

кристаллические сланцы и гнейсы, свидетельствующие о высоких амплитудах складок. Большинство таких антиклинорий, увеличивающихся по протяженности, тяготеет к Уралу. Область распространения гранитоидов и древних риолитов в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы совместно с развитием интенсивных антиклинорий четко обозначает область активной кратонизации.

Выводы. Таким образом, кратонизация фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы завершилась в эпоху 250–246 млн лет (уральская складчатость). С этой эпохой совпадает синорогенный «мгновенный» плато-базальтовый магматизм возраст которого уточняется Н.Л. Добрецовым (Добрецов, 2005) до 250+5 млн лет. Эпиророгенный риолит-базальтовый магматизм, контролируемый аркогенными грабенами, был длительным и растянулся на время 246–200 млн лет назад. Туринская серия – раннеплатформенная формация тафrogenного яруса. Ее не следует выделять в особый промежуточный структурный этаж (ПСЭ) и включать в фундамент.

Список литературы

1. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. Труды ЗапСибНИГНИ. вып. 63. – М.: Недра, 1973. С. 120.
2. Бочкарев В.С., Федоров Ю.И. Тектоника и развитие Колтогорского и Уренгойского мегапрогибов (Западно-Сибирская плита). Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 125. 1977. С. 6269.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. № 1–2. 2003. С. 120–143.
4. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., и др. Консолидация фундамента Западной Сибири и вопросы унаследованности // Горные ведомости. №4. 2004. С. 6–20.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. и др. Особенности кратонизации фундамента Западной Сибири // Горные ведомости. №11. 2005. С. 6–12.
6. Бунина М.В. Новые данные о триасовых отложениях Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1961, с. 28–46. (Тр. КазИМС, вып. 6).
7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры горячих точек и термохимических шлюзов // Геология и геофизика, 2005. Т. 46 (6). С. 589–602.
9. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. №4.– С. 484–501.
10. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н., Берзина А.П., Киселева В.Ю., Морозова И.П. Эволюция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изверженных породах медно-молибден-порфириновых рудных узлов (по данным изучения акцессорного апатита) // Геология и геофизика, 2000. Т. 41 (8). С. 1113–1123.
11. Погорелов Б.С. О возрасте кайнотипных эффузивов Западной Сибири // Докл. АН СССР, 1966. Т. 169, № 4. С. 916–918.
12. Погорелов Б.С. Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М: Наука, 1977. 5 с.
13. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования). Доклады РАН, 2004. Т. 397. № 2. С. 239–242.
14. Fedoseev G.S., Sotnikov V.I., Ponomarchuk V.A. Permo-Triassic Granitoid and Basaltoid Magmatism of the Kolyvan'-Tomsk Folded Zone (Western Altai-Sayan Foldbelt) // Continental Growth in the Phanerozoic (Evidence from Central Asia): Novosibirsk, «GEO», 2001. P. 42–44.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОНОРИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ – ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА, МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Егорова С.В.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия, zumlic@mail.ru

Комплекс лерцолитов-габброноритов (КЛГН (Степанов, 1981)), возраст которого по данным разных исследователей оценивается в ~ 2.4 млрд лет (от 2.36 до 2.44 млрд лет), имеет наиболее широкое распространение среди друзитов Беломорского подвижного пояса. Этот комплекс представлен многочисленными дайками и малыми интрузиями варьирующими по составу от плагиоклазовых лерцолитов до лейкогабброноритов с преобладанием тел оливиновых габброноритов (вероятно, дезинтегрированные фрагменты более крупных тел). Объединение столь широкого спектра пород в один комплекс обусловлено их принадлежностью к единой кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (Шарков и др., 1997) и присутствием пород разного состава в виде чередующихся пластовых тел в одном расслоенном массиве (Степанов, 1981;

Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Геохимически породы комплекса характеризуются высокими содержаниями MgO , Cr , Ni , повышенными содержаниями SiO_2 и низкими TiO_2 . Для них характерно также обогащение LREE и LILE, и деплетированность HFSE (Степанов, 1981; Шарков и др., 1997; Stepanova, Stepanov, 2010).

Возрастные и геохимические характеристики комплекса лерцолитов-габброноритов позволяют рассматривать их как компонент сумийской крупной магматической провинции (КМП) Фенноскандинавского щита (Stepanova, Stepanov 2010). В пределах Карельского кратона продукты этой КМП представлены сумийскими высокомагнезиальными вулканитами, роями мафических даек (преимущественно габброноритового состава) и расслоенными интрузивами (Бураковским и интрузивами Олангской группы). Предполагается, что отличительной особенностью габброноритов КЛГН от одновозрастных мафических комплексов Карельского кратона является кристаллизация тел на значительной глубине (Степанов, 1981). Другой неотъемлемой характеристикой пород комплекса является развитие друзитовых структур, формирование которых связывается с проградным этапом цикла метаморфизма (Ларикова, 2002). Несмотря на широкий спектр метаморфических преобразований (вплоть до эклогитовой фации, Володичев, 2004), габбронориты Беломорского подвижного пояса во многих случаях сохраняют первичные магматические минеральные ассоциации и структуры. Такие специфические особенности минерального состава габброноритов КЛГН позволяют с одной стороны оценить последовательность и условия кристаллизации расплавов в магматических камерах. С другой – являются важным источником информации об условиях и времени протекания метаморфических процессов не только в пределах отдельно взятых тел, но и в регионе в целом.

С целью количественной оценки вариаций РТ-параметров кристаллизации расплавов КЛГН и последующих метаморфических преобразований в пределах БПП были опробованы наиболее сохранные участки тел габброноритов в центральной (за пределами Гридинской зоны меланжа от мыса Кирбей до мыса Пурнаволок и в Ёнском сегменте в районе оз.Каложное) и западной (в районе г. Иванова) частях пояса.

В центральной части Беломорского подвижного пояса в ~ 5 км к северу от с. Гридино (от мыса Кирбей до мыса Пурнаволок) габбронориты формируют маломощные (до ~50 м) тела неправильноовальной формы. Краевые части тел интенсивно амфиболизированы, часто рассланцованы субсогласно контакту. Практически все тела разбиты на блоки. В центральных частях таких блоков сохраняются первичные среднезернистые массивного облика оливиновые габбронориты. По мере продвижения от центра блока к краю породы сменяются амфиболизированными метагабброноритами. В краевых частях блоков установлены гранатовые амфиболиты и гранат-амфиболовые гнейсы.

В Ёнском сегменте в СЗ и ЮВ частях оз. Каложного (в 3,5 км к СВ от п. Ёна) изучены среднезернистые массивные оливиновые габбронориты, сохраняющие первичные минералы и структуры. Краевые части тел характеризуются более низкой степенью сохранности и сложены среднезернистыми биотит-содержащими амфиболитами. Контакты с вмещающими амфиболитами и биотитовыми гнейсами тектонизированы.

В западной части БПП к югу от оз. Нотозеро в районе г. Иванова палеопротерозойские габбронориты формируют серию крупных дайковых тел. Мощность тел достигает до 200–400 м, по простиранию тела прослежены на несколько км. Контакты с вмещающими биотит-амфиболовыми гнейсами тектонизированы, габбронориты в зоне контакта преобразованы в биотит-амфиболовые сланцы. Центральные части тел характеризуются высокой степенью сохранности и сложены оливинсодержащими габброноритами.

Для изученных пород установлены довольно широкие вариации химического состава. Габбронориты центральной части БПП характеризуются высокими содержаниями MgO (15,7–21,0 вес. %), Cr (1570–2420 ppm) и Ni (530–740 ppm) на фоне повышенных концентраций SiO_2 (~ 49 вес. %), низких TiO_2 (0,4–0,6 вес. %), $Fe_2O_3^{tot}$ (10,6–11,6%) и CaO (7,5–8,9%). Значительно более низкие концентрации MgO (6,7–10,7 вес. %), Cr (140–707 ppm) и Ni (не более 380 ppm) установлены для габброноритов западного Беломорья. Содержание SiO_2 в них варьирует от 53,0 до 54,5 вес.%, $Fe_2O_3^{tot}$ от 8,0 до 9,6 вес. %, CaO от 7,9 до 9,1 вес. %.

Габбронориты БПП обогащены LILE, LREE ($(La/Sm)_N=1,8-2,8$), деплетированы HREE ($(Gd/Yb)_N$ варьирует от 1,5 до 1,9) и HFSE ($Nb/Nb^*=0,2-0,7$). При этом для габброноритов западной части БПП в целом характерны более высокие (в среднем в 1,5–2 раза) концентрации редкоземельных и редких элементов.

Главными пороодообразующими магматическими минералами габброноритов центральной части БПП являются орто- и клинопироксен, формирующие до 65% объема породы, основной плагиоклаз (до 45% в наиболее лейкократовых участках тел), и оливин (5–7% объема породы). Содержание рудного минерала, представленного преимущественно ильменитом, в породах варьирует и составляет от первых процентов до 5%. В качестве второстепенного в породах может появляться биотит (около 3%). Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов центрального Беломорья, была определена последовательная смена ликвидусных ассоциаций $(O1^1+Cr-Spl\pm Pl^1)\rightarrow Opx^1\pm Crx^1\rightarrow O1^2+Crx^2+Pl^2\pm Opx^2$.

Вторичные преобразования в породах проявлены в формировании ортопироксеновых, амфиболовых и гранатовых кайм на границах оливина с плагиоклазом. Менее мощные, клинопироксен-амфиболовые или амфибол-гранатовые каймы установлены на границе магматических ортопироксена и плагиоклаза.

Центральные части даек западной части БПП сложены массивными средне-крупнозернистыми габброноритами. Главными породообразующими магматическими минералами пород являются пироксен (орто- и клино-) и основной плагиоклаз, представленные в равных количествах. Ильменит представлен единичными ксеноморфными зёрнами, в большинстве случаев окружёнными биотитовой или биотит-амфибол-гранатовой каймой. В интерстициях плагиоклаза и пироксенов иногда появляются срастания кварца и калиевого полевого шпата и мелкие единичные зёрна апатита. Содержание их в сумме не превышает 3%. Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов западной части БПП можно заключить, что вероятная последовательность кристаллизации в них была следующей: $Cr-Spl \rightarrow \pm Pl^1 \rightarrow Orx^1 \rightarrow Orx^2 + Crx^2 \rightarrow Pl^2$.

Коронарные структуры формируют не более 3% объема пород. Они представлены зональной оторочкой мелких шестоватых и волокнистых кристаллов ортопироксена и амфибола вокруг зерен оливина, граничащих с зёрнами плагиоклаза. Первично магматический оливин при этом полностью замещается ортопироксеном и магнетитом. Мономинеральные амфиболовые (эденитовые), иногда с единичными зёрнами граната, каймы развиваются на контакте орто- и клинопироксенов с плагиоклазом.

Оценка РТ-параметров кристаллизации магматических минералов проводилась с применением двупироксеновых термобарометров (Putirka, 2008), мономинерального барометра (Nimis, 1995), компьютерной программы TRF-2004 ИЭМ РАН (шпинель-оливиновый термометр) и номограммы Малахова (Малахов, 1982).

Результаты расчётов магматического этапа формирования оливиновых габброноритов центральной части БПП, показывают, что начало кристаллизации пород, связанное с формированием оливина и хромшпинели (выполняющих включения в Орх, $X_{Mg}=0,85-0,86$) происходило при температуре около 1266 °С. Непосредственно за ними кристаллизовался ранний (высокомагнезиальный) ортопироксен при температуре 1190–1220 °С. Формирование клинопироксена и железистого ортопироксена происходило при $T=1120-1130$ °С и $P=4,4-5,2$ кбар для габброноритов оз. Каложное и при $T=1110-1180$ °С и $P=5,9-7,7$ кбар для габброноритов м. Кирбей-м. Пурнаволока.

Оценка условий кристаллизации габброноритов западной части БПП показала, что температуры кристаллизации ранних ортопироксенов варьируют от 1190 до 1230 °С. Поздний ортопироксен и клинопироксен кристаллизовались в диапазоне температур от 1080 до 1150 °С и давлении от 4,6 до 5,7 кбар.

Расчёт условий формирования коронарных структур проводился с использованием компьютерной программы TRF-2004 ИЭМ РАН (Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н.). Результаты оценки условий образования коронарных структур в габброноритах центральной части БПП показывают, что амфибол-гранатовые каймы, установленные на границах темноцветных минералов с плагиоклазом, формировались при температуре 580–640 °С в диапазоне давлений от $P=7,5-8,1$ кбар для габброноритов м. Кирбей-м. Пурнаволока до 9,3–10,0 кбар для габброноритов оз. Каложное.

Формирование амфибол-гранатовых структур на границе ортопироксен-плагиоклаз в габброноритах западной части БПП происходило при $T=550-610$ °С и P не более 6,1–6,5 кбар.

Таким образом, сопоставление палеопротерозойских габброноритов центральной и западной частей БПП показало существенное сходство их петрогеохимических и петрографических характеристик. При этом габбронориты западной части БПП характеризуются менее магнезиальным составом и практически не содержат оливина, что согласуется с предполагавшимся ранее В.С. Степановым (Степанов, 1981) зональным строением комплекса.

Результаты оценки РТ-параметров магматического этапа формирования палеопротерозойских габброноритов в центральной и западной частях БПП позволяют сделать вывод о том, что кристаллизация высокотемпературных расплавов в центральной части пояса происходила в диапазоне давлений от 4,4 до 7,7 кбар, что соответствует глубине от 16 до 26 км, в западной – при давлении от 4,6 до 5,7 кбар, на глубине не более 19 км.

Оценка условий формирования коронарных структур в разных сегментах БПП показала, что минимальные значения давлений (P не превышает 6,5 кбар) метаморфических преобразований характерны для габброноритов западной части БПП (г. Иванова). Температура варьирует от 550 до 610 °С. Для габброноритов центрального Беломорья в целом характерны более высокие значения метаморфических преобразований: P варьирует от 7,5 до 10,0 кбар, T от 580 до 640 °С.

Полученные результаты позволяют предположить наличие метаморфической зональности в пределах пояса, выраженной в увеличении параметров метаморфических преобразований с запада на восток. Однако для более корректных выводов необходимо продолжать исследования в данном направлении.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ проект 14-05-00432.

Список литературы

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.Б. и др. Архейские эколлиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
2. Малахов И.А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термометру // Ежегодник-1982: Инф. материалы. Свердловск, 1983. С. 63–68.
3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
4. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
5. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // Precambrian Research. 1998. V. 92. P. 223–250.
6. Putirka K. // Rev. Mineral. Geochem. Vol. 69. P 61–120, 2008.
7. Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol, 1995. V. 121, p. 11–25.
8. Stepanova A.V., Stepanov V.S., 2010. Precambrian Research. V. 183. P. 602–616.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ: НЕСКОЛЬКО ПРЕДОСТЕРЕЖЕНИЙ

Егорова Ю.С., Березин А.В.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ax-ox-ux@mail.ru

В современной геологии исследователи очень часто используют результаты изотопных исследований для решения различных научных задач: датирования геологических процессов, определения природы источников магматических пород и флюидов, участвующих в процессах метасоматоза и рудообразования и др. При работе с докембрийскими комплексами ряд методов (например, Rb-Sr, K-Ar) часто оказывается малоэффективным из-за низкой устойчивости этих изотопных систем к метаморфическим процессам. Поэтому многие исследователи отдают предпочтение Sm-Nd изотопному методу при изучении пород докембрия. Это обусловлено, с одной стороны, доступностью метода, с другой – относительно высокой степенью сохранности Sm-Nd изотопной системы под воздействием наложенных процессов. Однако и этот метод имеет ряд ограничений, о которых и пойдет речь ниже.

Ограничения применимости Sm-Nd изотопного метода датирования геологических процессов рассмотрены в (Коваленко, 2010). Очень показательным является пример датирования коматиитов и базальтов волоцкой толщи р-на реки Винелы (юго-восток Балтийского щита), для которых в результате трех независимых исследований были получены три разные Sm-Nd изохроны с возрастными: около 3.4, 2.85 и 2.7 млрд лет (Коваленко, 2010). Анализ всех имеющихся геологических данных позволил установить, что последнее значение отвечает метаморфизму, второе – собственно времени формирования вулканитов, а первая цифра не имеет геологического смысла и обусловлена контаминацией коматиит-базальтов LRE-элементами при взаимодействии с вмещающими породами (Коваленко, 2010).

В данной работе рассмотрены ограничения использования Sm-Nd изотопных данных для определения первичной природы источника магматических пород, на основании рассчитанных начального изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и/или величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, а также модельного возраста – времени отделения расплава от предполагаемого источника (например, DM).

Первое предостережение связано с математическими ограничениями использования изотопных данных для расчета величин $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. В координатах « $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - t$ » величина $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ геометрически выражается пересечением линий эволюции изотопного состава Nd образца и DM, а $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношение определяет угол наклона этих линий, очевидно, что чем меньше угол между этими линиями, тем выше погрешность определения. Согласно математическим расчетам, ошибка вычисления $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ резко возрастает от 100 до 1000 Ма (!) при увеличении $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения от 0.1–0.16. Поэтому для образцов с высоким изотопным $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношением (> 0.15) вычисление значения $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ теряет смысл. Вторая компонента ошибки, вносимая непосредственно измерениями составляет не более 50 Ма. Эти приближенные оценки дают представление о точности вычислений величины $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, в большинстве случаев она составляет не более 0.1 Ga, что следует учитывать при модельных построениях.

При вычислении величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ используются измеренные значения изотопных отношений Sm и Nd. Ошибки измерений (2σ) для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ обычно не превышают 0.5 отн. %, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 0.001$ отн. %. Полагая, с некоторыми допущениями, что остальные члены выражения (константы