>, n – количество анализов. Формульные коэффициенты рассчитаны на 7 кислородов для мелилита, 8 катионов и 12 кислородов для граната, на 3 катиона для монтичеллита.

Однозначной интерпретации генезиса титанфассаитовых пород на данный момент нет. Ранее они интерпретировались в качестве метасоматитов, сформировавшихся по контактирующим с мраморами роговикам основного состава под воздействием сиенитовой магмы [4]. Проведенные геохимические исследования роговиков и титанфассаитовых пород показали сходство их редкоземельных спектров, однако резкие, прямые контакты между породами, нехарактерные для диффузионных биметасоматических скарнов, и отсутствие схожих с роговиками пород в Озерском массиве ставят гипотезу о преобразовании роговиков под сомнение. На одном из участков титанфассаитовых пород Тажеранского массива была обнаружена зона с реликтовой офитовой текстурой. В этой зоне наблюдается постепенный переход от пород, содержащих сохранившиеся лейсты плагиоклаза, до титанфассаитовых пород с обособлениями идиоморфных зерен нефелина. Можно сделать предположение о высокотемпературной метасоматической проработке ранее существовавших долеритов, относящихся к Бирхинскому комплексу (500 млн. лет), в результате которой и появились все различия ассоциаций: от титанфассаитовых до гранат-мелилит-волластонитовых. В этом случае долериты могли быть исходными породами и для роговиков. Из-за отсутствия пространственной связи с каким-либо типом магматических пород и сложной геодинамической обстановки, в которой происходило становление массива, вопрос о природе флюидов, действовавших на долериты, до сих пор остается открытым.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00229, 13-05-91173), а также в рамках интеграционных проектов СО РАН и ОНЗ-СО РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb, K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: «Наука», 1990, с. 170-183.
2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, т. 48, № 1, 2007, с. 96-108.
3. Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, т. 374 (7), 2000, с. 1075-1079.
4. Конев А.А., Самойлов С.В. Контактный метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Н-сиб.: «Наука», 1974, 244 с.
5. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1405-1423.
6. Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N. Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos, vol. 118, 2010, p. 112-118.
7. Yoder H.S., Jr. Melilite stability and paragenesis // Fortschr. Miner., vol. 50, 1973, p. 140-173.

## ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ БРОВНИЧАНСКОГО КОМПЛЕКСА (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ, РФ)

Степнова Ю.А., Гребенников А.В., Гвоздев В.И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*г. Владивосток, stepnova@fegi.ru*

Определяющим фактором для изучения щелочного магматизма является его генетическая связь с крупнейшими по запасам месторождениями редкоземельных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Y а также Sn и W). В этой связи проблема реконструкции геодинамических условий зарождения источников с расплавами, продуцирующими щелочные граниты и их последующая эволюция имеют большое теоретическое и практическое значение.

На территории Приморского края проявление щелочно-гранитного магматизма связано с формированием мел-палеогенового Бровничанского комплекса. По данным [1] в состав комплекса включены три крупных гипабиссальных интрузивных массивов (Бровничанский, Сицинский и Лазовский), расположенных на правом берегу р. Партизанская (Приморский край), а также ряд небольших штоков щелочных гранитов на мысе Орлова (бухта Валентин) и Красная Скала. Палеоценовый возраст интрузивных тел щелочных гранитов Бровничанского комплекса подтверждается изотопными данными (от 46 до 75 млн. лет; K-Ar метод), а также их активными контактами с вулканитами богопольской свиты [1].

Сицинский массив в северо-западной части сложен преимущественно крупнозенистыми эгирин-рибекитовыми редкоземельными (?) гранитами; в то время как в юго-восточной – преобладают порфиоровые, миароловые, более лейкократовые разновидности пород. Щелочные граниты состоят из калинатрового полевого шпата, кварца, альбита, эгирина, гастингсит-рибекитовых амфиболов и аксессуарных минералов: энigmatита, астрофиллита, циркона, малакона, апатита, анатаза, сфена, флюорита, магнетита, сфалерита, пирита, гематита, ксенотима, торита, паризита –  $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La})_2 \times [\text{CO}_3]_3 \text{F}_2$ , ильмаюкита? –  $(\text{Na}, \text{Ce}, \text{Ba})_{10} \text{Ti}_5 \text{Si}_{14} \text{O}_{22} (\text{OH})_{44} \times n \text{H}_2\text{O}$ , монацита, торнеболита?, бастнезита, рутила, также редко встречающиеся: колумбита –  $\text{Fe}^{2+} \text{Nb}_2 \text{O}_6$ , чевкинита –  $\text{Ce}_4 (\text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_5 \text{O}_8 (\text{Si}_2 \text{O}_7)_2$  и нарсарсукиита –  $\text{Na}_2 (\text{Ti}, \text{Fe}, \text{Zr}) \text{Si}_4 (\text{O}, \text{F})_{11}$ .

В петрохимическом отношении щелочные граниты Сицинского массива характеризуются повышенным содержанием окисей натрия, калия (от 8,8 до 10,8 мас.%) и железа (4,0-8,9 мас.%), незначительным кальция (от 0,15 до 1,06 мас.%) и магния (от 0,02 до 0,62 мас.%), в эгиринсодержащих разновидностях пород наблюдается преобладание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  над FeO. По содержанию элементов примесей, щелочные граниты Сицинского массива характеризуются высокими содержаниями Y (до 109 г/т), Zr (900 г/т), Nb (61 г/т), Rb (160 г/т), Ba (142 г/т), Th (27 г/т) и высокими – легких редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu).

На дискриминантных геохимических диаграммах Дж. Пирса (1984), Н. Харриса (1986) точки состава щелочных гранитов Сицинского массива попадают в поле внутриплитных гранитоидов, а на классификационной диаграмме Дж. Вейлина (1987) – в поле гранитов А-типа. На петрогенетической классификационной диаграмме Nb-Y-Ce [4] граниты группируются в поле A2, что характеризует широкий диапазон геодинамических обстановок (в том числе и постколлизионные). Образование подобных расплавов может быть связано с базальтовым источником континентальных окраин и островных дуг (IAB) или в результате частичного плавления пород коры.

Бровничанский массив сложен преимущественно порфирировидными гранитами, содержащими калинатровый полевой шпат, альбит (наблюдается замещение альбита калиевым полевым шпатом), незначительное количество кварца. В отличие от гранитов Сицинского массива, темноцветные силикаты (амфиболы и пироксены) не отмечены. Среди акцессорных минералов присутствуют: ильменит, апатит, сфен, титаномагнетит, рутил и циркон.

Химический состав щелочных гранитов характеризуется повышенными содержаниями суммы щелочей (более 9,0 мас.%), высокой железистостью (более 0,8) и группируются в области железистых «ferroan» гранитов [5]. В гранитоидах Бровничанского массива установлены высокие концентрации Sr (369 г/т) и Ba (1007 г/т), на фоне более низких значений Rb (81 г/т), Th (10 г/т), U (2 г/т), Y (30 г/т) и Nb (15 г/т), а также тяжелых редкоземельных элементов.

Лазовский массив сложен гранитами, состоящими из кварца, калиевого полевого шпата, биотита, альбита, из акцессорных минералов присутствуют магнетит, ильменит, циркон, апатит, ксенотим, темноцветные силикаты – не обнаружены. Химический состав гранитоидов характеризуется высокой суммой щелочей ( $\geq 9,3$  мас.%) с преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$  и высокими содержаниями Rb (199 г/т), Ba (160 г/т), La (62 г/т), Ce (133 г/т), Pr (13 г/т), Nd (44 г/т) и пониженными – Nb (14 г/т).

На отмеченных выше дискриминантных диаграммах [5, 6, 7] граниты Лазовского комплекса характеризуются высокожелезистым, высокоглиноземистым и щелочным составом, соответствующая гранитам А-типа.

По результатам выполненных исследований можно сделать вывод, что все изученные породы Бровничанского магматического комплекса принадлежат к гранитам А-типа, которые могут быть перспективными на Nb, Ta, Zr, Hf, Y и Sn, W оруденение. Несмотря на то, что вопрос генезиса кремнекислых расплавов до настоящего мнения остается дискуссионным, подавляющее большинство исследователей склонно связывать происхождение гранитов А-типа с внутриконтинентальным растяжением земной коры при смене геодинамического режима. Эти данные наряду с результатами работ других исследователей [3, 2] косвенным образом подтверждают предположение о существовании режима скольжения литосферных плит в пределах континентальной окраины на рубеже мел-палеогена.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Белянский Г.С. и др.** Отчет по объекту № 14-10 «Создание комплекта государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 площади листа L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); K-(52) (Владивосток), (53) (Находка) в 2-х книгах. Владивосток, 2006г.

2. **Гребенников А.В., Попов В.К.** Петрогеохимические аспекты позднемелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 41-65.

3. **Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н.** Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы / Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32-37.

4. **Eby G.N.** Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implication // Geology. 1992. V. 20. P. 641-644.

5. **Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Argulus, R.G., Ellis, D.J., Frost, C.D.** (2001) A geochemical classification for granite rocks. J. Petrology. V. 42, N. 11. P. 2033-2048.

6. **Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956-983.

7. **Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.M.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 95. N 4. P. 407-419.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЭЛСКОГО ТЕРРЕЙНА (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВАНИИ ХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ В ГРАНАТЕ

Сухоруков В.П., Полянский О.П., Зиновьев С.В.

*Институт геологии и минералогии им. Соболева СО РАН  
г. Новосибирск, Vasilij.Sukhorukov@gmail.com*

Цэлский террейн располагается в Юго-Западной Монголии и относится к структурам Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он протягивается более чем на 600 км вдоль южной границы Главного Монгольского линеймента, разделяющего ранне- и позднепадеозойские домены северной и южной Монголии [4]. Цэлский террейн сложен преимущественно глиноземистыми сланцами и амфиболитами и характеризуется широким проявлением гранитоидов. На основании геохимических данных было установлено, что породные комплексы террейна представляют собой фрагменты зрелой островной дуги и задугового бассейна [7]. Метаморфическая история террейна связывается с двумя последовательными этапами метаморфизма андалузит-силлиманитового ( $385 \pm 5$  млн. лет) и кианит-силлиманитового (365-371 млн. лет) типа [4,5], однако последние данные указывают на продолжение эндогенной активности до 260 млн. лет [2].

Нами изучение пород террейна производилось в районе Цогт-сомона. Здесь породы представлены преимущественно глиноземистыми сланцами и гранатовыми амфиболитами. Метаморфизм носит зональный характер, его степень возрастает с севера на юг. Последовательно в метапелитах можно выделить биотит-мусковитовую, гранатовую и ставролитовую зоны. В пределах ставролитовой зоны широко развиты кристаллы граната с резко зональным строением. На основании строения зерен, расположения и размеров минеральных включений, а также химического состава можно выделить несколько генераций граната, которые могут проявляться как последовательно в одном зерне, так и по отдельности или в разных сочетаниях. Гранат, как правило, имеет размеры до 2 мм в диаметре.

Гранат первой генерации, как правило, характеризуется правильными кристаллографическими очертаниями, содержит небольшое количество мелких включений кварца и ильменита, часто расположенных секториально. Состав граната  $Alm_{60-66}Py_{8-12}Grs_{5-10}Sps_{23-8}$ . Концентрационный профиль по марганцу имеет колоколообразную форму с максимумом в центре зерен, содержание гроссулярового компонента постоянно, либо с повышением в краевых частях, содержание альмандина и пироба повышается к краям. Гранат этой генерации слагает ядра в многозонных кристаллах. Вторая генерация граната характеризуется обильными включениями кварца и ильменита размером в сотни микрон. Часто включения расположены ориентированно и образуют S-образную структуру. Отличительной чертой этой генерации является повышенное содержание гроссуляра (от 10 % в одних образцах до 20 % в других). Гранат этой генерации может слагать каймы вокруг граната первой генерации, ядра в зернах, обрастающие гранатом третьей генерации, а также самостоятельные зерна. Состав этой генерации  $Alm_{60-70}Py_{5-12}Grs_{10-20}Sps_{8-17}$ . В некоторых зернах проявлена третья генерация граната, которая характеризуется снижением содержания гроссулярового компонента до 8-9 %, а в остальном схожая по составу со второй генерацией. Гранат третьей генерации содержит мелкие включения рудного минерала размером первые микроны. Проявление граната четвертой генерации носит локальный характер. Он образует футлярные кристаллы в виде кайм вокруг граната ранних генераций, иногда частично соприкасающиеся с ними, а иногда полностью отделенные зернами кварца и биотита. Их состав  $Alm_{60-70}Py_{12-13}Grs_{9-14}Sps_{4-6}$ .

Оценки P-T-параметров метаморфизма производились с использованием комбинации гранат-биотитового термометра и гранат-биотит-плаггиоклаз-кварцевого барометра, а также моделирования в программе Perplex 668 [6]. Параметры образования первой генерации граната составляют около 570 °C и 3,5 кбар, второй генерации достигают 7,4 кбар при 560 °C, третья генерация сфор-



мировалась приблизительно при  $T = 585\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $P = 4,6$  кбар. Формирование четвертой генерации граната в виде футлярных кристаллов могло происходить на стадии снижения давления (между вторым и третьим этапами) в результате дополнительного локального прогрева, связанного с внедрением гранитоидов.

Тектоническая история формирования региона может быть реконструирована следующим образом. Изначальная метаосадочная толща была метаморфизована в условиях низких давлений и умеренных температур (андалузит-силлиманитовый тип). Далее тип метаморфизма сменяется на кианит-силлиманитовый, происходит увеличение давления при постоянной температуре. Это могло произойти в результате надвигообразования при коллизии. Об этом свидетельствует тот факт, что все гранаты, имеющие структуру снежного кома, содержат повышенные концентрации гроссуляра, что свидетельствует об одновременности повышения давления и деформации. Завершающий этап характеризуется понижением давления в результате тектонической или эрозионной эксгумации. Эта концепция развития согласуется с данными И.К. Козакова о последовательности этапов метаморфизма [1] и данными о смене полиморфов силиката глинозема, установленные автором в районе Цэл-сомона [3].

### ЛИТЕРАТУРА

1. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л., Наука, 1986, 144 с.
2. Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термоморфологических данных и P-T параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2011, т. 52(№9), с. 1256-1275.
3. Сухоруков В.П. Состав и условия образования андалузит-кианит-силлиманитовых пегматоидных обособлений в метаморфических породах Цэлского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика, 2007, №6, с. 617-622.
4. Badarch, G., Gunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 87–110.
5. Bibikova, Y.E.V., Kirnozova, T.I., Kozakov, I.K., Kotov, A.B., Neymark, L.A., Gorkhovskiy, B.M., Shueleshko, I.K., 1992. U–Pb ages for polymetamorphic complexes on the southern flank of the Mongolian and Gobi Altai. *Geotectonics* 26, 166–172.
6. Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Science*, 1990, v. 290, p. 666–718.
7. Demoux, A., Kroner, A., Hegner, E., Badarch, G., 2009. Devonian arc-related magmatism in the Tseel terrane of SW Mongolia: chronological and geochemical evidence. *Journal of the Geological Society* 166, 459–471.

## ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ КОЛПАКОВСКОЙ СЕРИИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ СИАЛИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ФУНДАМЕНТА

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,  
г. Владивосток, itararin@mail.ru*

Данные по изотопии Sm, Nd, Rb, Sr и Pb, полученные для осадочных и магматических пород Охотского моря [2], а также последние материалы U-Pb SHRIMP датирования метатерригенных отложений и гранитоидов Срединнокамчатского кристаллического массива [3-5, 7, 8] свидетельствуют об эпиконтинентальном типе коры основания Охотского моря [2] и о поступлении терригенного материала в осадочные отложения Срединного хребта Камчатки при эрозии зрелой континентальной коры восточной окраины Азиатского континента.

Новым дополнением к этим материалам служат данные по основным вулканогенным породам из разрезов терригенных отложений Срединного хребта, показывающие, что накопление терригенных пород на дне осадочного бассейна на восточной окраине Азиатского континента сопровождалось активным базитовым вулканизмом, геохимические особенности которого обусловлены континентальной природой фундамента Западной и Центральной Камчатки [3, 4]. По времени этот магматизм синхронен с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1] и

был связан с подъемом аномально прогретой мантии под утоненной литосферой осадочного бассейна и высокой проницаемостью корового фундамента.

Петрологические исследования метаморфических пород колпаковской серии Срединного хребта свидетельствуют, что исходные породы были регионально метаморфизованы в эоцене ( $52 \pm 2$  млн лет назад) [5, 8] в условиях кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации при температуре 560-660 °С и давлении  $P_s=5,9-6,9$  кбар [6], что обусловило широкое развитие кианита в исходных высокоглиноземистых породах. В дальнейшем, интенсивная гранитизация и мигматизация плагиогнейсов, сопровождавшие метаморфические процессы, обусловили формирование гнейсово-купольных структур, их воздымание и резкое снижение давления (глубинности) метаморфизма до 2-3 кбар, минералогическим свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и жильных синметаморфических гранитах и пегматитах [6].

Метабазиты (амфиболиты, гранатовые амфиболиты и клинопироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы) формируют в плагиогнейсах и мигматитах колпаковской серии многочисленные пластовые тела и силы (нередко интенсивно будинированные) мощностью от первых до 50-100 метров и протяженностью до нескольких километров. По химическому составу они реконструируются как базальты и пикриты, претерпевшие метаморфизм, изофациальный с вмещающими их апотерригенными породами в условиях кианит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации [6].

Среди метабазитов преобладают амфиболиты и основные кристаллические сланцы, распространенные по всему разрезу колпаковской серии, тогда как гранатовые амфиболиты более типичны для верхних частей серии, где они переслаиваются с амфиболитами, основными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и гранатсодержащими кварцитами. Метаультрабазиты (безплагиоклазовые амфиболиты) встречаются значительно реже в виде небольших будин размером от первых сантиметров до первых метров.

Наиболее распространенными базитовыми породами колпаковской серии являются амфиболиты – Ore+Hbl+Pl\* и основные кристаллические сланцы – Ore+Cpx+Hbl+Pl±Grt.

Гранатовые амфиболиты – Ore+Grt+Hbl+Pl переслаиваются с кианит-гранат-биотитовыми Ky-Grt-Bt-Pl-Qtz±Sta и гранат-биотит-амфиболовыми Ore-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz±Or плагиогнейсами и Plm-Grt-Bt-Hbl-Pl-Qtz кварцитами в составе верхней толщи колпаковской серии. Ультраосновные породы (метапикриты) характеризуются безплагиоклазовыми парагенезисами: Spl+Hbl+Opx, Spl+Ol+Hbl, Spl+Ol+Opx+Hbl.

Амфибол метабазитов представлен бурой или зеленовато-бурой ферроэденитовой, ферропаргаситовой и реже магнезиальной роговой обманкой, магнезиальность которой варьирует в пределах  $X_{Mg}=0,35-0,49$ , повышаясь в основных кристаллосланцах до 0,52-0,60. Клинопироксен основных кристаллосланцев – салит  $Wo_{48-50}En_{30-35}Fs_{15-20}$ .

Гранат характеризуется как прямой, так и обратной зональностью в зависимости от степени гранитизации и мигматизации исходных пород, что обуславливает вариации его компонентного состава: Alm – 40-45 %, Prp – 8-10 %, Sps – 5-7 %, Grs – 42-45 %. Наиболее высокие концентрации Mn-минала в гранатах отмечаются в гранат-биотит-амфиболовых плагиогнейсах и кварцитах.

Метапикриты состоят из оливина ( $X_{Mg}=0,76-0,78$ ), ортопироксена ( $X_{Mg}=0,80$ ), амфибола ( $X_{Mg}=0,84-0,87$ ) и железисто-глиноземистой шпинели.

Возраст протолита плагиогнейсов серии по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов отвечает концу раннего-позднему мелу (90-100 млн лет) [5, 8] и аналогичен возрасту слабо метаморфизованных терригенных отложений кихчикской серии Срединного хребта, что позволяет рас-

\* Здесь и ниже приняты следующие символы: Alm – альмандин, Bt – биотит, Cpx – моноклинный пироксен, En – энстатит, Fs – ферросилит, Hbl – роговая обманка, Grs – гроссуляр, Grt – гранат, Plm – ильменит, Opx – ортопироксен, Ol – оливин, Or – каликатровый полевой шпат, Ore – рудный, Pl – плагиоклаз, Prp – пироп, Qtz – кварц, Spl – шпинель, Sps – спессартин, Wo – волластонит,  $X_{Mg}=Mg/(Fe+Mn+Mg)$ .

смагивать терригенные породы этих серий как изофациальные осадочные отложения. Такой же возраст (граница раннего и позднего мела) принят для протолитов метабазитов, образующих прослой среди метатерригенных отложений колпаковской серии. Период времени 100-90 млн лет совпадает с началом формирования на Востоке Азии Охотско-Чукотского окраинноконтинентального вулканогенного пояса [1].

Метабазиты колпаковской серии обладают геохимическими чертами толеитовых базальтов различных геодинамических обстановок и включают как типично островодужные (низкотитанистые), так и типично океанические (умеренно- и высокотитанистые) толеиты, ассоциирующие с ультраосновными вулканитами – пикритами. Подобная специфика химизма основных пород характерна для окраинноконтинентальных зон растяжения, типа пул-аппарт, заложенных на коре сиалического типа и обусловленная процессами взаимодействия мантийных расплавов с породами континентальной коры.

Распределение содержаний РЗЭ в амфиболитах и основных кристаллических сланцах колпаковской серии свидетельствует, что в пределах Срединного хребта наибольшим распространением пользуются породы, геохимические характеристики которых отвечают толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и меньше островодужным толеитам. Породы характеризуются слабо фракционированным ( $La_n/Sm_n=0,67-1,42$ ;  $La_n/Yb_n=0,58-1,93$ ) распределением содержаний РЗЭ и слабо выраженной отрицательной Eu-аномалией. Большинство спектров РЗЭ метабазитов примерно параллельно трендам толеитов срединно-океанических хребтов, отличаясь более высокими концентрациями редких земель.

Подъем мантийного вещества под зоной растяжения континентальной коры мелового осадочного бассейна и пересечение ее разломами, возникшими одновременно с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, послужили началом проявления базитового вулканизма в осадочном бассейне, обеспечив флюидное воздействие и повышение температур в коре с последующей гранитизацией и метаморфизмом вулканогенно-терригенных отложений (с образованием гнейсовых куполов) и, в конечном итоге, к формированию современной структуры Срединнокамчатского массива.

Меловой период развития Земли уникален спецификой развития её жидкого ядра, которое фиксируется инверсионностью магнитного поля планеты. В период 82-120 млн лет инверсионность магнитного поля практически прекратилась, обусловив интенсивный рост мантийных плюмажей, с которыми связано развитие магматизма и метаморфизма [5].

Предполагается, что интенсивный базитовый вулканизм и инициированный им гранитоидный магматизм позднего мела на Камчатке был обусловлен подъемом мантийных плюмажей, несущих водородные флюиды.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249-290.
2. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316-332.
3. Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конф. по изотопной геохронологии, 4-6 июня 2012 г, Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 175-177.
4. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопных данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87-96.
5. Маракушев А.А. Природа сильного потепления в меловой период эволюции Земли // Вестник РАН. 2010. Т. 80, № 3. С. 270-272.
6. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М: Наука, 2008. 318 с.
7. Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207-224.

8. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. V. 110, N 3. P. 271-289.

9. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, N 5. P. 333-396.

## ПЕТРОЛОГИЯ МЕЛОВОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН*

*г. Владивосток, itararin@mail.ru*

Гранитоиды мелового возраста пользуются широким распространением среди метаморфических образований Срединного хребта Камчатки, образуя крупные тела площадью в несколько десятков и сотен кв. км, а также мелкие изолированные пластовые залежи и дайки мощностью до нескольких десятков метров, интрузирующие меловые метаосадочные отложения кихчинской, камчатской и колпаковской серий [3].

Исторически сложилось, что плутоны гранитоидов северной части региона были отнесены к крутогоровскому, а массивы южной и центральной его частей – к кольскому плутоническим комплексам.

Массивы крутогоровского интрузивного комплекса сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами – сланцеватыми породами, состоящими из железистого биотита ( $X_{Mg}=0,3-0,4$ )\*, кислого плагиоклаза ( $X_{An}=0,2-0,3$ ), калиевого полевого шпата, кварца и небольшого количества (около 1 об.%) железистого граната  $X_{Mg}=0,08-0,20$ , образующего цепочковидные выделения мелких кристаллов, обладающих регрессивной зональностью. Во многих образцах гранитоидов наблюдается мусковит, формирующийся при процессах кислотного выщелачивания заключительных стадий гранитизации и мигматизации пород. Распределение железа и магния между гранатом и биотитом свидетельствует, что разгнейсование и метаморфизм гранитоидов крутогоровского комплекса происходил при температуре 560-630 °С.

Гранитоиды кольского комплекса – среднезернистые породы как гнейсовидной, так и массивной текстуры, состоящие из биотита ( $X_{Mg}=0,35-0,45$ ), кварца, плагиоклаза ( $X_{An}=0,32-0,36$ ) и иногда граната ( $X_{Mg}=0,007$ ). Текстурированный облик кольских гранитоидов изменяется сопряжено с изменением степени метаморфизма слоистого обрамления. В низкотемпературных зонах Срединного хребта гранитоиды характеризуются массивной текстурой и типичной гипидиоморфно-зернистой магматической структурой, а в высокотемпературных зонах – гнейсовой текстурой и кристаллобластовой или бластомилонитовой структурой, подчеркиваемой скоплениями и струйчатыми выделениями биотита. В бластокатаклазитах первичные выделения кварца гранулированы; нередко грануляцией затрагиваются и кристаллы плагиоклаза.

Оригинальные петрологические, геологические и геохимические данные (табл.) и распределение в породах изотопов Sr, Nd и Pb свидетельствуют, что исходным протолитом для меловых гранитоидов служили вулканогенно-терригенные породы, формировавшиеся в пределах мелового окраинного бассейна на востоке Азиатского континента, снос материала в который происходил с восточной окраины Азиатского континента. Возраст протолита терригенных толщ по данным U-Pb SHRIMP изотопии цирконов – конец раннего мела – поздний мел [2, 4]. Кристаллизация гранитоидов (U-Pb SHRIMP возраст около 80 млн лет) [2, 4] происходила в условиях андалузит-силлиманитовой фации глубинности, отвечающей давлению около 2 кбар, обусловив контактовый метаморфизм вмещающих толщ, представленных осадочными отложениями с пластовыми телами основных и ультраосновных вулканитов (кихчикская серия и ее метаморфизованные аналоги – колпаковская, камчатская и малкинская серии). Фиксируемая нижняя возрастная грани-

\*  $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg+Mn)$ ,  $X_{An} = Ca/(Ca+Na+K)$  мол. %.

**Таблица.** Состав гнейсовидных гранитоидов крутогоровского (1-6) и кольского (7-11) интрузивных комплексов.

Компонент	803-Б	805-В	815	830-В	946/3	989	179	409	275	313-Д	1192/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	69.68	72.33	68.39	69.22	61.80	65.47	64.70	64.90	64.10	68.70	70.58
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.35	0.52	0.60	1.13	0.50	0.96	0.80	0.60	0.62	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.54	14.16	15.42	14.85	16.51	16.86	16.20	16.34	17.86	15.60	14.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.24	2.96	4.22	4.31	7.47	3.08	6.19	5.60	5.57	4.42	4.51
MnO	0.08	0.05	0.06	0.06	0.12	0.03	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
MgO	0.98	0.60	0.89	1.08	2.20	1.44	1.95	1.75	1.02	1.01	1.34
CaO	2.04	1.69	2.31	2.58	4.19	3.63	2.87	3.47	3.43	2.17	1.18
Na <sub>2</sub> O	3.34	3.58	3.71	3.55	3.52	4.41	3.23	3.77	4.22	3.30	2.66
K <sub>2</sub> O	3.59	3.74	3.23	3.18	1.82	1.97	2.99	2.42	2.33	3.34	2.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.16	0.20	0.20	0.31	0.20	0.29	0.20	0.31	0.22	0.08
П.п.п.	0.65	0.41	0.99	0.35	1.10	2.80	0.70	0.30	0.20	0.30	1.40
Сумма	99.83	100.02	99.95	99.98	100.19	100.40	100.14	99.63	99.71	99.73	99.83
Rb	109.5	122.0	100.6	102.0	69.65	142.3	124.6	93.4	120.6	142.1	147.8
Ba	752.5	499.5	605.5	723.5	234.2	363.9	537.4	392.8	450.8	660.4	579.9
Sr	174.6	107.6	147.3	178.5	239.2	356.4	216.38	235.1	239.6	178.4	213.5
Y	61.4	39.42	44.04	34.22	35.45	7.39	22.63	23.02	10.62	34.68	24.99
Zr	261.7	200.2	285.4	253.4	355.4	114.5	199.9	200.4	364.5	208.4	218
Nb	7.52	8.02	12.59	8.66	7.37	5.02	9.95	7.38	12.49	8.32	10.34
La	28.06	20.27	29.63	28.72	10.95	12.73	15.79	15.04	27.50	25.76	30.31
Ce	63.77	48.31	69.92	63.42	26.57	26.04	36.98	34.87	53.81	57.86	65.66
Pr	7.88	5.83	8.40	7.72	3.19	3.06	4.30	4.05	5.96	6.67	6.88
Nd	33.27	25.31	35.29	32.65	13.86	11.57	17.25	16.05	24.42	25.63	24.28
Sm	7.31	5.89	8.30	7.42	3.73	2.36	3.75	3.52	4.72	5.99	4.76
Eu	0.966	0.849	1.01	1.15	0.91	0.74	0.89	0.74	1.19	1.04	0.96
Gd	8.99	6.64	9.47	8.89	4.57	2.28	3.65	3.67	3.86	6.03	4.42
Tb	1.42	1.11	1.37	1.26	0.78	0.26	0.54	0.54	0.42	0.90	0.55
Dy	11.09	7.20	9.27	7.57	4.81	1.19	3.49	3.25	1.96	5.18	3.89
Ho	2.53	1.33	1.72	1.42	1.02	0.23	0.67	0.65	0.34	1.04	0.81
Er	9.37	4.04	5.20	3.96	3.13	0.62	1.95	1.99	1.08	3.01	2.64
Tm	1.32	0.571	0.743	0.544	0.05	0.08	0.27	0.26	0.20	0.38	0.43
Yb	9.41	3.75	4.18	3.75	0.49	0.49	1.63	1.98	1.71	2.62	3.11
Lu	1.369	0.58	0.659	0.498	0.06	0.08	0.19	0.25	0.25	0.36	0.38
Hf	8.55	7.42	9.69	8.38	1.71	3.14	4.48	3.85	10.04	5.58	6.30
Ta	0.572	0.763	0.863	0.662	0.20	0.26	0.56	0.46	0.64	0.51	0.68
Pb	30.25	33.21	28.22	19.38	10.24	12.33	11.65	8.31	10.70	13.53	18.06
Th	13.77	11.81	15.09	13.62	3.07	3.70	4.04	4.38	4.45	8.64	10.38
U	3.41	2.89	4.03	3.25	0.78	1.04	1.33	1.04	1.55	2.74	2.41

ца осадконакопления вмещающих отложений и время проявления базитового вулканизма совпадает с началом формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1]. Такая корреляция не случайна и отражает закономерную связь процессов магматической активизации, проявленных в окраинно-континентальном осадочном бассейне с формированием на востоке Азии мегаструктуры – окраинно-континентального вулканического пояса. Развитие основного вулканизма в зоне растяжения континентальной коры осадочного бассейна, сопровождаемое подъёмом глубинных флюидов, обусловило вовлечение в магматическую деятельность корового субстрата с образованием коровых магматических очагов, проявившихся излияниями средних и кислых лав и становлением малоглубинных гранитоидных интрузивов, имеющих широкое площадное распространение и обусловивших контактовый метаморфизм вмещающих вулканогенно-осадочных отложений.

В дальнейшем, коллизионные процессы эоцена (60-50 млн лет), связанные с обдукцией океанического сегмента коры на азиатскую континентальную окраину, привели к тектоническому скучиванию пород Центральной Камчатки и резкому увеличению мощности коры, создав благоприятные условия для ее метаморфического преобразования, достигавшего уровня амфиболитовой фации под воздействием термального фронта и глубинных флюидов, охвативших нижние горизонты коры. Региональный метаморфизм эоцена обусловил не только метаморфические изменения, мигматизацию и гранитизацию терригенно-вулканогенных отложений Срединного хребта, испытавших на первом этапе только контактовое ороговикование, но и метаморфизм, мигматизацию и интенсивное разгнейсование прорывающих эти отложения магматических пород кольского и крутогоровского комплексов, превратив их в гнейсовидные метаграниты.

Геологические, минералогические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о формировании гранитоидов окраинных бассейнов при процессах магматического замещения (гранитизации) терригенно-вулканогенных отложений, содержащих значительное количество базитового материала, обуславливающего «мантийные метки» в составе гранитоидных пород.

Современные классификации геодинамических типов гранитоидных пород не охватывают гранитоиды окраинных бассейнов и их палеоаналогов геологического прошлого, хотя гранитоидным породам в геологическом строении этих бассейнов принадлежит существенная роль, наряду с базитами. Геохимически гранитоиды окраинно-континентальных бассейнов сходны с коллизионными и аккреционными типами гранитоидов, но являются самостоятельным типом пород, типичных для окраинных прогибов сдвиговой рифтогенной природы типа Японского и Охотского морей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249-290.
2. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.
3. Тарарин И.А. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 207-224.
4. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. 2009. V. 309, N 5. P. 333-396.

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ СРЕДНЕГО УРАЛА  
(ТАГИЛЬСКАЯ И ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНЫ)  
НА ЭТАПАХ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В  $S_2$ - $D_1$  И  $D_3$ - $C_2$**

**Холоднов В.В.**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН,  
г. Екатеринбург, holodnov@igg.uran.ru*

В истории формирования активной континентальной окраины Уральского эпиокеанического орогена, в процессе причленения к окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК) островных палеодуг (Тагильской и Магнитогорской), выделены два этапа:  $S_2$ - $D_1$  и  $D_3$ - $C_2$ , которые характеризуют инверсию геодинамического режима этих палеодуг - с островодужного на аккреционно-коллизионный, с этапами внутриплитного магматизма и сдвига-раздвиговой трансформный, характерный для зон скольжения литосферных плит. Появление последнего тектоно-геодинамического режима, характеризуется, как известно [6], значительным разнообразием продуктов магматизма, с широким проявлением субщелочного (и щелочного) магматизма внутриплитного типа. Первый из этих этапов  $S_2$ - $D_1$  наиболее ярко проявлен на Среднем Урале в Тагильской островодужной мегазоне, а второй на Южном – в Магнитогорской.

На указанных выше рубежах в  $S_2$ - $D_1$  на Среднем и Северном Урале, а затем позднее в  $D_3$ - $C_2$  на Южном Урале, в процессе аккреционно-коллизионных, рифтогенных и трансформных событий, сопровождающих деструкцию Тагильской и Магнитогорской островодужных мегазон (палеодуг), часто происходит тесно сближенное во времени и пространстве, вплоть до субсинхронного, образование различных по составу и генезису, гетерогенных по магматическим источникам и флюидному режиму, гранитоидных серий (комплексов): производных внутриплитных мантийных магм и коровых анатектических серий диорит-гранодиорит-гранитного состава. Во времени, им обычно предшествует образование гранитоидов андезитоидного ряда. Для всех этих гетерогенных серий характерна связь с зонами палеосубдукции, что определяет их геохимические и металлогенические особенности.

На Среднем и Северном Урале – в Тагильской островодужной мегазоне – надсубдукционный рифтогенный магматизм близкий внутриплитному начинается с формирования позднесилурийской гороблагодатской толщи и позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты [4, 7]. Выполняемые вулканогенно-осадочными образованиями этих свит палеодепрессии и грабены на западе мегазоны закономерно вписываются в крупную субмеридиональную рифтогенно-сдвиговую зону, контролирующую размещение не только бимодальных вулканитов  $S_2$ - $D_1$ , но и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса, датированного возрастом 425-405 млн. лет и связанных с ними крупных скарново-магнетитовых месторождений.

Аналогичная рифтогенно-сдвиговая структура (зона) на востоке Тагильской мегазоны контролирует размещение ранне-среднедевонских (400-411 млн. лет) вулканитов и интрузивных пород ауэрбаховского габбро-гранитоидного комплекса и сопровождающих их крупных железорудных, медно-скарновых и золоторудных месторождений Масловско-Ауэрбаховского рудного района. В том и другом случаях, габбро-(сиенит)-гранитный внутриплитный магматизм характеризуется высокой активностью хлора в составе магматогенных рудообразующих флюидов, что и определяет формирование крупных скарново-магнетитовых и медно-скарново-магнетитовых месторождений.

Одновременно с внутриплитным рифтогенным магматизмом, в Тагильской мегазоне, на субстрате Платиноносного пояса Урала (ППУ), в его восточной краевой части, произошло формирование надсубдукционно-коровой гранитоидной ассоциации. Она включает анатектическую лейкогаббро-анортозит-плагиогранитную (ЛАП) серию, детально охарактеризованную во многих публикациях, в том числе [5] и диорит-тоналит - гранитоидную серию горы Ермакова, с воз-

растом циркона 406 млн. лет. Коровому магматизму в составе ППУ во времени предшествовал этап формирования мантийно-коровых гранитоидов андезитоидного ряда. Небольшие по размерам диорит-гранодиорит-граносиенитовые интрузии этого типа образуют узкий по ширине, но сильно вытянутый на сотни км в меридиональном направлении пояс, также формирующийся в восточной краевой части комплексов ППУ. Ранее, интрузии этого пояса были отнесены к тагильскому гранитоидному комплексу, датированному по циркону возрастом 430 млн. лет.

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 анатектитами (ЛАП серия и др.) образуют единый узколинейный субмеридиональный пояс. Этот пояс тесно сближен в пространстве и во времени с поясом рифтогенных габбро-гранитных интрузий, также вытянутым в субмеридиональном направлении на сотни км. Сближенность в пространстве, узколинейный характер развития данных гетерогенных по магматическим источникам гранитоидных поясов, близкие возрастные диапазоны их формирования: мантийно-коровых андезитоидных 430 млн. лет, коровых 423-406 млн. лет и внутриплитных железозоносных 425-405 млн. лет, является реальным свидетельством связи этих гранитоидных “парных” поясов с единым этапом смены геодинамических обстановок в  $S_2$ - $D_1$ . Как известно, синхронное проявление корового и внутриплитного мантийного магматизма – это один из характерных признаков магматизма на границах скольжения литосферных плит. В условиях косой коллизии, скольжение плит, способствовало разрыву субдуцированной океанической литосферы под Тагильской островной дугой и деструкции ее фундамента, с внедрением в него крупного линейного астеносферного диапира, который и определял столь контрастный гранитоидный магматизм Тагильской мегазоны в позднем силуре и девоне. Этот диапир вызвал не только магматизм внутриплитного типа, но и прогрев, метаморфизм и анатексис восточной краевой части пояса ППУ, что и определило субсинхронный надсубдукционный коровый и внутриплитный магматизм Тагильской мегазоны.

Восточно-Уральская мегазона (Средний Урал). Восточно-Уральские мегазоны Урала (Восточно-Уральская, Зауральская мегазоны и др.) представляют собой коллаж блоков и террейнов, одни из которых имеют докембрийский фундамент, другие представляют фрагменты различных по возрасту островодужных комплексов от  $O_2$  и  $S_1$  до  $D_{1-2}$ , перекрытых надсубдукционными андезитоидными вулканоплутоническими поясами от  $S_2$ - $D_1$  до  $D_3$ - $C_1$  и осадочными породами карбона. Такая особенность геологического строения свидетельствует, что формирование Восточно-Уральской мегазоны активной окраины Урала также происходило в процессе неоднократной смены геодинамических обстановок, как в  $S_2$ - $D_1$ , так и в  $D_3$ - $C_2$ . В Восточно-Уральской мегазоне на Среднем Урале близкими возрастными и генетическими аналогами надсубдукционного андезитоидного диорит-гранодиорит-гранитного магматизма, развитого в краевой зоне массивов ППУ, являются тоналиты и плагиограниты Рефтинского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса, также датируемых возрастом 425-430 млн лет, гипабиссальный Аверинский диорит-трондьемитовый комплекс с возрастом 420 млн лет [3], Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирирового типа с возрастом 404-406 млн лет [2], Гумешевское скарно-медно-порфирировое месторождение и др. На Среднем Урале, в Медведевско-Арамилской зоне, практически одновременно с мантийно-коровым андезитоидным магматизмом, формировался и небольшой по размерам надсубдукционно-коровый Курманский массив диорит-трондьемитового состава с возрастом 412-405 млн. лет [5].

Формирование Аверинского диорит-трондьемитового комплекса происходило в крупной трансформно-сдвиговой тектонической зоне северо-восточного простирания, что и определило сильно вытянутую в этом направлении линзовидную форму отдельных интрузивных тел этого комплекса. В этой сдвиговой зоне, в результате более позднего дислокационного метаморфизма, первичные интрузивные породы Аверинского комплекса были превращены в бластомилони-



ты и другие метаморфизованные породы, отвечающих по РТ-условиям зеленосланцевой фации метаморфизма, с возрастом дислокационного метаморфизма 357-360 млн лет [3]. В этой связи, следует отметить широкое распространение подобных вторичных (метаморфогенных) популяций циркона со значениями возраста (340-360 млн. лет) среди проанализированных более древних цирконов, характеризующих время формированиями различных по составу, но додевонских по возрасту, магматических и метаморфических пород ППУ, Тагильской мегазоны и более восточных районов Среднего Урала (в дунитах Косьвинского Камня, в оливиновом габбро Тагило-Баранчинского массива, в габброидах Волковского и других массивов ППУ, в кварцевых диоритах Ауэрбаховского массива и др.). Эти значения возраста отражают время проявления самых ранних этапов герцинского орогенеза, характеризующих на Южном Урале время причленения Магнитогорской палеодуги к краю ВЕП. Это время начала формирования (365-360 млн. лет) и многих наиболее крупных позднедевонско-каменноугольных плутонов (батолитов) ГТГГ типа (Верхисетского, Челябинского и др.), составляющих наряду с более поздними коллизионными гранитными массивами джабыкского типа (этап гиперколлизии континентальных плит) Главную гранитную ось Урала.

В составе комплексов ППУ, этот этап герцинского орогенеза зафиксирован и в виде проявлений самостоятельных эпизодов корового магматизма и регионального метаморфизма. Так, на западном склоне горы Белой у пос. Уралец, известны плагиомигматиты, датируемые возрастом 348-353 млн лет. Конец же каледонского мегацикла, датируемый возрастом 412 млн. лет, был отмечен в Тагильской мегазоне пиком регионального метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации [1]. В восточной части ППУ метаморфизм в это позднекаледонское время достигал верхов амфиболитовой фации и сопровождался гранитоидным анатексисом. Это подтверждает предположение Ю.С. Каретина – о двух этапах регионального метаморфизма в Тагильской мегазоне, которое было высказано им ранее. Различие в уровне метаморфизма в позднекаледонское время на востоке в породах островодужной толщи, где региональный метаморфизм был на уровне пренит-пумпеллиитовой фации и на западе в восточном краю ППУ (верхи амфиболитовой фации с температурой анатексиса до 900 °С), свидетельствует о максимальном тепловом и флюидном потоке именно под восточной краевой частью комплексов ППУ, примыкающей с запада к крупной субмеридиональной рифтогенно-сдвиговой зоне, контролирующей размещение бимодальных внутриплитных вулканитов  $S_2$ - $D_1$  и комагматических рудоносных интрузий тагило-кушвинского комплекса, датируемого возрастом 425-405 млн. лет.

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

1. Викентьев И.В., Русинов В.Л. и др. Метаморфизм в разрезе Уральской сверхглуб. скв.: минеральные парагенезисы и эволюция флюидного режима // Результаты бурения и исследований Урал. сверхглуб. скв. (СГ-4). Сб. науч. тр. ФГУП НППЦ "Недра". - Ярославль, 1999. Вып. 5. С. 185-236
2. Грабежев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера. 2012. №6. С. 78-89.
3. Лобова Е.В. Силурийский интрузивный магматизм восточной зоны Среднего Урала. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург. 2013. 20 с.
4. 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.
5. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
6. 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.

## ГЕОДИНАМИКА ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКОГО БАТОЛИТООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Цыганков А.А.<sup>1</sup>, Литвиновский Б.А.<sup>2</sup>, Бурмакина Г.Н.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, [tsygan@gin.bscnet.ru](mailto:tsygan@gin.bscnet.ru)

<sup>2</sup>Dept. of Geological and Environmental Sciences, Ben Gurion University of the Negev, Israel

Позднепалеозойская гранитоидная провинция Западного Забайкалья представляет собой одну из немногих на Земле областей, где разные по составу гранитоиды формировались одновременно в течение нескольких десятков миллионов лет. Более того, гранитоидный магматизм сопровождался, а возможно и инициировался, мантийным мафическим магматизмом повышенной и высокой щелочности.

В последние 10 – 15 лет в регионе выполнен большой объем изотопно-геохронологических исследований, охватывающих как собственно гранитоиды, так и породы базитового и щелочного ряда. Некоторым промежуточным итогом этих исследований стало признание того, что основной объем гранитоидов региона, включая гигантский (150 тыс. км<sup>2</sup>) Ангаро-Витимский батолит (АВБ), сформировался в позднем палеозое (конец карбона, начало перми), а не в докембрии или раннем палеозое как считалось ранее. В связи с этим особую актуальность приобрели проблемы, напрямую связанные с этим фактом, а именно: достоверность и разрешающая способность использованных геохронологических методов; общая продолжительность позднепалеозойского магматического цикла и правомерность его «подразделения» на отдельные этапы; источники магм разнотипных гранитоидов; взаимосвязь собственно корового гранитообразования и мантийного магматизма, в том числе щелочного; вещественная эволюция разнотипных салических магм, их рудный потенциал и т.д. Важно отметить, что среди всего многообразия проблем, связанных с формированием гигантских объемов гранитоидов, особое место занимает вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья, поскольку существующие точки зрения подчас диаметрально противоположны.

В Западном Забайкалье разновозрастные и разные по составу гранитоиды занимают не менее 80 % общей площади региона. Судя по имеющимся данным [3, 4 и ссылки в этих работах] подавляющая часть этих пород сформировалась в позднем палеозое, в период примерно с 330 до 275 млн. лет назад. Детальные U-Pb изотопно-геохронологические исследования, проведенные в юго-западной части Западно-Забайкальского магматического ареала, дополненные выполненными ранее определениями, позволили предложить следующую последовательность магматических событий [3].

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Забайкалья начался с формирования известково-щелочных биотитовых гранитов Ангаро-Витимского батолита (баргузинский комплекс), суммарная площадь которого составляет около 150 000 км<sup>2</sup>. Батолит (ареал-плутон) включает множество отдельных массивов как автохтонных, так и типично интрузивных гранитов близкого состава, различающихся внутренним строением и текстурно-структурными особенностями. Формирование гранитоидов баргузинского комплекса происходило в период примерно с 325 – 330 до 310 – 290 млн. лет назад [3].

В след за АВБ (баргузинский комплекс) одновременно, в период с 305 до 285 млн. лет назад, сформировались гранитоидов двух геохимических типов: а) высококалийные кварцевые монцитониты и кварцевые сиениты (с подчиненными габброидами), выделяемые нами в качестве чивыркуйского интрузивного комплекса; б) переходные от высококалийных известково-щелочных к

субщелочным кварцевые сиениты и лейкограниты зазинского комплекса, также сопровождающиеся синплутоническими базитовыми интрузиями и комбинированными дайками.

Следующий этап – 285 – 278 млн. лет назад ознаменовался становлением шошонитовой монцонит-сиенит-кварцевосиенитовой интрузивной серии с синплутоническими высококалиевыми базитами. Типоморфными разностями пород этой серии являются монцонитоиды, обычно сопровождающиеся кварцевыми сиенитами и субщелочными гранитами с постепенными переходами между ними. Сопутствующие базиты представлены комбинированными дайками и синплутоническими интрузиями высококалиевых (шошонитовых) габбро, отмечаются мафические включения.

Позднепалеозойский магматизм завершился становлением щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов и сиенитов Брянского и Хоринского плутонов (ранне-куналейский комплекс, 280 – 273 млн. лет) [3]. Формированию щелочно-гранитоидных плутонов предшествовали дайки бимодальной трахибазальт – трахит – трахириолитовой серии, образующие протяженный (около 200 км) пояс, а также излияния трахидацит-трахириолитовых и трахибазальт-комендитовых лав. Следует отметить, что аналогичного состава щелочные гранитоиды и эффузивные образования составляют Монголо-Забайкальский вулcano-плутонический пояс, который только на территории Забайкалья включает более 350 отдельных массивов щелочных гранитов, а также обширные вулканические поля сложенные трахибазальтами, трахириолитами и комендитами. Возрастные данные по некоторым из них (Харитоновский, Мало-Куналейский массивы, вулканы цаган-хуртейской свиты указывают на позднетриасовый (230 – 220 млн. лет) возраст, однако «количественные соотношения» вулcano-плутонических комплексов двух возрастных групп пока неизвестны.

Таким образом, позднепалеозойский магматизм Западного Забайкалья начавшись с формирования гигантского объема умеренно-калиевых известково-щелочных гранитов баргузинского комплекса (АВБ) эволюционировал в сторону возрастания щелочности однотипных пород (гранитоидов, базитов) и возрастания доли мантийного магматизма во времени.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, как отмечалось, дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [4], модель активной континентальной окраины [5], постколлизийная модель [3, 7]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизийного орогена [1]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных «независимых» от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее, целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились.

Плюмовая модель гранитообразования вероятно наиболее обоснована. Одним из надежных магматических индикаторов «плюмовой» геодинамики являются щелочные породы. В Западном Забайкалье, в контурах Ангаро-Витимского батолита, а в более широком смысле – в контурах позднепалеозойского магматического ареала, располагается Витимская щелочная провинция, включающая многочисленные массивы нефелиновых и щелочных сиенитов и ийолит-уртитов. Новые изотопно-геохронологические данные [2] показывают, что эта провинция включает две разновозрастные группы щелочных пород, сформировавшихся в раннем и позднем палеозое: 520 – 486 млн. лет и 303 – 293 млн. лет назад, соответственно. Из этих данных следует, что интересую-

щий нас второй этап щелочного мантийного магматизма начался после формирования основного объема позднепалеозойских гранитоидов, т.е. Ангаро-Витимского батолита, либо на заключительной стадии его становления, что явно противоречит эмпирически установленным закономерностям взаимосвязи щелочного и гранитоидного магматизма. Кроме того, следует подчеркнуть, что позднепалеозойские базиты появляются лишь в постбаргузинских гранитоидных комплексах, суммарный объем которых не менее чем в двое меньше объема коровых гранитов АВБ. Таким образом, плюмовая модель, при всей своей привлекательности, также не лишена трудностей.

Еще один вариант интерпретации геодинамики позднепалеозойского гранитообразования в Забайкалье предложен в [3, 7]. Мы предполагаем, что формирование АВБ происходило в постколлизийный этап развития Байкальской складчатой области, исходя из положения [6], что постколлизийный период начинается после завершения коллизии двух или более «континентальных» плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма. Постколлизийный магматизм происходит во внутриконтинентальных областях, но все ещё в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones). Такие перемещения предшествуют переходу к типично внутриплитному режиму с преобладанием условий растяжения и в пределе – континентальному рифтообразованию. Одной из важных характеристик постколлизийного магматизма является широкое распространение высококальциевых известково-щелочных гранитоидов. Формирование гранитоидов повышенной щелочности, включая щелочные, фиксирует переход к внутриплитному этапу. Аргументы, обосновывающие постколлизийную природу гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, приведены нами в недавних публикациях [3, 7]. Очевидно, что предлагаемая модель имеет право на жизнь лишь в том случае, если будут получены надежные свидетельства коллизийных событий, непосредственно предшествующих гранитообразованию и такие свидетельства начали появляться в последние годы.

Проведенные исследования поддержаны международным грантом РФФИ и Министерства Науки и Технологий Израиля (06-05-72007), грантами РФФИ-Байкал (05-05-97205), РФФИ-Сибирь (08-05-98017), Интеграционными проектами СО РАН № 37, 17.

## ЛИТЕРАТУРА

1. **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.
2. **Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А.** U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Доклады АН, 2012 а, т. 443, № 1, с. 73-77.
3. **Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010 а, т. 51, № 9, с. 1249-1276.
4. **Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5, с. 451-466.
5. **Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, v. 62, p. 79-97.
6. **Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // Lithos, 1998, v. 45, p. 1–28.
7. **Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be’eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125, p. 845-874.

# НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Цыпукова С.С.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Демонтерова Е.И.<sup>2</sup>, Травин А.В.<sup>3</sup>, Иванов А.В.<sup>2</sup>,  
Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>

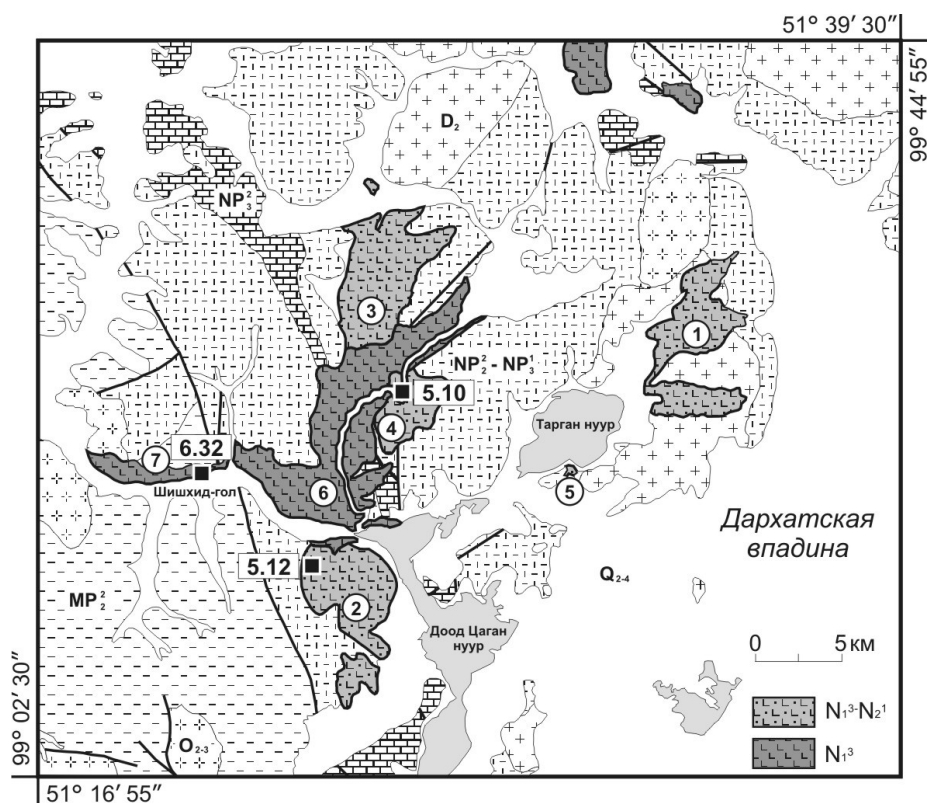
<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, svetats@igc.irk.ru

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

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН  
г. Новосибирск, travin@igm.nsc.ru

Дархатская впадина является одной из крупнейших тектонических структур субмеридианального заложения на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), ее восточный фланг находится в 40-50 км к западу от озера Хубсугул. Впадина представляет собой рифтогенный прогиб протяженностью до 120 км с севера на юг и до 35-45 км с запада на восток. В северном секторе впадины и на участках прилегающих к структуре с северо-запада локализованы неогеновые вулканогенные толщи (рис. 1).

В связи с полученными новыми данными изотопного датирования вулканических пород Дархатской впадины в докладе приводится иная интерпретация истории магматического развития структуры, принципиально отличающаяся от представленной ранее в работе [2].



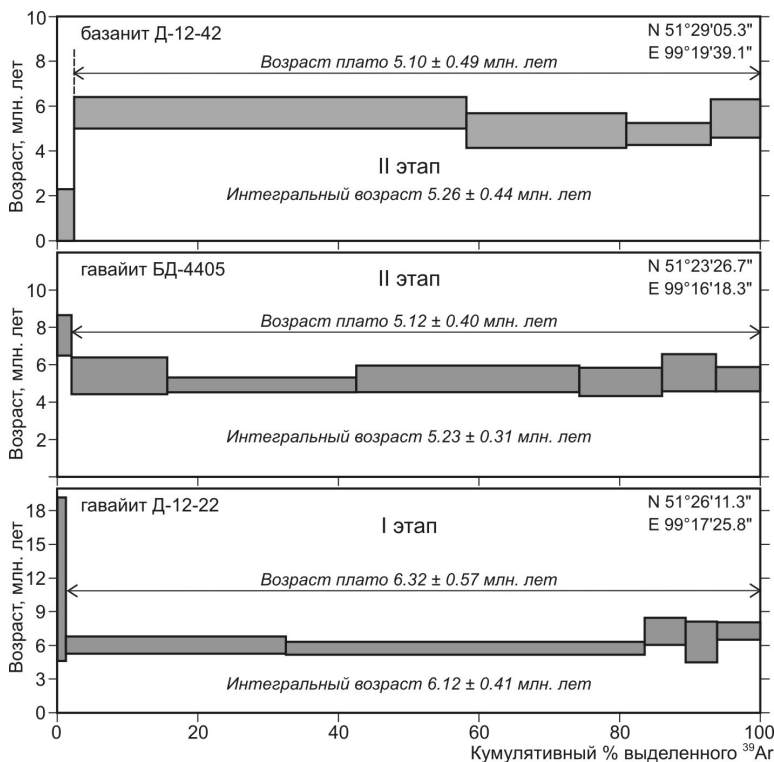
**Рис. 1.** Схема геологического строения северного сектора Дархатской впадины.

Схема составлена по данным геолого-съёмочных работ с изменениями и дополнениями авторов.  $Q_{24}$  – средне-позднеплейстоцен-голоценовые осадочные отложения;  $N_1^3-N_2^1$  – позднемiocен-раннеплиоценовые лавовые комплексы (гавайиты, базаниты, фонотефриты, трахиандезибазальты);  $N_1^3$  – позднемiocеновые лавовые комплексы (гавайиты);  $D_2$  – среднедевонские интрузивные комплексы;  $O_{2-3}$  – средне-позднеордовикские интрузивные комплексы;  $NP_3$  – позднeопротерозойские кремнисто-карбонатные осадочно-метаморфические комплексы;  $NP_2^2-NP_3^1$  – средне-позднeопротерозойские вулканогенно-осадочные и метаморфические комплексы;  $MP_2^2$  – средне-мезопротерозойские метаморфические комплексы. Вулканические толщ и центры: 1 – район р. Бэдуурийн-гол, 2 – г. Их Усам-уул, 3 – г. Ноорт-уул, 4 – г. Даршт-уул, 5 – южный берег оз. Тарган нуур, 6 – р. Хогоргын-гол, 7 – долина р. Шишихид-гол. Утолщенные линии – разломы. На схеме показаны места отбора образцов на изотопное датирование и полученные даты (млн. лет).

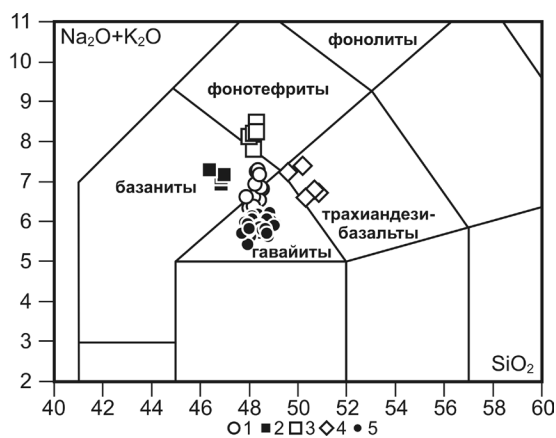
Ранее в вулканическом развитии Дархатской впадины нами выделялись два этапа [2]. Основанием для выделения этапов были геоморфологические наблюдения и общие представления о развитии вулканизма в Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) [3]. При этом возраст первого этапа вулканизма, с которым связано развитие аппаратов центрального типа и лавовых плато, принимался как средне-позднемиоценовый, а возраст второго этапа устанавливался как позднемиоценовый, согласно опубликованным данным К/Аг изотопного датирования [3]. Как указывалось, лавы второго этапа заполняют выработанные долины рек и межгорные депрессии.

На основании новых результатов  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датирования 3-х образцов базальтоидов вулкано-генных толщ северного сегмента Дархатской впадины подтверждается выделение двух разновозрастных комплексов [2], но в обратной временной последовательности. Изотопное датирование показало, что вулкано-генные толщи ранее выделенного «первого» этапа вулканизма имеют более молодой возраст в сравнении с «поздним» этапом. Возраст раннего этапа развития вулканизма датируется по новым данным поздним миоценом  $6,32 \pm 0,57$  млн. лет ( $N_1^3$ ), а второго этапа, с учетом ошибок определений, границей позднего миоцена и раннего плиоцена  $5,12 \pm 0,40 - 5,10 \pm 0,49$  ( $N_1^3-N_2^1$ ) (рис. 2). Возраст раннего этапа вулканической активности совпадает с К/Аг датировками базальтов Дархатской впадины, приведенным в работе [3] –  $6,8-5,75$  млн. лет и с  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датировкой, приведенной в работе [5] –  $6,17 \pm 0,22$  млн. лет.

Таким образом, первый, позднемиоценовый этап вулканизма Дархатской впадины представлен протяженными лавовыми потоками гавайитов в долине реки Шишхид-гол и лавовыми покровами гавайитов в бассейне ее правого притока, реки Хогоргын-гол (рис. 1, рис. 3). На этом этапе извержения носили трещинный характер и были связаны с началом тектонического и магматического развития Дархатской структуры. На втором этапе вулканической активности в конце позднего миоцена и начале раннего плиоцена были образованы лавовые толщи вблизи западного борта оз. Доод Цаган нуур (г. Их Эсам-уул), на водораздельных поднятиях бассейна р. Хогоргын-гол в ее среднем течении (левобережье, г. Ноорт-уул; правобережье, г. Даршт-уул) и в бассейне р. Бэдуурийн-гол, северо-восточного притока оз. Тарган нуур (рис. 1). Лавы этих толщ представ-



**Рис. 2.** Результаты  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  датирования неогеновых базальтоидов Дархатской впадины.



**Рис. 3.** Классификационная диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (мас.%) для неогеновых базальтоидов Дархатской впадины.

Точки составов пород позднемиоцен-раннеплиоценового (1-4) и позднемиоценового (5) этапов: 1 – гавайиты, 2 – фонотефриты, 3 – трахиандезитбазальты, 4 – гавайиты, 5 – базаниты.

лены в основном гавайитами и в меньшей степени базанитами, фонотефритами и трахиандези-базальтами (рис. 3).

Данные о морфологии фрагментов лавовых толщ, различиях вещественного состава и минералогические характеристики лав позволяют предполагать, что на втором этапе вулканического развития в северном сегменте Дархатской впадины существовало, по меньшей мере, четыре центра извержений, локализованных на месте горных поднятий Даршт-улл, Ноорт-улл, Их Эсам-уул и в бассейне р. Бэдуурийн-гол. Формирование вулканогенных толщ второго этапа происходит на бортах рифтогенной впадины и, согласно работе [1], связано с процессами «быстрого рифтинга». Важно отметить, что вулканизм второго этапа непосредственно предшествовал эпизоду активного формирования Хубсугульской впадины, выявленному по изучению деформаций в осадках оз. Хубсугул [4].

Неогеновые базальтоиды Дархатской впадины относятся к субщелочной и щелочной К-Na серии внутриплитного геохимического типа ( $Ba/Nb=6,1-9,4$ ). Все без исключения породы структуры имеют Ne-нормативный состав ( $Ne_N=1,2-14,3$  %).

Вещественные характеристики базальтоидов первого и второго этапов магматического развития структуры существенно различаются (рис. 3). Гавайиты второго этапа в сравнении с гавайитами первого этапа обладают более высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и элементов LILE, LREE и HFSE групп ( $La/Yb=16,9-19,5$  против  $12,0-16,6$ ) и отличаются более низкой магнезиальностью. Базаниты и фонотефриты второго этапа выделяются высокой суммарной щелочностью, высокими концентрациями в них  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  и большинства LILE, LREE и HFSE редких элементов ( $La/Yb=20,6-22,3$ ). Трахиандезибазальты этой возрастной группы имеют специфические вещественные характеристики. Они выражаются в значительно более низких содержаниях в них  $Al_2O_3$ , CaO и Y по отношению к гавайитам, базанитам и фонотефритам. Породы этого типа отличаются также значительно более высокими концентрациями в них  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Sr, и высокой степенью фракционирования REE ( $La/Yb=27,9-32,0$ ).

Гавайиты второго этапа имеют Pl-Ol-Cpx парагенезис минералов вкрапленников и плагиопорфировые структуры, тогда как в гавайитах первого этапа преобладают вкрапленники Ol и в меньшей степени Cpx. Фонотефриты имеют Ol-Pl-Cpx-Lct-Ne парагенезис вкрапленников, а трахиандезибазальты, напротив, характеризуются развитием среди вкрапленников минералов исключительно Ol.

Результаты геолого-геохимических и геохронологических исследований неогеновых базальтов Дархатской впадины указывают на достаточно контрастную смену типов базальтоидного магматизма во времени с последовательным проявлением гавайитовых магм на раннем этапе и затем гавайит-базанит-фонотефритовых магм на заключительном этапе магматического развития структуры.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 13-05-12026-офи\_м, Президиума СО РАН (интеграционные проекты №№ 11, 87, проект СО РАН – АНМ № 16.) и Президиума РАН (проект № 4.3).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391 - 406.
2. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Канакин С.В., Одгэрэл Д. Неогеновый щелочно-базальтовый вулканизм Дархатской впадины (Северная Монголия): новые геолого-геохимические данные // Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы». Иркутск. 2013. Т. 2. С. 159-163.
3. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11, № 1. С. 3 - 34.
4. Fedotov A., San'kov V., De Batist M., Kazansky A., Parfeevets A., Miroshnitchenko A., Pouls T. Chronology of the Baikal rift system // Eos. 2006. V. 87. P. 246-250.

5. Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress / Ivanov A.V., Coulter G., Timoshkin O.A., Riedel F., eds. // Berliner paläobiologische abhandlungen. Special «SIAL III» issue. 2003. B4. P. 33-48.

## ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

### АДАКИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Чащин А.А.<sup>1</sup>, Чекрыжов И.Ю.<sup>1</sup>, Йокояма К.<sup>2</sup>, Цуцуми Ю.<sup>2</sup>, Блохин М.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

г. Владивосток, *achashchin@mail.ru*

<sup>2</sup>Национальный музей Природы и Науки, г. Цукуба, Япония

Благодаря исследованиям последних лет [1 и др.], в геологической литературе появились многочисленные публикации, содержащие достаточно подробные сведения по геохронологии, минералогии и петрогеохимии поздне меловых вулканитов Восточно Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Между тем меловые магматические образования, удаленные к западу от побережья и развитые по обрамлению внутриконтинентальных меловых впадин ввиду их ограниченного распространения изучены значительно слабее [4]. Для того чтобы, в какой-то мере, восполнить данный пробел, нами было выполнено геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение меловых вулканитов, получивших распространение на южном борту Ханкайского бассейна.

Геологическое строение и структурная позиция. Ханкайский (Приханкайский) бассейн содвигового растяжения расположен в северо-западной части Ханкайского массива на участке сочленения Алчанского и Уссурийского разломов, являющихся крупными левыми сдвигами регионального значения. [5]. Бассейн имеет клиновидную форму, и вытянут в северо-восточном направлении от оз. Ханка до р. Уссури на расстояние около 250 км. Его площадь составляет ~ 6500 км<sup>2</sup>. При этом северо-восточная, главная его часть, находится на территории Китая, и лишь незначительная, юго-западная – в России.

Фундамент бассейна сложен протерозойско-фанерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива, которые перекрыты толщей преимущественно осадочных и реже вулканогенно-осадочных отложений мезозойского и кайнозойского возрастов. Разрез завершается мощным чехлом (до 100 м) рыхлых осадков четвертичного возраста. Магматические образования в пределах бассейна пользуются весьма ограниченным распространением и представлены, главным образом, андезитами и дацитами. Они встречаются, в основном, в южной и юго-западной российской части Ханкайского бассейна, слагая единичные изолированные малообъемные субинтрузивные тела, а также отдельные эруптивные вулканические постройки.

Объектом наших исследований являлись породы, относительно небольшого безымянного вулканического сооружения (далее – вулкан Новодевица), расположенного на южном берегу оз. Ханка, вблизи поселка Новодевица. В современном виде вулканический массив представляет собой эродированное эруптивно-экструзивное сооружение размером ~ 7 × 5 км. В его строении принимают участие потоки лав и лавобрекчий  $Pl-Crx\pm Nb$  и  $Pl-Nb\pm Crx$  андезитов и дацитов, иногда с прослоями туфов. На периферической части вулкана располагаются фрагменты экструзивных тел  $Pl-Nb\pm Crx$  и  $Pl-Crx\pm Nb$  андезитов и дацитов, иногда с короткими маломощными лавовыми потоками.

Возраст изученного вулканического массива. До последнего времени из-за отсутствия изотопных датировок, а также отложений, содержащих растительные остатки, возраст вулканического массива корректно не был обоснован. На карте полезных ископаемых листа L-53-XXXI масштаба 1:200 000 породы, слагающие палеопостройку, были отнесены к барабашской свите пермского возраста. На геологической карте Приморского края масштаба 1:500 000 они обозначены как самаргинская свита маастрихта. Изотопно-геохронологическое изучение андезитов и дацитов,



эруптивно-экструзивного сооружения было выполнено К-Аг методом по валу пород и монофракциям амфиболов в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Данные, полученные по валовым пробам андезидацитов, охватывают интервал 91,5 – 100 млн. лет, а возраст амфибола из андезитов составляет  $95 \pm 4$  млн. лет. Параллельно с К-Аг датированием было осуществлено U-Pb изотопное датирование андезитов по цирконам с применением метода лазерной абляции ICP-MS в Национальном музее Геологии и Палеонтологии г. Цукуба, Япония по методике описанной в работе [9]. Всего было датировано 3 индивидуальных кристалла циркона (в каждом проанализировано по 2 точки, всего 6), выделенных из андезитов. Средневзвешенный возраст измеренных кристаллов составил  $99,1 \pm 4,5$  млн. лет при СКВО=1,9, P=0,95, Th/U=0,67-1,25. Высокая величина СКВО может быть вызвана как небольшой потерей радиогенного свинца, так и захватом в процессе микроанализа унаследованной реликтовой компоненты кристалла.

Петрохимический, редкоэлементный и изотопный состав. На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  фигуративные точки составов пород вулкана Новодевица располагаются в полях андезитов и дацитов повышенной и реже, нормальной щелочности, с существенно натровой спецификой ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,20-0,59$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 4,53-6,38$  %). Для них характерны относительно высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15,53-20,41 %), а также высокие величины коэффициента глиноземистости ( $al' = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ ) от 2,5 до 3,3, что указывает на их принадлежность к весьма высокоглиноземистому типу. Андезитам и дацитам присущи низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,56-0,80 %), умеренные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  (0,94–2,43 %), и  $\text{MgO}$  (1,41 – 3,06 %) при коэффициенте магнезиальности  $\text{Mg} \# = (0,41-0,68)$ .

Концентрации Ni (21-65 г/т) и Cr (26-119 г/т) в андезитах и дацитах палеопостройки существенно варьируют, не проявляя четкой зависимости от содержания магния. Характерны повышенные содержания крупноионных литофильных элементов (Sr, Ba, Pb, Cs) и дефицит в отношении некоторых высокозарядных элементов (Nb, Ta, Hf). Спектры распределения микроэлементов, нормализованных к примитивной мантии, демонстрируют ярко выраженные минимумы по Nb, Ta, Ti и максимумы по Ba, K и Sr, типичные для пород надсубдукционного происхождения. На дискриминационных диаграммах (Y+Nb)–Rb и (Yb+Ta)–Rb составы изученных вулканитов также располагаются в полях магматических пород островных дуг.

Важной геохимической особенностью исследуемых пород является низкое содержание HREE и Y (8-11 г/т), при высоких концентрациях LREE, а также высокие значения Sr/Y (126-193) и  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  (17,3-37,3) отношений, что типично для производных адакитовых магм. Eu аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,93-1,07$ ) в изученных образцах отсутствует.

На классификационных диаграммах  $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$  и Sr/Y – Y, используемых для разделения адакитов и производных известково-щелочных магм [7], фигуративные точки рассматриваемых пород располагаются в поле адакитов. Согласно классификации, предложенной [8], большинство проанализированных образцов андезитов и дацитов по ряду вещественных параметров (а именно:  $\text{SiO}_2 = 60-66$  %;  $\text{MgO} = 1,32-2,87$ ;  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = 8,45-10,9$ ;  $\text{TiO}_2 < 0,9$ ) могут быть отнесены к высококремнистым адакитам (HAS). В то же время, в отличие от типичных HAS, они обладают более высокими концентрациями Ba, Sr, Ni и LREE, что сближает их с низкокремнистыми адакитами (LAS).

Следует отметить, что по уровню содержаний большинства микроэлементов, а также конфигурации спектров распределения HFSE и REE, изученные андезиты и дациты близки к эоценовым адакитам, обнаруженным нами ранее в 34 километрах к югу от рассматриваемой эруптивно-экструзивной палеопостройки [6]. От последних они отличаются более высокими концентрациями Sr, Cs, Ni, Cr и  $\text{Na}_2\text{O}$ . Помимо этого, им присущи несколько повышенные значения Sr/Y и низкие -  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  отношений.

Андезиты и дациты палеовулкана Новодевица характеризуются незначительными вариациями инициальных изотопных отношений Sr и Nd. Величина отношений  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  в андезитах и да-

цитах меняется в узком интервале от 0,705928 до 0,706129, в целом приближаясь к составу эоценовых адакитов р. Илистая (0,705804 – 0,705828). Значения отношений ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>i</sub> в изученных породах составляют 0,512520–0,512524 и не выходят за пределы значений, установленных для эоценовых адакитов (0,512474–0,512571). На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd фигуративные точки всех изученных пород палеопостройки Новодевица, локализируются вблизи источника BSE, образуя совместно с эоценовыми адакитами р. Илистая, достаточно компактное поле, что указывает на возможное тождество изотопных (Sr и Nd) характеристик в источниках этих пород.

В отличие от радиогенных изотопов (Sr, Nd), изотопный состав кислорода в рассматриваемых вулканитах проявляет более выраженные вариации от 8,3 до 9,8 ‰  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ , что в целом превышает интервал значений, характерных для неизмененных пород мантийного генезиса (6–8 ‰ по [10]).

**Обсуждение результатов.** Хотя возраст пород, слагающих эруптивно-экструзивную постройку Новодевица до последнего времени считался пермским или поздне меловым, полученные нами геохронологические данные свидетельствуют о формировании андезитов и дацитов в альб-сеномане.

Геохимические особенности пород вулкана Новодевица указывают на их происхождение в результате непосредственного выплавления из мантийного субстрата, либо при переплавлении метабазитов мантийного происхождения. В то же время, им свойственны изотопно-геохимические признаки, свидетельствующие об участии в магмогенезисе зрелого, кислого корового материала. Например, все проанализированные образцы андезитов и дацитов обогащены радиогенным стронцием (0,705928–0,706129) и имеют низкие и даже отрицательные значения  $\epsilon\text{Nd}$  (0,25...–0,01). Влияние корового материала подтверждают также повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}$  (8,3 – 9,8 ‰). На диаграмме  $\delta^{18}\text{O} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , положение фигуративных точек составов пород указывает на значительную роль коровой контаминации в магмогенезисе этих пород.

Полученные нами модельные Sm-Nd датировки протолита ( $T_{\text{DM1}}$ ) и – ( $T_{\text{DM2}}$ ), для андезитов и дацитов, лежат в интервале 754–839 млн. лет и 896–912 млн. лет соответственно, что значительно превышает их геологический возраст. Несоответствие величин  $T_{\text{DM}}$  реальному времени образования также указывает на участие в петрогенезисе андезитов и дацитов древнего корового материала, представленного в рассматриваемом регионе протерозойскими метаморфическими породами Ханкайского массива. Последние выходят на земную поверхность, главным образом к востоку и северу от озера Ханка где они представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами, содержащими прослойки амфиболитов (метабазальтов) и редкие линзы мраморов (нахимовская свита). По имеющимся данным геологический возраст пород нахимовской свиты составляет  $1398,5 \pm 184$  млн. лет [3]. Модельный Nd возраст пород метаморфических комплексов Ханкайского массива соответствует 1,8–1,9 млрд лет для метапелитов и 1,7 млрд лет для метабазитов [2, 3]. Возможно, что именно эти метаморфизованные мафические породы низов коры являлись протолитом для выплавления изученных андезитоидов. Омоложение модельного возраста вулканитов по отношению к их протолитам, по-видимому, связано с участием в генезисе этих пород “молодого” мантийного вещества.

Следует добавить, что необычно высокие содержания Ba и Sr, а также повышенные величины ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> в изученных андезитах и дацитах могут отражать присутствие в составе плавящегося корового субстрата некоторой доли карбонатного вещества, что также подтверждает вероятность участия в их генезисе протолита нахимовской свиты.

Таким образом, совокупность геологических и изотопно-геохимических данных позволяет предположить, что формирование адакитоподобных андезитов и дацитов палеовулкана Новодевица происходило с участием нижнекоровых метабазитов Ханкайского массива.

Выявленное сходство геохимических характеристик андезитов постройки Новодевица и эоценовых адакитов р. Илистая указывает на близкий геохимический состав источников исходных расплавов для этих разновозрастных андезитов.

В заключение можно отметить, что пространственная близость палеовулкана Новодевица к региональной сдвиговой зоне (Уссурийская), и петрологические особенности его пород позволяют предположить, что формирование массива, вероятно, происходило в обстановке сосдвигового растяжения и локального декомпрессионного плавления.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1. 572 с.
2. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Лаврик С.Н., Касаткин С.А., Терентьева Л.Б. Первые данные по изотопному составу неодиима метаморфических породах Южного Приморья // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. Хабаровск: Изд-во ИТИГ ДВО РАН, 2011. С. 66-68.
3. Мишкин М.А., Ханчук А.И., Журавлев Д.З., Лаврик С.Н. Первые данные по Sm-Nd систематике метаморфических пород Ханкайского массива Приморья // ДАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 813-815.
4. Симаненко В.П., Ханчук А.И., Голозубов В.В. Первые данные по геохимии альб-сеноманского вулканизма Южного Приморья // Геохимия. 2002. №1. С. 95-99.
5. Уткин В.П. Сдвиговой структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. № 3. С. 21-43.
6. Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адацитов в Приморье // ДАН. 2011. Том 438, № 5. С.1-6.
7. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662-665.
8. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1-24.
9. Tsutsumi Y., Horie K., Sano T. et al. LA-ICP-MS and SHRIMP age of zircons in chevkinite and monazite tuffs from the Boso Peninsula, Central Japan // Bull. Natl. Mus. Nat. Sci., Ser. 2012. C, 38. P.15-32.
10. Valley J.W., Taylor H.P., O'Neil J.R. Stable isotopes in high temperature geological processes. Reviews in mineralogy // Mineral. Soc. of America. 1986. V. 16. P. 250.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН СРЕДНЕГО-ЮЖНОГО УРАЛА

Шардакова Г.Ю.<sup>1</sup>, Савельев В.П.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии ИГГ УрО РАН

г. Екатеринбург, shardakova@igg.uran.ru

<sup>2</sup>ОАО «Челябинскгеосъемка», г. Челябинск

Одним из финальных этапов, приведших к формированию Уральского орогена, является коллизия, возраст которой маркируется внедрением гранитоидных интрузий. Граниты пермско-триасового возраста широко развиты на Среднем и Южном Урале, от области сочленения с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) до границы с Казахстанским континентом [2, 4, 6 и др.]. При этом геохимические характеристики коллизионных гранитов закономерно варьируют в зависимости от состава субстрата для их выплавления [4, 6]. Нами в процессе геологической съемки на площади Кыштымского листа (1:200 000, Челябинская область) получены новые геохимические и возрастные данные для ряда гранитоидных комплексов из разных структурных зон Урала и его обрамления.

Кизильский комплекс развит в пределах Уфалейского блока, расположенного западнее зоны Главного Уральского разлома, и претерпевшего длительную эволюцию, которая фиксируется эпизодами гранитного магматизма. Здесь широко развиты докембрийские (1100-900 млн лет [3]) гнейсы в ассоциации с амфиболитами, которые секутся гранитами венд-кембрийского (битимский комплекс), карбонового (уфалейкинский) и пермского (см. далее) возрастов. Граниты кизильского комплекса образуют рои даек, а также входят в состав полихронных плутонов (Нижнеуфалейский и Никольский). Граниты имеют очковую гнейсовидную и полосчатую текстуру, порфировидную структуру (ПВ – плагиоклаз и микроклин); участками катаклазированы. Состоят из

кварца, плагиоклаза и микроклина (примерно в равных соотношениях), биотита (3-5 %), вторичного мусковита; аксессуарии – сфен, гранат, циркон, магнетит. Относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий; это среднекалиевые, металлюминиевые разности. По соотношениям Rb и Sr – отвечают производным орогенной андезитовой [4] магмы; попадают в поле [3] синколлизийных образований. Имеют суммы РЗЭ 50-70 г/т, La/Yb=10-40, негативные аномалии Eu. По указанным параметрам породы данного комплекса близки к коллизийным гранитным сериям Среднего Урала [2, 4, 6]. Rb-Sr возраст кизильских гранитов составляет  $267,6 \pm 1,3$  млн. лет, K-Ar несколько омоложен ( $206 \pm 20$  млн лет). Это первые достоверные цифры, указывающие на то, что даже древние блоки западного склона Урала (отторженцы ВЕП?) были вовлечены в коллизийные процессы «уральского» этапа развития.

Кыштымский комплекс находится в центральной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, среди пород кыштымской метаморфической толщи (PR<sub>1</sub>) (древний гнейсово- мигматитовый комплекс). Породы представлены массивными или гнейсовидными мелко- среднезернистыми мусковитовыми (иногда с гранатом) гранитами. Средний состав (об.%): калишпат (40-60), плагиоклаз № 18-20 (10-40), кварц (20-30), биотит (1-4), аксессуарии: апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. Граниты относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий, имеют повышенную щёлочность (8,4-8,6 %) при преобладании K<sub>2</sub>O (средне-высококалиевые), относятся к пераллюминиевому типу. По соотношениям Rb и Sr породы кыштымского комплекса отвечают производным орогенной андезитовой магмы; лежат в поле синколлизийных серий. Сумма РЗЭ – 50-70 г/т, La/Yb – 3-10, присутствует небольшая негативная аномалия Eu. Ar-Ar возраст гранитов кыштымского комплекса (по биотиту) составляет  $253,1 \pm 24$  млн. лет, K-Ar –  $227 \pm 15$  млн лет. Положение в разрезе, структуры пород, особенности состава минералов, характер распределения РЗЭ позволяют предполагать их анатектическую природу, выплавление из пород кыштымской толщи.

Увильдинско-кисегачский комплекс представлен на площади съёмки Увильдинским и Аргазинским массивами. Вмещающими являются метаморфические образования сайтовской и кыштымской толщ (PR<sub>1</sub>) (сланцевое обрамление ильменогорского полиметаморфического комплекса). I фаза комплекса – монцогаббро, монцодиориты; II (главная) – граносиениты, порфиоровидные граниты; III – граниты биотитовые двуполевошпатовые, дайки гранитов и пегматитов. Подробно строение, состав серий и геохимические особенности плутонов данного комплекса, относимого к монцодиорит-гранитной формации, описаны в работах [4, 5 и др.].

Нами рассмотрены кислые разности. Породы II фазы состоят (об.%) из плагиоклаза (20-40), КПШ (20-40), кварца (10-15), сфена (1-2), апатита (1-2); биотита (5 %); аксессуарии – циркон, магнетит, ильменит. Полевые шпаты образуют широкотаблитчатые зёрна размером 2-3 мм, представленные зональным плагиоклазом и нерешетчатым микроклином с пертитовыми вростками плагиоклаза; характерны мирмекиты. Плагиоклаз из вкрапленников имеет состав An<sub>1-15</sub>, в базисе породы – An<sub>8-15</sub>.

Граниты (III фаза) образуют малые тела, секущие ранние члены серии и вмещающие породы. Имеют мелко-среднезернистую порфиоровидную структуру, состоят (об.%) из плагиоклаза (35-40), КПШ (25-35), кварца (30-35), биотита (3-5); аксессуарии – апатит, циркон, магнетит, сфен и ильменит. Отмечаются также аплиты и пегматиты. Гранитоиды относятся к субщелочному типу серий; они высококалиевые; характерна повышенная суммарная щелочность при некотором преобладании Na<sub>2</sub>O (Увильдинский массив). Сумма РЗЭ в гранитоидах II-III фаз – 200-600 г/т, La/Yb=50-100, аномалия Eu имеет переменный знак, иногда ее нет. Характерны несколько повышенные (относительно других описываемых объектов) содержания Nb, Zr, Sr, Rb, Ba, Be, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Nb, Th, а также P. Граниты увильдинско-кисегачского комплекса на диаграмме Rb-K<sub>2</sub>O отвечают гранитоидам базальтоидного происхождения, содержания Sr и Rb указывают на латитовый состав исходной магмы. На геотектонических диаграммах данные породы отвечают синколлизийным сериям.

По данным [1], K-Ar возраст комплекса (по биотиту) составляет 274-260 млн. лет, Rb-Sr – 263 ±21 млн. лет [5]. По нашим данным, Ar-Ar возраст гранитов Аргазинского массива (по биотиту) составил 251-247 млн. лет. Возрастные датировки гранитоидов увильдинско-кисегачского комплекса в интервале от ранней-средней перми до раннего триаса могут отражать длительное время становления.

Сабанайский комплекс представлен Акакульским и Сабанайским массивами, секущими породы кыштымской (PR<sub>1</sub>) и булатовской (S<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>) толщ обрамления ильменогорского комплекса. Граниты имеют массивную текстуру, среднезернистую, часто порфировидную структуру, с гипидиоморфным базисом. Средний минеральный состав (об.%): плагиоклаз № 13-18 (27-33), калишпат (29-40), кварц (25-30), биотит (1-5), мусковит (0,5); акцессорная ассоциация: гранат, апатит, циркон, монацит, молибденит, магнетит, ильменит, пирит, изредка – флюорит. В протолочках установлены также рутил, торит, пироклор, урановая смолка, колумбит.

Гранитоиды относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий, высококальциевым, умереннощелочным разностям (сумма щелочей 8,37-11,16 %); это металлюминиевые породы. По соотношению Rb и Sr породы сабанайского комплекса попадают в поля производных андезитовой и латитовой магм, на геотектонических диаграммах лежат в поле синколлизиионных серий. Сумма РЗЭ в сабанайских гранитах 100-150 г/т, La/Yb=40-50, характерна негативная аномалия Eu. Получен Ar-Ar возраст (по биотиту) 248,8 ±3,4 млн. лет и 251,2 ±2,4 млн. лет. Возраст и петрогеохимические особенности указывают на связь с процессом коллизии.

Петуховский комплекс на площади листа представлен Аллакиозёрским массивом и несколькими мелкими гранитными телами, которые секут метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы булатовской толщи (S<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>), вероятно, имеющие островодужную природу. Породы данного комплекса входят в состав полихронных плутонов монцодиорит-гранитного ряда [2, 5 и др.].

I фаза комплекса – средне-крупнозернистые мезо- и лейкократовые адамеллиты, иногда порфировидные (ПВ – КПШ и плагиоклаз), с гипидиоморфнозернистым «базисом». Состоят (об. %) из плагиоклаза (40-44), калиевого полевого шпата (25-31), кварца (15-20) и биотита (не более 5). Акцессорная ассоциация представлена апатитом, сфеном, эпидотом, ортитом, магнетитом. II фаза – граниты и граносиениты гипидиоморфнозернистой среднезернистой структуры; по сравнению с породами I фазы они обогащены кварцем (до 30 %), содержат 2 слюды (до 3 %).

Гранитоиды петуховского комплекса относятся к известково-щелочному типу серий, субщелочному ряду, металлюминиевым, высокощелочным разностям с незначительным преобладанием Na над K. На геотектонических диаграммах лежат в поле синколлизиионных образований, по соотношению Rb и Sr отвечают производным высокощелочных базальтоидных, андезитовых или латитовых магм [4]. Суммы РЗЭ варьируют от 78 до 329 г/т, La/Yb=42-90, аномалия Eu – слабая (негативная или позитивная). По типу и уровню распределения РЗЭ граниты петуховского комплекса близки к породам коллизиионных серий. Ar-Ar возраст (по биотиту) порфировидных гранитов составил 249,0 ±2,3 и 249,9 ±2,3 млн. лет. Отметим, что на описываемой площади Ar-Ar возраст метаморфизма древних плагиогнейсов верхнесаитовской свиты также отражает их преобразования в ходе коллизиионных процессов (245,1 ±3,3 млн лет).

Геохимические особенности гранитоидов всех описанных комплексов указывают на связь с коллизиионной стадией развития Урала и, по-видимому, существенно коровый состав субстрата. Несмотря на то, что площадь работ имеет сложное блоковое строение, граниты разных комплексов приурочены к фрагментам с корой изначально разной природы, и описываемый набор комплексов не является четким латеральным рядом, тем не менее, отметим общую тенденцию возрастания величин La/Yb, суммы РЗЭ, Zr, Nb, Th (а также ряда других «коровых» компонентов) в восточном направлении, что, очевидно, указывает на рост в субстрате для выплавления гранитоидов доли сиалического материала. Полученный диапазон изотопных датировок (267-247 млн. лет) также укладывается во временной интервал, в течение которого имела место

коллизийная обстановка на Урале, и расширяет представления о масштабе проявления этого тектоно-магматического события.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 107-110.

2. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизийной стадии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 36-108.

3. Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. С. 201-203.

4. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 247 с.

5. Ронкин Ю.Л., Смирнов В.Н., Лепихина О.П., Щекунцова О.С. Возрастное положение и генезис монцодиорит-гранитной формации восточного склона Среднего Урала: Rb-Sr изотопные ограничения // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. Докл. VI Уральского петрографического совещания. Часть 2. Екатеринбург, 1997. С. 193-196.

6. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С.62-85.

## ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

### НА ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

### (НА ПРИМЕРЕ В. ГОЛОВНИНА, ОСТРОВ КУНАШИР, РОССИЯ)

Шевко Е.П.<sup>1,2</sup>, Бортникова С.Б.<sup>2,3</sup>, Жарков Р.В.<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup>*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск*

<sup>3</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН  
г. Новосибирск, bortnikovaSB@ipgg.nsc.ru*

<sup>4</sup>*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН  
г. Южно-Сахалинск, rafael\_zharkov@mail.ru*

Представлены результаты полевых и лабораторных исследований и построенная на основании фактических данных модель по перераспределению химических элементов в подповерхностном пространстве термальных полей в результате фазовых переходов во флюиде.

**Объект исследования.** Кальдера Головнина находится на юге острова Кунашир, ее диаметр более 10 км. в основании и 4,5 км. по гребню. Стенки кальдеры сложены в основном туфогенно-осадочными породами. В центре кальдеры расположено несколько экструзивных куполов андезидацитового состава. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере связано с фреатическим взрывом, в результате которого образовался кратер диаметром около 350 м, заполненный озером Кипящее.

Предметом изучения были термальные поля на берегах оз. Кипящее. Исследованные термальные источники характеризуются большим разбросом физико-химических параметров, даже в пределах отдельных полей (рис. 1).

Общая особенность растворов из кипящих котлов заключается в относительно низком значении Eh, обстановка в них соответствует слабоокислительным, или даже – слабовосстановительным условиям. При этом кислотность среды изменяется в широких пределах: на термальных полях, на расстоянии буквально в несколько метров друг от друга проявлены кислые и ультракислые воды и рядом – нейтральные и субщелочные. Исследование глубинного строения термальных полей оз. Кипящее методом электротомографии продемонстрировало наличие мощных каналов, поставляющих гидротермальные флюиды к поверхности. Конфигурация каналов доволь-

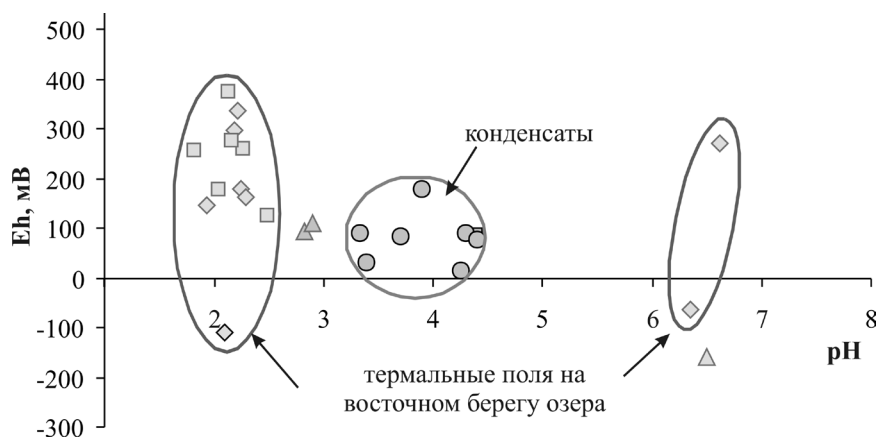


Рис. 1. pH-Eh параметры растворов термальных источников в кальдере Головнина.

но изменчива, она определяется наличием горизонтов или блоков плохопроницаемых пород. Разнообразие составов в поверхностных разгрузках в большой степени определяется внутренней структурой полей.

**Методы.** Полевые исследования включали в себя отбор проб растворов термальных источников, и по специально отработанной методике отбирались конденсаты фумарольных газов. При отборе проб на месте замерялись неустойчивые параметры (pH, Eh, T, Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup>). Растворы котлов и источников после фильтрования через фильтр 0,45 мкм анализировались методом ИСП-АЭС для определения содержаний основных катионов и примесных элементов, прибор IRIS фирмы Jarell Ash Corporation (США). Анионный состав (содержания SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>3-</sup>) определялся методом ионной хроматографии. Анализ на содержание широкого спектра элементов в твердом веществе проводился на станции элементного анализа на базе синхротронного излучения ВЭПП-3 (ИЯФ СО РАН). Чувствительность определения составляет 0,1 г/т, ошибка определения – 15%. Физико-химическое моделирование проводилось с помощью ПК Селектор.

**Геохимический состав источников.** По катионному составу растворы термальных источников могут быть разделены на несколько типов:

I. Кальций-натрий-магниевый тип низкоминерализованных вод. К этому типу относятся почти все источники с субнейтральной-слабощелочной средой. Во всех калий составляет несколько процентов, однако, концентрации Fe и Al низкие (< 1 %). К этому же типу можно отнести растворы пяти котлов, в которых алюминий и железо могут считаться макрокомпонентами (Al 8 – 20 мг-экв%; Fe 1 – 4 мг-экв%). Эти кислые котлы, сформированные, видимо, тоже из поверхностных вод, но при заметном участии глубинных гидротерм. Для этого типа характерны сравнительно повышенные концентрации примесных породообразующих: Mn-Ba-Sr и анионогенов: Sb-Se-Te-As. Поскольку предположительно воды формируются из поверхностных резервуаров, выщелачивание примесей из породообразующих минералов может происходить при длительном взаимодействии «раствор – вмещающая порода», тем самым, переводя в раствор некоторые химические элементы. Подвижные анионогены способны поставляться в поверхностные воды с паро-газовой фазой.

II. Натриево-кальциевый тип. Содержания катионов в растворах наиболее высоки из всех (особенно выделяется Na), хотя общая минерализация по уровню составляет среднее среди изучаемых растворов. Доля железа и алюминия составляет целые проценты в кислых растворах этого типа, но практически отсутствуют в субнейтральном котле. Из микрокомпонентов выделяются ассоциации: В-Li-Be и металлы: Cr-Ni-Zn-Ag. Высокое содержание натрия в водах этого типа, возможно, связано с прониканием морских вод в подземные резервуары, а вместе с ними – В. Повышенные концентрации лития и бериллия, как правило, указывают на присутствие во вмещающих породах ореолов метасоматитов, обогащенных слюдами (мусковитом-серицитом) – основными минералами-концентраторами этих элементов. Ассоциация металлов, включающая хром и никель, свойственна гидротермалитам со значительной долей магматического флюида.

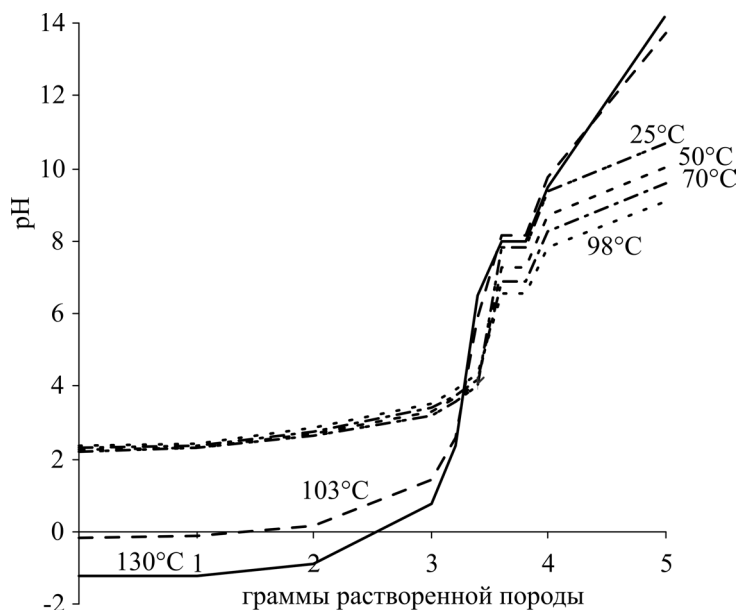


Рис. 2. Расчетная зависимость кислотности термальных растворов от количества растворенной породы и температуры.

III. Натриево-кальциево-глиноземный тип. В растворах этого типа доля алюминия составляет 16 – 24 мг-экв% с заметным участием в катионном составе железа (0,4 – 4 мг-экв%). Так же сравнительно повышенные концентрации Pb-Cd и Rb-As.

Большое разнообразие в составе указывает на сложные процессы формирования поверхностных термальных разгрузок с участием растворов, отличающихся по составу, генезису и механизму транспорта к поверхности.

**Физико-химическое моделирование.** Первая схема физико-химической модели – растворение ультракислым флюидом разного количества андезита (соотношение В/П от 1000/1 до 1000/5) при разных температурах. В результате формируются растворы от щелочных до ультракислых (рис. 2). Интересно отметить формирование растворов с отрицательными рН за счет кипения. Их количество ограничивается десятыми долями процентов от общей массы флюида, однако, при взаимодействии с породами такие растворы предполагают совсем иной тип выщелачивания.

На следующем этапе рассмотрены два варианта выхода на поверхность газогидротерм: А) подъем магматогенного флюида в виде высокотемпературного раствора и последующее вскипание; Б) подъем высокотемпературных магматогенных газов и конденсация в приповерхностном

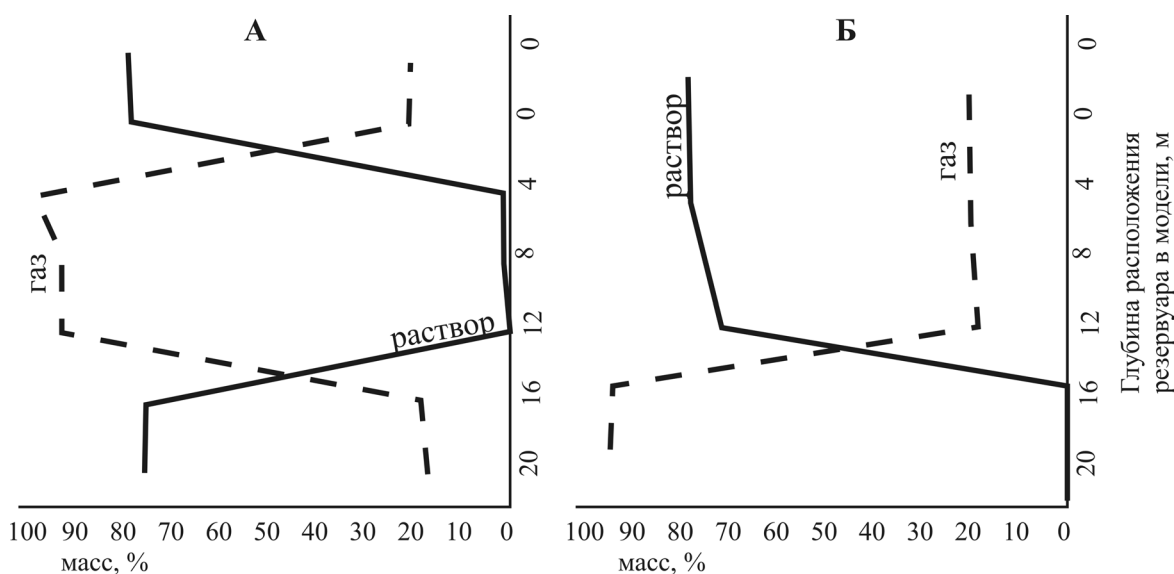
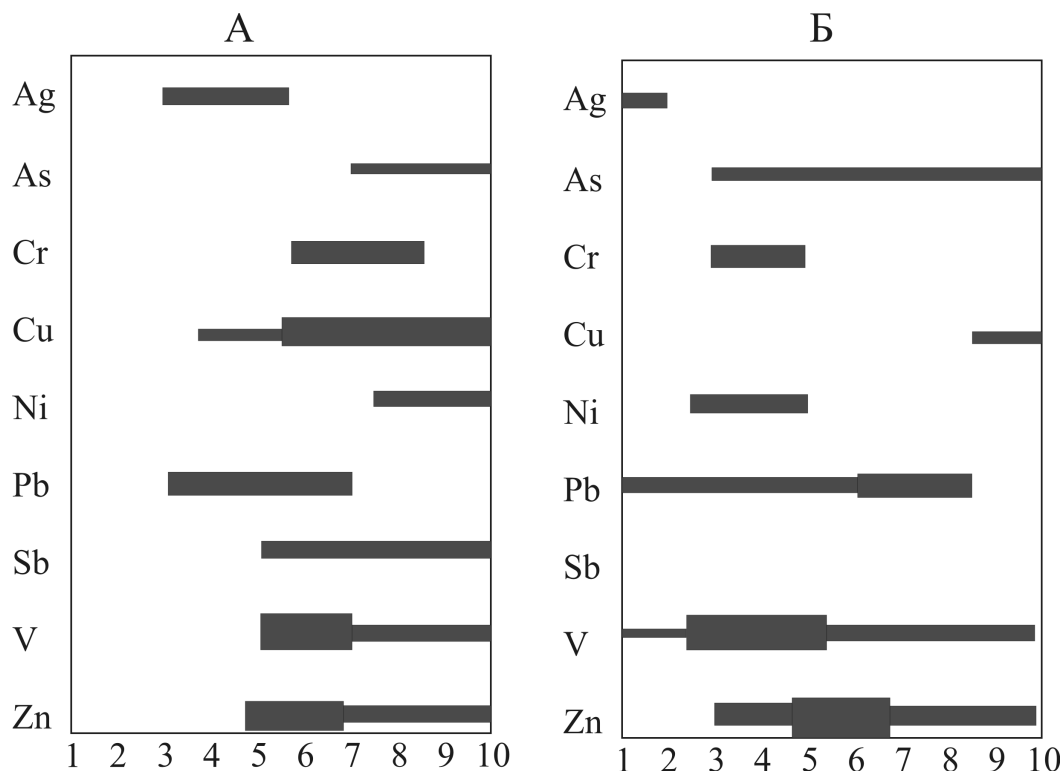


Рис. 3. Фазовый состав модели в зависимости от глубины для двух вариантов распределения температуры и давления.





**Рис. 4.** Накопление рудных элементов в подповерхностной зоне в зависимости от времени существования гидротермальной системы и типа пути миграции.

пространстве. Расчетное распределение содержания фаз во флюиде показано на рис. 3. Безусловно, геологические системы могут совмещать и несколько раз повторять описываемые ситуации.

Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей. Но кроме того, отложение элементов в зависимости от свойств флюида будет идти по разному (рис. 4).

В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитеермальные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами, встречающимися на его пути.

#### **Выводы:**

- Пути миграции магматогенных флюидов и, как следствие, фазовые переходы в них определяют состав термальных растворов и фумарольных газов, которые фиксируются на поверхности термальных полей;
- Широкий спектр составов термальных вод связан не с различными источниками вещества, а с формами переноса элементов (газ/раствор) и степенью взаимодействия с породами, слагающими каналы транспорта флюидов;
- В зависимости от условий миграции магматогенного флюида, отсутствия или наличия флюидоупоров, в приповерхностном пространстве активных гидротермальных систем могут формироваться различные эпитеермальные месторождения, связанные не с особенностями системы поставляющей флюид, а с фазовыми барьерами встречающимися на его пути.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант №14-05-00798.

# ПОВЕДЕНИЕ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСТРОВДУЖНЫХ МАГМ НА ПРИМЕРЕ ТОЛЕИТОВОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОФИОЛИТОВ ТРООДОС (О. КИПР)

Шишкина Т.А.<sup>1</sup>, Портнягин М.В.<sup>1,2</sup>, Гарбе-Шёнберг Д.<sup>3</sup>, Миронов Н.Л.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
г. Москва, shikotanya@mail.ru*

<sup>2</sup> *Центр исследования океана им. Гельмгольца, ГЕОМАР, г. Киль, ФРГ*

<sup>3</sup> *Институт наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта, г. Киль, ФРГ*

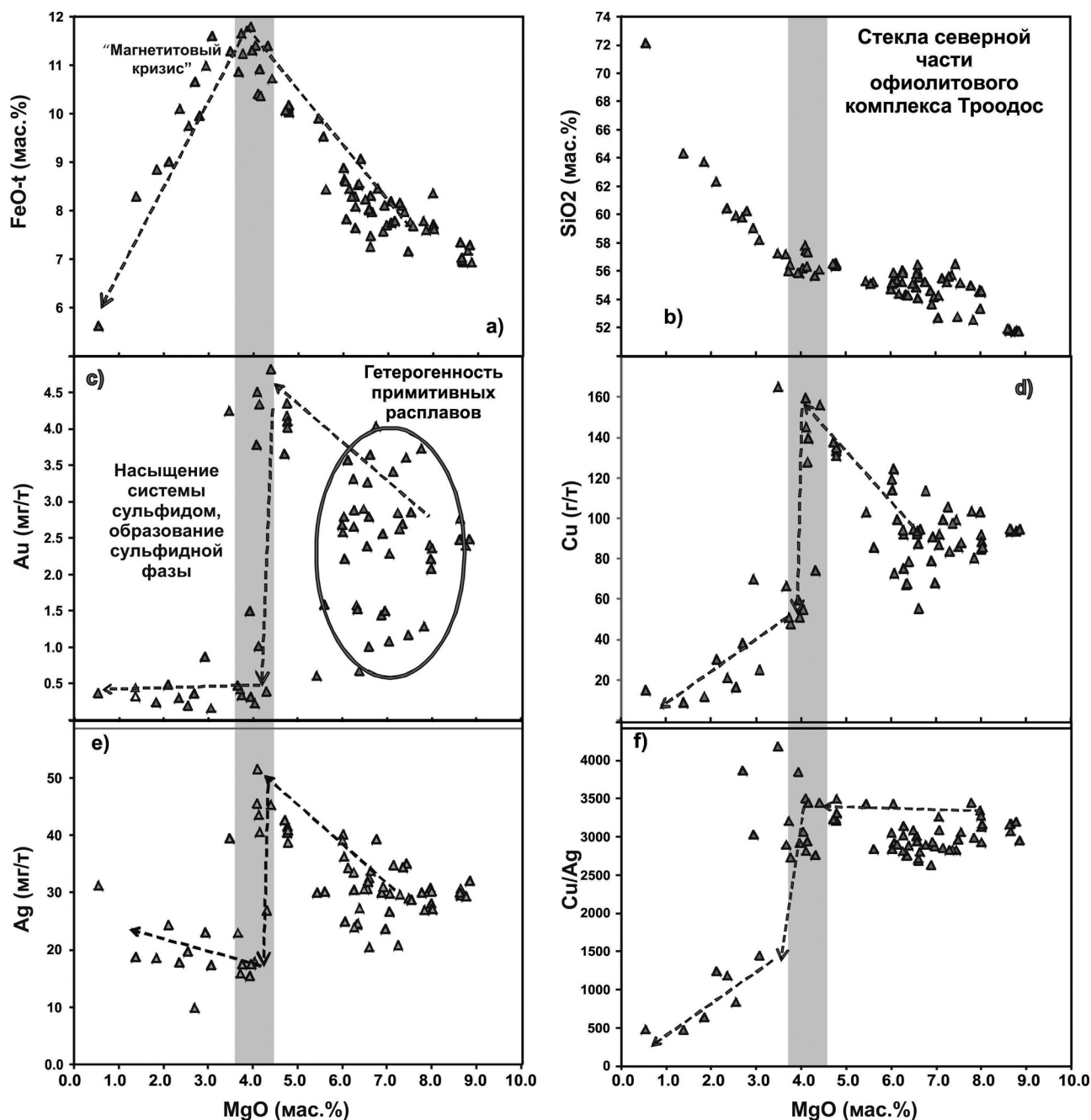
Геохимия халькофильных элементов в магматических процессах остается слабо изученной вследствие их низких концентраций в магмах, аналитических трудностей и возможности контаминации валовых образцов пород сульфидами или вторичными минералами. Развитие локального микроэлементного анализа методом LA-ICP-MS сделало изучение халькофильных элементов более доступным. В этой работе нами представлены новые данные анализа халькофильных элементов (Cu, Ag, Au, Zn, As, Sb, Tl, Bi) в закалочных стеклах пород офиолитов Троодос. Эти данные были получены с использованием специально разработанной методики высокоточного анализа методом LA-ICP-MS. Анализы проводились в Институте наук о Земле при университете им. Христиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборе Agilent 7500s совмещенном с 193 нм Nd-YAG эксимерным лазером фирмы Coherent в системе GEOLAS Pro. Тщательный тюнинг прибора, длительные времена измерения фона, использование лазерного пучка диаметром 140 мкм, добавка водорода в несущий газ, мониторинг наложения комплексных ионов с использованием специальных стандартов позволили добиться очень низкого порога обнаружения для многих халькофильных элементов и обеспечить их воспроизводимый анализ на уровне природных концентраций. Например, порог обнаружения Au при данных условиях анализа составил 0,3 мг/т, что является лучшим результатом в мире для данного метода. Все образцы изученные в данной работе анализировались 3-6 раз, в том числе в различные аналитические сессии. На графиках представлены средние значения полученных концентраций.

В данной работе были изучены 70 образцов закалочных стекол (стекловатые корки подушечных лав, гиалокластиты) из северной части офиолитового массива Троодос, представляющих низко-К серию островодужных толеитов, варьирующих по составу от примитивных высокомагнезиальных базальтов (~9,0 мас.% MgO; ~52 мас.% SiO<sub>2</sub>) до риолитов (~0,5 мас.% MgO; ~72 мас.% SiO<sub>2</sub>). Особенностью стекол Троодоса является толеитовый тренд дифференциации обусловленный накоплением железа (и титана) при кристаллизации. Резкое падение концентраций этих элементов наблюдается при MgO ~ 3,5 – 4,0 мас.%, что вызвано началом кристаллизации магнетита (рис.).

Полученные в работе результаты по содержанию халькофильных элементов в стеклах показаны на рис. По сравнению с составами стекол базальтов СОХ [1, 2] примитивные стекла массива Троодос (MgO > 6 мас.%) содержат более высокие концентрации мышьяка (250-1400 мг/т), сурьмы (18-150 мг/т), таллия (15-110 мг/т), висмута (10-100 мг/т). Концентрации цинка (55-93 г/т) – ниже, чем в базальтах СОХ. Содержания меди (60-112 г/т) и серебра (20-40 мг/т) в целом близки к концентрациям этих элементов в базальтах СОХ (в среднем 87 г/т и 24 мг/т [2]). Концентрации золота в примитивных стеклах Троодоса варьируют в широком диапазоне (0,7-4 мг/т) и сходны с типичными значениями содержания золота в базальтах СОХ в области концентраций 0,5 – 1 мг/т.

В интервале MgO=4-6 мас.% все халькофильные элементы ведут себя как типичные несовместимые элементы (например, К, Rb, Ва, ЛРЗЭ). В стеклах с наблюдается значительное накопление данных компонентов, например, меди до значений 160 г/т, серебра – до 50 мг/т, золота – до 5 мг/т, что характерно для островодужных серий пород [3].

При появлении магнетита на ликвидусе расплавов при MgO ~ 3,5 – 4,0 мас.%, происходит резкое падение концентраций этих элементов до значений 50 г/т Cu, 16 мг/т Ag, <1 мг/т Au. В ходе последующей дифференциации расплава вплоть до дацитов и риолитов с 0,5 мас.% MgO наблю-



**Рис.** Вариации содержаний главных ( $\text{FeO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ) и халькофильных ( $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Cu}$ ) элементов и отношения  $\text{Cu}/\text{Ag}$  в закалочных стеклах из офиолитов Северной части массива Троодос, Кипр. Серым полем отмечен диапазон составов, в котором наблюдается резкое падение  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Cu}$ , связанное с «магнетитовым кризисом». Стрелки показывают путь эволюции расплавов. На рисунке с дополнительно отмечена область наиболее примитивных составов, в которой наблюдаются сильные вариации содержания золота, что может быть связано с гетерогенностью источников исходных магм.

дается постоянное снижение концентрации меди (до 10-15 г/т) при относительно постоянных содержаниях золота и незначительном накоплении серебра (рис.). Подобное поведение  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$  и  $\text{Cu}$  в ходе дифференциации расплава принципиально отличается от расплавов COX, в которых наблюдается постоянно снижение концентраций этих элементов на фоне роста концентраций железа (и титана). Поведение других халькофильных элементов ( $\text{Zn}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Tl}$ ,  $\text{Bi}$ ) отличается от  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag}$  и  $\text{Cu}$ . Эти элементы накапливаются в ходе всей эволюции исходного расплава от базальтов до риолитов и являются несовместимыми даже после появления на ликвидусе магнетита.

Резкое падение концентраций Au, Ag и Cu при появлении на ликвидусе магнетита было ранее описано для базальтов задугового бассейна Манус и получило название «магнетитового кризиса» [1]. Суть «магнетитового кризиса» заключается в понижении концентраций железа в расплаве в результате кристаллизации магнетита, что также понижает растворимость серы в расплаве и вызывает появление на ликвидусе сульфида. Au, Ag и Cu обладают наиболее сильным сродством к сульфидной фазе ( $D$  сульфид-расплав  $> 20$ ). При появлении на ликвидусе сульфида эти элементы концентрируются в нем, а их содержание в силикатном расплаве падает.

Моделирование, проведенное на основании экспериментальных данных [3, 4] показало, что для воспроизведения наблюдаемых концентраций и трендов эволюции содержаний Au, Ag и Cu в ходе дифференциации расплавов массива Троодос, в момент насыщения расплавов сульфидом необходимо присутствие ~5 % сульфидной фазы, которая бы состояла преимущественно из твердой сульфидной фазы (моносульфид, MSS) и незначительного количества сульфидной жидкости (SL) (100-90 % MSS и 0-10 % SL).

Процессы накопления рудных халькофильных элементов в ходе дифференциации родоначальных островодужных магм, а также обогащенность исходных расплавов являются важными начальными звеньями для образования месторождений этих элементов в надсубдукционных обстановках.

Аналитические исследования по данному проекту проводились в рамках проекта РФФИ № 12-05-33053\_мол-а-вед. Систематизация данных и участие авторов в конференции стали возможными при поддержке Российского Научного Фонда (проект № 04-17-00582).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Jenner, F. E., O'Neill, H. S. T. C., Arculus, R. J., and Mavrogenes, J. A., 2010, The Magnetite Crisis in the Evolution of Arc-related Magmas and the Initial Concentration of Au, Ag and Cu: *Journal of Petrology*, v. 51, no. 12, p. 2445-2464.
2. Jenner, F.E., and O'Neill, H.S.C., 2012, Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses: *Geochem. Geophys. Geosyst.*, v. 13, p. Q02005, doi:02010.01029/02011GC004009.
3. Lee, C.-T. A., Luffi, P., Chin, E. J., Bouchet, R., Dasgupta, R., Morton, D. M., Le Roux, V., Yin, Q.-z., and Jin, D., 2012, Copper Systematics in Arc Magmas and Implications for Crust-Mantle Differentiation: *Science*, v. 336, no. 6077, p. 64-68.
4. Li, Y., and Audétat, A., 2012, Partitioning of V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Au, Pb, and Bi between sulfide phases and hydrous basanite melt at upper mantle conditions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 355, p. 327-340.
5. Li, Y., and Audétat, A., 2013, Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: Implications for the formation of Au-rich magmas and crust-mantle differentiation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 118, p. 247-262.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ КИСЛЫХ МАГМ (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН*

*г. Якутск, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

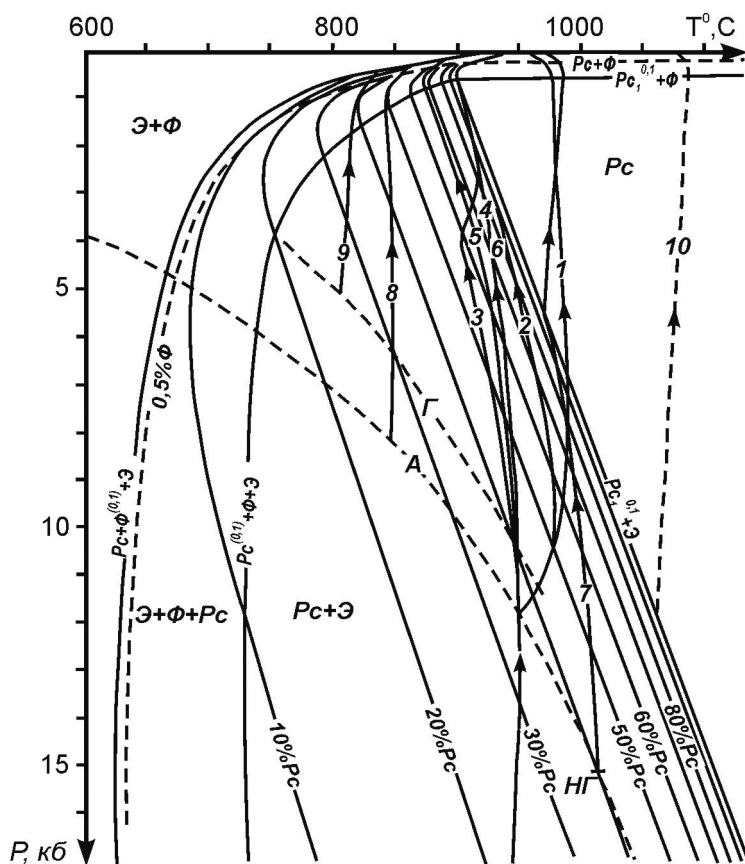
Проблема происхождения кислых магм долгое время не имела убедительного решения. Это связано с тем, что по экспериментальным данным [1] в первичном ультраосновном веществе Земли кислые выплавки могли возникать лишь при плавлении его на 3 – 5 % в условиях давления менее 3 – 4 кбар. Однако по принимаемой в геологии гипотезе холодной аккреции нашей планеты на глубине, соответствующей этому давлению (менее 10 – 15 км), никогда не существовала температура (1000 – 1100 °С), необходимая для начала плавления этого вещества. По экспериментальным данным [4] 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 % [3]. Отсутствие в тысячах изученных ксенолитов эклогитов из кимберлитов кислых по составу обособлений опровергает предположение [2] о выплавлении кислых магм из этих пород.

Выход из тупика намечился 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 [3].

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 высокотемпературного 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 тек-



**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, Φ – 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 [3].

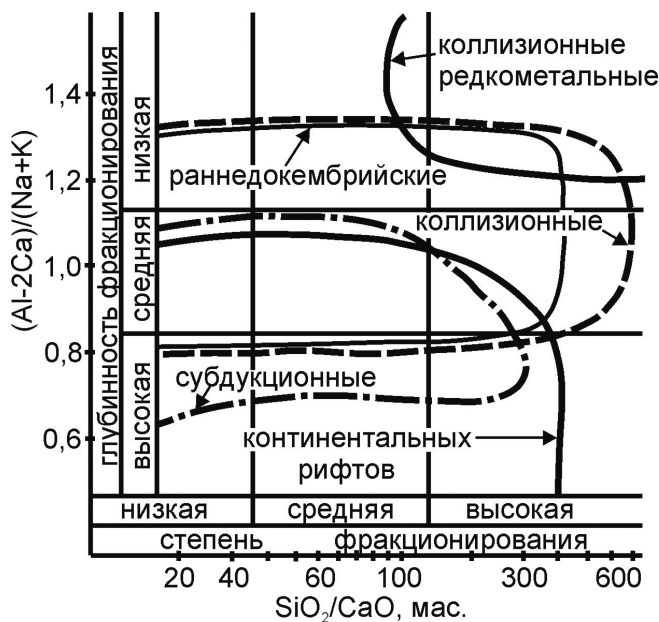


Рис. 2. Соотношение  $K_{Al} = (Al-2Ca)/(Na+K)$  и  $SiO_2/CaO$  в гранитоидах: раннедокембрийских Алданского щита; коллизийных и редкометалльных Главного батолитового пояса Яно-Колымской складчатой области; субдукционных и континентальных рифтов различных регионов [3].

тонических деформаций [3]. 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.

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 чутким 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 коллизийного 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 коллизийных областей.

При подъеме нижнемантийных плюмов содержащиеся в них тела эклогитов в первую очередь переплавлялись 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

1. 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.
2. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118–131
3. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. 452 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424–428.

## ПРОЦЕССЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ПРОИСХОЖДЕНИИ ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИТ–КОМЕНДИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПОРОД ВУЛКАНА БЕЛОГОЛОВСКИЙ (КАМЧАТКА) ПО ДАННЫМ EDS И LA-ICP-MS ИССЛЕДОВАНИЙ Щербаков Ю.Д.<sup>1</sup>, Перепелов А.Б.<sup>1</sup>, Карманов Н.С.<sup>2</sup>, Брянский Н.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН  
г. Иркутск, [scherb@igc.irk.ru](mailto:scherb@igc.irk.ru)

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

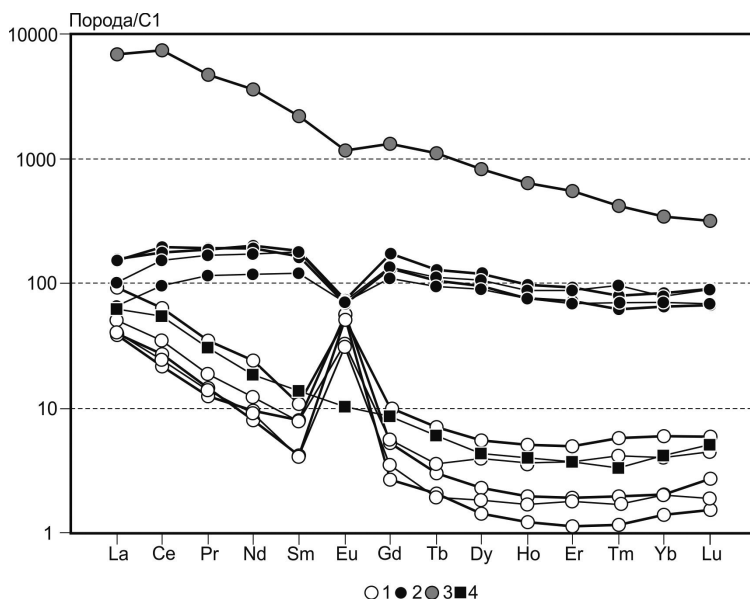
Для расшифровки процессов кристаллизационной дифференциации магматических расплавов и установления их роли в распределении редких элементов в вулканических породах методами моделирования необходимы данные о содержаниях петрогенных и редких элементов в пороодообразующих минералах. Эти данные могут быть получены при помощи EDS и WDS спектроскопии и методом LA-ICP-MS.

Нами с использованием указанных методов проведен минералого-геохимический анализ трахиандезит-трахит-комендитовой ассоциации пород, входящей в состав щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии вулкана Белоголовский вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Целью работы было установить возможность образования кремнекислых щелочных пород – трахитов, комендитовых трахитов и комендитов в процессах дифференциации трахиандезитовых и трахитовых магм.

Трахиандезиты вулкана Белоголовский имеют  $Pl+Cpx+Ol+Orx\pm Amph$  или  $Pl+Orx+Cpx\pm Ol\pm Amph+Mgt$  парагенезисы минералов-вкрапленников. Трахиты этого вулканического сооружения представляют собой плагиопорфировые породы, минералы-вкрапленники в которых представлены, как правило, ассоциацией  $Pl+Fsp+Cpx+Bt$  с участием в некоторых разностях  $Orx$ ,  $Amph$ ,  $Mgt$  и  $Plm$  в трахитовой, фельзитовой или гиалопилитовой основной массе. Крайне редко в трахитах отмечается  $Ol$ . Редкопорфировая структура комендитовых трахитов характеризуется  $Pl+Fsp+Kfs+Bt$  парагенезисом вкрапленников в фельзитовой основной массе. Комендиты вулкана обычно представлены стекловатыми или субафировыми разностями с незначительным количеством вкрапленников  $Kfs+Bt$  и еще более редкого  $Mgt$ .

Составы минералов-вкрапленников были установлены EDS методом, а их редкоэлементный состав определен с использованием системы лазерной абляции UP213A/S фирмы PerkinElmer (США) и квадрупольного масс-спектрометра LA-ICP-MS NexION 300Q фирмы Agilent Technologies Inc. (США). Для контроля качества LA-ICP-MS анализа минералов использованы международные стандарты NIST-610, 612, 614 и «внутренние» стандарты по концентрациям в минералах Si или Ca. Составы и микроэлементные характеристики исследованных пород установлены методами RFA и ICP-MS (ELEMENT 2 фирмы Finnigan MAT, Германия).

Как показано на примере распределения редкоземельных элементов в минералах трахитов (рис.), полевые шпаты трахитов имеют умеренные концентрации REE с высокой степенью их фракционирования и ярко выраженными максимумами нормированных концентраций Eu. Близики к ним по содержаниям REE биотиты, для которых Eu аномалия не характерна. Пироксены тра-



**Рис.** Распределение REE в трахитах вулкана Белоголовский по данным LA-ICP-MS. Содержания нормированы на С1 [2]. Условные обозначения. 1 – плагиоклазы, 2 – пироксены, 3 – апатит, 4 – биотит.

хитов отчетливо обогащены как легкими, так и тяжелыми элементами редкоземельной группы и REE в сравнении с полевыми шпатами. Для графиков распределения REE в пироксенах характерен отчетливый Eu минимум. Наиболее высокими концентрациями лантаноидов обладают апатиты. Уровни концентраций в них REE на 1-2 порядка выше, чем в других исследованных ми-

нералах. Для апатитов наблюдается высокая степень фракционирования REE и слабо выраженная отрицательная Eu аномалия. Из других примечательных особенностей в распределении редких элементов в минералах трахитов следует отметить высокие концентрации в полевых шпатах Ba (1500-2800 ppm), в пироксенах Sc (174-338 ppm) и Y (89-143 ppm), в биотитах Ba (3260 ppm) и Nb (73 ppm), в апатитах, помимо REE, также Y (824 ppm), Th (18 ppm) и U (6 ppm).

**Таблица 1.** Коэффициенты распределения редких элементов «минералов/расплав» для трахитов вулкана Белоголовский.

№ Обр.	ПП-2591			ПП-3102		
	Pl	Cpx	Ap	Pl	Cpx	Ap
<b>Ba</b>	2.11	0.03	н.о.	2.17	н.о.	н.о.
<b>Sr</b>	н.о.	0.07	1.15	н.о.	0.10	27.57
<b>Th</b>	0.22	0.10	4.12	0.05	н.о.	2.30
<b>U</b>	0.36	0.38	7.20	0.11	н.о.	2.13
<b>Y</b>	0.11	3.44	24.32	2.41	3.43	1.34
<b>La</b>	0.23	0.94	41.92	0.26	0.41	42.83
<b>Ce</b>	0.17	1.40	59.11	0.19	0.74	56.58
<b>Pr</b>	0.12	1.83	45.95	0.15	1.21	48.90
<b>Nd</b>	0.10	2.54	44.72	0.14	1.62	48.08
<b>Sm</b>	0.07	3.75	43.24	0.09	2.85	49.45
<b>Eu</b>	1.41	1.87	29.15	1.08	2.60	42.41
<b>Gd</b>	0.39	5.69	43.56	0.13	4.14	49.81
<b>Tb</b>	0.11	4.71	40.31	0.08	4.08	46.30
<b>Dy</b>	0.10	5.16	35.90	0.09	4.40	40.33
<b>Ho</b>	0.09	4.44	28.72	0.09	4.10	34.32
<b>Er</b>	0.08	4.43	26.37	0.11	3.50	27.61
<b>Tm</b>	0.10	4.07	21.06	0.08	3.50	20.34
<b>Yb</b>	0.10	4.09	16.85	0.10	3.41	15.88
<b>Lu</b>	0.13	4.13	14.65	0.08	3.08	13.90

*Примечание.* ПП-2591 – Amph-трахит, ПП-3102 – Bt-трахит. н.о. – не определено. Мин. – минералы.

В таблице 1 показаны коэффициенты распределения редких элементов для системы «минерал/расплав». В соответствии с отмеченным обогащением минералов из трахитов рядом редких элементов, коэффициенты распределения «минерал/расплав» значительно выше «1» для Ba и Eu в полевых шпатах, Y и HREE в пироксенах и Th, U, Y и REE в апатитах.

С использованием полученных нами и заимствованных из литературы коэффициентов распределения редких элементов для кислых магматических пород, а также данных о составах породообразующих минералов проведено моделирование процессов дифференциации трахиандезит-трахитовых магм.

Методами баланса масс и микроэлементного моделирования показано, что формирование трахинадезит-трахит-комендитового ряда пород в



составе щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии определяется реализацией процессов кристаллизационной дифференциации или «фильтр-прессинга» в малоглубинных магматических камерах с участием минерального парагенезиса Pl-Kfs-Cpx-Opx-Amph-Bt-Mgt-Ilm-Ap и преобладающей ролью полевошпатового компонента. Удовлетворительные результаты получены при расчете модели формирования трахитов в результате дифференциации трахиандезитовой магмы, а также при расчете модели Amph-трахит – комендитовый трахит и модели Bt-трахит – комендит. Для формирования трахитов из трахиандезитовой магмы необходимо допускать удаление из расплава Pl ~21, Ol ~4, Cpx ~4, Mgt ~2, Ilm ~2, Ap <2 об.%. Объем полученного трахитового расплава составляет в этом случае ~65 об.%. При фракционировании минералов из Amph-трахитов возможно получение ~48 об.% комендитового трахита (Pl ~21, Kfs ~23, Opx ~3, Cpx ~1%, Mgt ~3, Ilm ~1, Ap <1 об.%). Для того чтобы в результате дифференциации трахитовой магмы сформировался комендитовый остаточный расплав, необходимо фракционирование минералов Bt-трахита в количестве Pl ~13, Kfs ~33, Opx ~2, Mgt ~2, Ilm ~1, Ap <1 об.%. Объем комендитового остаточного расплава достигает при этом ~48 об.%.

Ранее О.Н. Волынцом с соавторами [1] было проведено моделирование формирования трахиандезиобазальт-трахиандезит-трахит-комендитовой серии пород вулкана Белоголовский в процессе кристаллизационной дифференциации. Авторы пришли к выводу о существовании двух линий дифференциации магм: 1. трахиандезиобазальт-трахиандезит-трахит-комендитовая, и 2. трахиандезиобазальт-трахиандезит-трахитовая. Как показывают результаты проведенного нами моделирования с использованием данных о распределении редких элементов в минералах из пород серии, схема дифференциации по [1] подтверждается. Исключение составляет лишь наш вывод о формировании комендитовых трахитов из Amph-трахитов и отсутствие связи этой группы расплавов с комендитами, тогда как в цитируемой работе указывалось, что этот тип пород имеет с ними генетическое родство. Возможно, это связано с отсутствием в тот период у авторов данных о распределении редких элементов в минералах исследуемых пород.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-12026-офи\_м, 14-05-00717, и Президиума СО РАН (интеграционный проект № 79).

## ЛИТЕРАТУРА

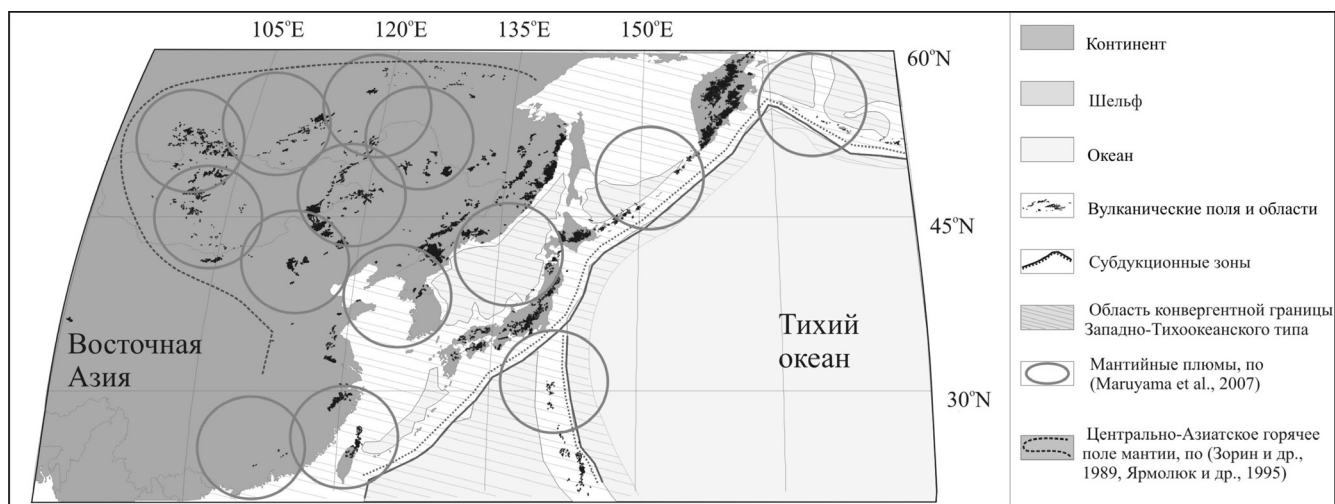
1. Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия. 1990. № 4. С. 506–525.
2. McDonough W., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.

## МАГМАТИЗМ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ, СФОРМИРОВАННЫХ НАД ГОРЯЧИМИ ПОЛЯМИ МАНТИИ (НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ – КАЙНОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ)

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.

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

Выделен Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ, который отличается широкой зоной проявления конвергентных процессов (в поперечнике более 1000 км) и особым строением, определяемым рядом закономерно сменяющих друг друга от океана к континенту структур: островные дуги → окраинные моря → рифтовые зоны краевой части континента → области внутриплитного магматизма. Соответственно с порядком структур изменяется характер магматизма от известково-щелочного на фронте конвергентной границы к субщелочному и щелочному внутриплитной специфике в тыловой ее части. Показано, что такой тип границ формируется в обстановках конвергенции над горячими полями мантии (Yarmolyuk et al., 2013)



**Рис.** Магматические области Востока Азии: Западно-Тихоокеанский тип конвергентных границ и распределение в его пределах областей новейшего вулканизма.

Особенности строения и закономерности формирования этого типа конвергентных границ и причины образования в их пределах окраинных и задуговых бассейнов рассматривались разными исследователями (Molnar P., Tapponnier P., 1975; Зоненшайн, Савостин, 1979; Ханчук и др., 2006; Miashiro, 1994; Maruyama et al., 2007; Zhao, 2009 и др.). Особые геодинамические условия этой обстановки отражены в вещественном составе соответствующих магматических пород (Федоров, 2006, Филатова, Федоров, 2001). В островодужных системах океанического края конвергентной области, например, Марианской, Идзу-Бонинской островных дугах, широко развиты породы толеитовой (островодужной) и известково-щелочные серий, характеризующиеся низким содержанием большинства несовместимых элементов, особенно высоkozарядных Ti, Nb, Ta и др.. В островных дугах, приближенных к краю континента (Япония, Камчатка), преобладают породы известково-щелочной серии, но, кроме того, появляются породы субщелочной серии. Для задуговых бассейнов характерны рифты (зоны спрединга), а состав их магматизма определяют базальты MORB типа, базальты, относительно обогащенные несовместимыми элементами (BAВ - back arc basalt), а также базальты OIB типа (например, в Японском море).

Особое место в строении конвергентной границы занимает внутриконтинентальная магматическая провинция Востока Азии. Она прослеживается от края континента далеко вглубь его (~3000 км) вплоть до Алтайских гор (рис.). В строении провинции различаются Дальневосточная и Центрально-Азиатская субпровинции (Ярмолюк и др., 2011).

Дальневосточная субпровинция (Северо-Восточный Китай, Хабаровский и Приморский края) охватывает равнинную и низкогорную окраину континента, образующую опущенную ступень относительно внутриконтинентальных (в том числе, Центрально-Азиатского) его участков. Она характеризуется развитием системы северо-восточных грабенов, которые протягиваются вдоль края континента и определяет линейный (рифтогенный) характер распределения вулканических полей. Внутриплитный характер магматической активности в пределах субпровинции не вызывает сомнений для позднекайнозойского этапа развития территории. Более ранние, например, меловые проявления вулканической активности в значительной степени контролировались процессами конвергенции на границе континентальной и океанической литосферных плит.

Для Центрально-Азиатской субпровинции характерны пространственно изолированные вулканические области, выделяющиеся длительным и многоэтапным развитием. История развития, по крайней мере, некоторых из них прослеживается, начиная с поздней юры в интервале времени около 160 млн. лет. На протяжении раннего мела в развитие этих областей преобладали процессы рифтогенеза и платоизлияния больших объемов. Повсеместное ослабление вулканической де-

тельности произошло в позднем мелу и раннем кайнозое. Общая активизация внутриплитного вулканизма намечается с конца раннего кайнозоя, когда в регионе возникло несколько новых вулканических областей. Позднекайнозойская вспышка вулканизма стала объединяющей для вулканических областей Дальневосточной и Центрально-Азиатской субпровинций.

Для магматизма провинции в целом типичны основные высококалийевые породы. По геохимическим характеристикам они близки к базальтам ОІВ типа. Разновозрастные породы характеризуются общими трендами распределения несовместимых элементов, что свидетельствует о геохимически однотипном составе их источников. В соответствии с изотопным составом пород (Sr, Nd, Pb) источники вулканизма в Центрально-Азиатской субпровинции формировались при участии умеренно деплетированной мантии типа PREMA, а также обогащенной мантии типа EM-I и EM-II. По своим параметрам этот совокупный источник расплавов сопоставляется с источниками базальтов океанических островов, таких как Питкерн и океаническое плато Кергелен.

Оценены закономерности миграции вулканизма в пределах вулканических областей. На примере Южно-Хангайской области показано, что разновозрастные проявления вулканизма образуют закономерно построенную цепь лавовых полей, палеогеографическая позиция которых остается постоянной во времени. Подобные следы остаются в литосферной плите при ее миграции над не меняющим свое положение источником магматизма (горячей точкой). Поэтому развитие области было связано с активностью мантийного плюма. Близкие закономерности развития, включая миграции центров вулканизма, установлены для ряда других позднемезозойских – кайнозойских вулканических областей Центральной Азии. Их сходство с ЮХВО подчеркивается близким составом пород вулканических ассоциаций, а также большой продолжительностью и многоэтапностью формирования. С учетом структурной независимости вулканических областей в пределах провинции можно предположить, что их формирование контролировалось обособленными горячими точками мантии (мантийными плюмами). Концентрация таких горячих точек мантии в пределах востока Азии и их синхронизированная вулканическая активность позволяют сделать вывод о существовании общего горячего поля мантии, регулировавшего деятельность этих изолированных плюмов.

Представления о наличии горячего поля мантии и отдельных мантийных плюмов в основании Ц. Азии подтверждаются данными гравиметрических (Зорин, Турутанов, 2005) и сейсмо-томографических (Мордвинова и др., 2007) исследований. Под районами новейшего вулканизма выявлены локальные выступы астеносферы, поднимающиеся до глубин менее 50 км от поверхности Земли (Зорин, Турутанов, 2005). Астеносферному выступу в основании Хангайского нагорья соответствует узкая низкоскоростная аномалия, которая прослежена до глубин 450–600 км (Мордвинова и др., 2007). Такие выступы астеносферы зафиксированы под другими вулканическими областями.

Вопросы формирования внутриплитной провинции широко обсуждались в последние десятилетия. Впервые на совмещение конвергентной границы на западе Тихого океана с Тихоокеанским суперплюмом обратил внимание Maquyama (Maquyama, 1994). Одна из наиболее обсуждаемых точек зрения на происхождение конвергентной границы и, в частности, ее внутриконтинентальной части была высказана в работах Д. Жао (Zhao, 2004, 2009) и Ю.А. Зорина (Зорин и др., 2006, 2005). В этих работах возникновение провинции связывается с особым типом субдукции под окраину Азии, в результате которой субдуцированный слэб образует слой, прослеживающийся в основании верхней мантии далеко под континент, в том числе под край вулканической провинции. Считается, что переработка мантии, связанная с участием стагнированной части слэба, является причиной зарождения мантийных струй, питающих внутриплитный магматизм. Наши данные существенно ограничивают достоверность этой модели. Во-первых, Центрально-Азиатская часть провинции расположена вне зоны возможного влияния стагнированного слэба. Во-вторых, в соответствие с сейсмотомографическими данными, мантийные плюмы под вулканическими об-

ластями прослеживаются до границы с нижней мантией и ниже, то есть ниже переходного слоя. В-третьих, за время существования вулканических областей Центрально-Азиатской субпровинции (~160 млн. лет) субдукционная система на восточной окраине континента неоднократно перестраивалась, менялся характер конвергенции, происходило смещение зон субдукции в сторону океана. Но эти перестройки никак не сказывались на размещении центров внутриплитного магматизма в Центрально-Азиатской части провинции. Независимость мантийных плюмов Центральной Азии от процессов субдукции позволяет предполагать их связь с оболочками Земли более глубинными, чем уровень стагнации субдуцированной литосферы в переходной зоне мантии.

Учитывая эти результаты, нами сделан вывод, что причиной образования конвергентных границ Западно-Тихоокеанского типа является взаимодействие субдуцируемых плит с горячей мантией Тихоокеанского суперплюма (или низкоскоростной Тихоокеанской мантийной провинции) (Kuzmin et al., 2010). В результате этого формирование зон конвергенции здесь происходило не на границе между принципиально различными литосферными плитами – океанической и континентальной, а внутри океанической плиты. Можно предположить, что подобное их образование было связано с падением плавучести «холодной» океанической плиты на «горячей» и менее плотной мантией, вследствие чего происходил излом и погружение океанической плиты в мантию с образованием внутриокеанических субдукционных границ с широким развитием вулканических пород повышенной щелочности. «Горячее» вещество мантии влияет также на характер развития внутренних участков области конвергенции. Оно участвует в образовании зон спрединга в окраинных морях, а также определяет характер рифтогенного магматизма в краевой и внутренней частях континента.