

УДК 552.3:551.2

ГАББРОИДЫ ГРОМАДНЕНСКО-ВУРГУВЕЕМСКОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА) И ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2004 г. А. В. Ганелин, С. А. Силантьев

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 29.05.2003 г.

Поступило 16.07.2003 г.

В современной структуре мезозойско-кайнозойского Северо-Востока России Южно-Ануйская сутура (ЮАС) занимает пограничное положение между Верхояно-Колымской и Ануйско-Чукотской складчатыми областями. Согласно существующим представлениям, ЮАС маркирует след поздне-мезозойского океанического бассейна, разделявшего Североазиатский и Североамериканский континенты [1, 3, 7, 9]. Важной особенностью ее строения является тесная пространственная сопряженность поздне-мезозойских вулканогенно-терригенных комплексов ЮАС с офиолитами, преимущественно палеозойского возраста [6, 7]. На основании этого некоторые исследователи включают офиолитовые комплексы в общую структуру ЮАС. Несмотря на очевидную важность данных по офиолитам, большинство из них являются плохо изученными. Отсутствуют систематические данные по внутренней структуре, различным параметрам вещественного состава и возрастным датировкам. Громадненско-Вургувеемский перидотит-габбровый массив является одним из крупнейших комплексов, рассматриваемых в качестве офиолитов [6, 7]. Целью настоящего сообщения является характеристика некоторых индикаторных параметров вещественного состава интрузивных пород массива, которые позволяют определить палеогеодинамические условия их формирования.

Громадненско-Вургувеемский массив расположен в юго-восточной оконечности ЮАС на ее границе с Алазейско-Олойской зоной. Он протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 100 км при ширине от 5 до 15 км. Вместе с вышележащей вулканогенной толщей позднепалеозойского возраста породы Громадненско-Вургувеемского массива образуют пакет

пластин северной вергентности, надвинутый на мезозойские отложения ЮАС [9] (рис. 1). Породы массива прорваны комплексом плагиогранитов, изотопные датировки которых составляют 230–240 млн. лет (K/Ar-, Ar/Ar-методы), что соответствует границе раннего–среднего триаса [6]. Возраст вторичной роговой обманки в габброидах массива, согласно данным Ar/Ar-датирования, составляет 320 млн. лет [1]. Близкие датировки (322 млн. лет, Ar/Ar-метод) получены для плагиогранитизированного габбро [6]. Таким образом, возраст вторичных преобразований габброидов соответствует среднему карбону. Большая часть пород массива представлена лейкократовыми слабонерасчлененными габбро и габбро-норитами, последние существенно преобладают. В подчиненном количестве в виде линз и маломощных прослоев присутствуют троктолиты и оливиновые габбро. Внутри габброидных тел регулярно встречаются маломощные (не более 0.5 м) дайки диабазов и порфировых базальтов, деформированные совместно с габброидами. Возраст даек неизвестен, за пределами массива подобные образования не встречались. Помимо пород основного состава в строении массива принимают участие ультраосновные породы, как правило содержащие плагиоклаз: плагиодуниты, верлиты. Эти породы образуют редкие изометричные и линзовидные тела, площадь которых не превышает 30–50 м².

Наиболее распространенный тип габброидов массива представляет собой средне-крупнозернистые существенно лейкократовые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие более чем на 50% из свежих идиоморфных зерен основного плагиоклаза (An_{84–90}). Цветные минералы представлены клинопироксеном (Fs_{10–14}) и ортопироксеном (Fs_{27–29}), образующими, как правило, зерна неправильных очертаний или ксеноморфные выделения в интерстициях между зернами плагиоклаза. Их количество колеблется от 30 до 10%, опускаясь иногда до 5–3% в лейкогаббро, габбро-анортозитах и анортозитах.

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва*

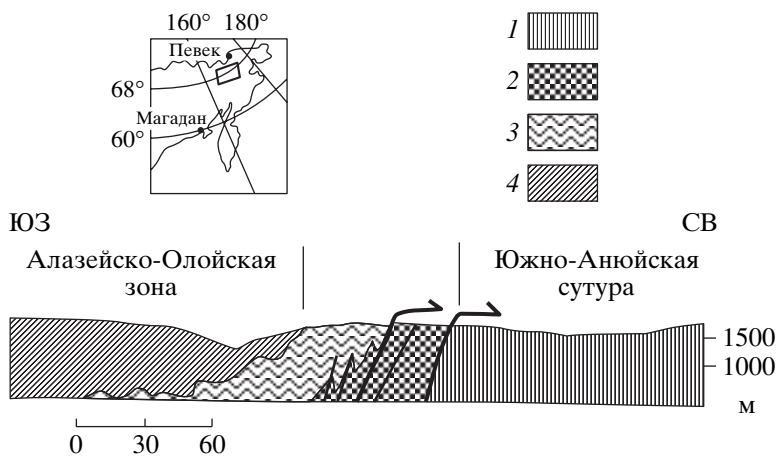


Рис. 1. Схематический геологический профиль через восточную часть ЮАС по [9]. 1 – мезозойские комплексы Южно-Аннойской сутуры; 2 – plutонические габброиды Громадненско-Вургувеевского массива; 3 – позднепалеозойские вулканы основного состава; 4 – мезозойские отложения Алазейско-Олойской зоны.

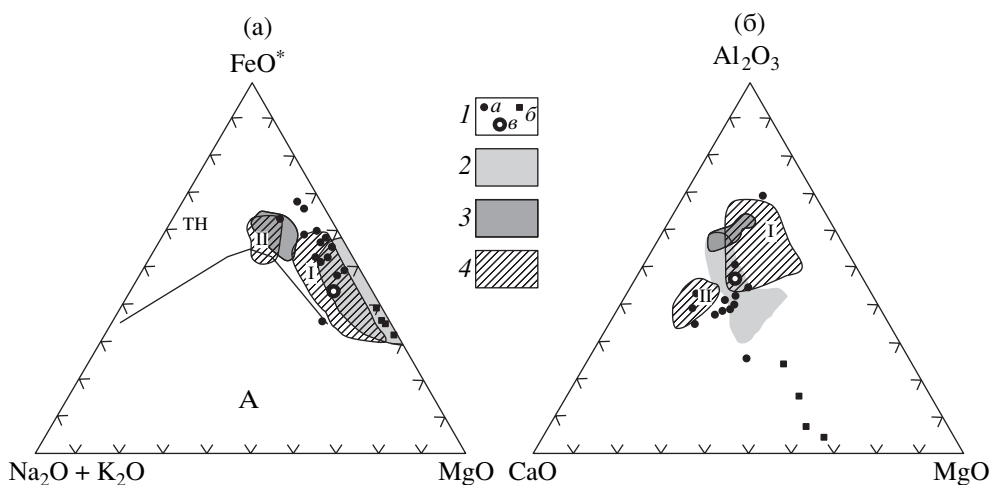


Рис. 2. Диаграмма AFM (а) и CaO–Al₂O₃–MgO (б) для габброидов Громадненско-Вургувеевского массива. 1: а – лейкократовые габбро (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты), б – оливковые габбро, троктолиты, в – дайка порфирированного базальта; 2 – поля анортозитовых включений по [2]; 3 – поле высокоглиноземистых толеитов Южно-Сандвичевой дуги по [11]; 4 – поля интрузивных анортозитов современных островных дуг: I – дуга Тонга–Кермадек по [13], II – Курильские о-ва (о. Парамушир) по [8].

Вещественный состав габброидов характеризуется низкими содержаниями SiO₂ (не более 46 мас. %), TiO₂ (0.2–1.1 мас. %), низкой общей щелочностью (Na₂O + K₂O = 0.1–1.5 мас. %), при очень низких содержаниях K₂O, не превышающих 0.2 мас. %. Магнезиальность пород составляет 59.45 в образцах, содержащих оливин, и колеблется (Mg[#] = 27.8–48.5) в безоливиновых разновидностях. На диаграмме AFM (рис. 2а) точки составов образуют толеитовый тренд дифференциации. Важной особенностью рассматриваемых габброидов является высокое содержание глинозема в безоливиновых разновидностях (Al₂O₃ = 18.7–27.9 мас. %) (рис. 2б). Графики распределения РЗЭ для всех изученных образцов имеют суб-

параллельный характер, что свидетельствует об их комагматичности (рис. 3а). В ряду от оливкового габбро к лейкократовым габбро-норитам наблюдается увеличение содержаний РЗЭ от 1.5 до 5 хондритовых норм. Все исследованные образцы обеднены легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых, а отношения (La/Sm)_N и (La/Yb)_N практически одинаковы для каждого образца и составляют 0.3 для пород, содержащих оливин, и 0.5–0.9 в габбро-норитах. Во всех спектрах присутствует положительная Eu-аномалия, отражающая интенсивную аккумуляцию плагиоклаза. Таким образом, данные о петрографическом и вещественном составе изученных пород свидетельствуют о том, что они являются существ-

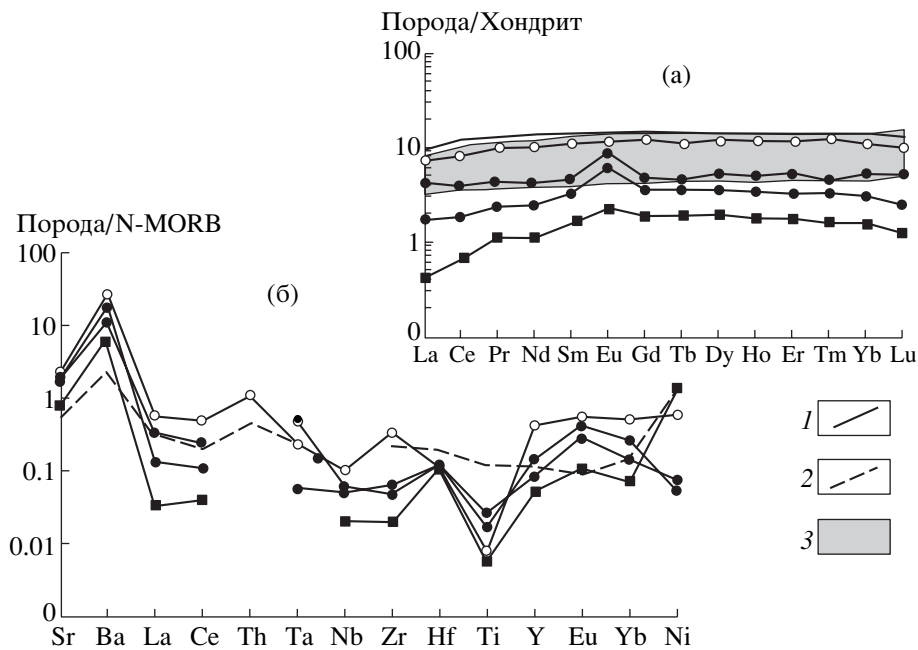


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ (а) и многоэлементная диаграмма (б) для габброидов Громадненско-Вургувеемского массива. 1 – высокоглиноземистый толеит Южно-Сандвичевой дуги по [14]; 2 – бонинит Индзу-Бонинских о-вов по [12]; 3 – поле бонинитов Индзу-Бонинских о-вов по [15]. Остальные обозначения те же, что на рис. 2.

венно лейкократовыми, т.е. обладают повышенным содержанием глинозема и относятся к габбро-анортозитовому ряду. Диаграммы, приведенные на рис. 2, иллюстрируют близость составов габброидов Громадненско-Вургувеемского массива с анортозитовыми интрузивными комплексами современных островных дуг, а также с полнокристаллическими анортозитовыми включениями в островодужных толеитовых базальтах.

Анортозитовые интрузивные комплексы редко, но закономерно встречаются в современных островных дугах, а также в некоторых складчатых областях [4, 5, 8, 13]. Они представлены в виде массивов, силлов, глыб и родственных включений в эффузивах. Их образование связывают с внутрикамерной кристаллизацией высокоглиноземистых толеитовых расплавов, которые образуются в результате дифференциации примитивных океанических толеитов на самых ранних стадиях развития островных дуг. Подобный процесс получил название “анортозитовая тенденция” и освещен в ряде публикаций [5, 10, 11]. Примером могут служить высокоглиноземистые базальты Южно-Сандвичевой дуги [11].

Особенности вещественного состава, приведенные выше, указывают на то, что родительские расплавы габброидов обладали чертами как базальтов N-MORB (низкая щелочность, особенности распределения РЗЭ), так и островодужных толеитов (низкие содержания TiO_2 , высокие содержания Al_2O_3). Данные о вулканогенных комплексах, которые могли бы рассматриваться в каче-

стве комагматов габброидов, отсутствуют. Возможно, что состав исходного расплава представлен дайкой порфиривого базальта, прорывающей габбро-нориты. Образец дайки имеет стекловатую структуру основной массы с вкрапленниками (5–10%) плагиоклаза и пироксенов. Признаки океанических толеитов в этой породе выражены в низком содержании SiO_2 48.3 мас. %, K_2O 0.09 мас. % и в повышенном содержании MgO 10 мас. %, Cr 500 г/т и Ni 90 г/т. В то же время наблюдается низкое содержание TiO_2 0.7 мас. % и высокое содержание глинозема Al_2O_3 17.5 мас. %, что является показателем островодужных составов. По характеру распределения РЗЭ порфиристый базальт соответствует океаническим толеитам и практически идентичен высокоглиноземистому толеиту Южно-Сандвичевой дуги (рис. 3а).

Мультиэлементные диаграммы рассеянных элементов показывают сходство спектров габброидов и порфиривого базальта из дайки (рис. 3б). Образцы характеризуются обогащением крупноионными литофилами и значительным обеднением несовместимыми элементами, что приводит к U-образной форме спектров. По этому признаку они отличаются как от базальтов N-MORB, так и от островодужных толеитов и обнаруживают наибольшее сходство со спектрами бонинитов Индзу-Бонинской островной дуги [12]. Этот факт не противоречит отмеченному выше толеитовому характеру исходных расплавов, так как в некоторых разновидностях бонинитов характер распределения РЗЭ может быть аналогичен распределе-

нию РЗЭ в базальтах типа N-MORB (рис. 3а). Сходство мультиэлементных спектров в описываемых габброидах и спектров бонинитов свидетельствует о влиянии магматических источников или расплавов бонинитового типа на эволюцию расплавов, из которых кристаллизовались габброиды. Рассмотрение конкретного характера этого влияния требует самостоятельного исследования и выходит за рамки данного сообщения. Важным представляется то, что описанные черты вещественного состава габброидов отражают самые ранние стадии развития островных дуг, на которых формируются высокоглиноземистые толеиты (анортитовая тенденция) и бониниты.

Полученные данные об островодужном генезисе габброидов Громадненско-Вургувеевского массива позволяют сделать вывод, что в рассматриваемом регионе, по крайней мере со среднекаменноугольного времени, существовал развитый океанический бассейн с энсиматическими островными дугами и интраокеаническими зонами субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке: гранты РФФИ 01-05-64535, 02-05-64217, РФФИ-Арктика 03-05-96074, ФЦП "Интеграция" (грант Э 0382).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Г.Е., Лэйер П., Соколов С.Д. и др. В сб.: Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 60–64.
2. Вольнец О.Н., Хотин М.Ю., Дубик Ю.М. Анортиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. 272 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.П. Тектоника литосферных плит СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
4. Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1567.
5. Колосков А.В., Хубуная С.А. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. 250 с.
6. Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Ануйской складчатой зоны: Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан, 2000.
7. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии (Реферативное изложение результатов важнейших исследований, 1985–1990 гг.). Магадан, 1991. С. 140–157.
8. Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф. // Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1963. В. 15. С. 36–45.
9. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 80–84.
10. Суханов М.К., Богатиков О.А. Океанический магматизм – экология, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. 270 с.
11. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1974. № 4. С. 20–36.
12. Шараськин Л.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
13. Brouthers R.N., Searle E.J. // Bull. Volcanol. 1970. V. 34. Fasc. 1. P. 7–37.
14. Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 2. P. 253–262.
15. Hickey R.L., Frey F.A. // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. № 11. P. 2099–2115.