

УДК 552.321; 550.93

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА, ВОЗРАСТ И МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ АНДИЙСКОГО КОМПЛЕКСА (МЫС ТУКСЕН, ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

Д.П. Гладкочуб¹, Т.В. Донская¹, В.Г. Бахмутов²

¹ *Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия, dima@crust.irk.ru*

² *Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина, bakhm@igph.kiev.ua*

Реферат. Выполнены детальные геолого-структурные, петрологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования пород Андийского интрузивного комплекса в районе УАС Академик Вернадский, которые представлены амфиболовыми и оливиновыми габброидами. Для большинства из них отчетливо определяется субдукционный литосферный источник. В то же время для отдельных образцов (габбро-диорита) отмечается смешанный (гетерогенный) источник, образующийся в результате смешения субдукционного и обогащенного астеносферного компонентов. Добавление последнего может быть обусловлено разрывом литосферной плиты при растяжении континентальной литосферы и проникновением обогащенного астеносферного мантийного вещества в верхние горизонты. Подобные условия отвечают процессам деструкции (коллапса) активных континентальных окраин.

Ключевые слова: Антарктический полуостров, Андийский интрузивный комплекс, литосфера, геохимия, петрология.

Summary. The detail geological, petrological and geochronological studies of Andean intrusive rocks near the UAS Akademik Vernadsky which are represented by amphibole and olivine gabbros were carried out. For most of them the lithospheric subduction source are clearly defined. But for the some samples (gabbro-diorite) the mixed (heterogeneous) source which is formed by mixing of asthenospheric and undepleted subduction components. The last one may be due to breaking of the lithospheric plates under extension of the continental lithosphere and infiltration the asthenospheric mantle material into the upper levels. These conditions correspond to the processes of destruction (collapse) of active continental margins.

Key words: Antarctic Peninsula, Andean intrusive suite, lithosphere, geochemistry, petrology.

1. Введение

В отличие от восточной части континента Антарктика, представляющей собой докембрийский кратон, Западная Антарктика может быть описана как коллаж террейнов (или микроплит), которые лишь в среднем и позднем мезозое были аккрецированы в единую общую структуру (Хаин, 2001). Наиболее крупным террейном Западной Антарктики является блок Антарктического полуострова (АП). Этот террейн, совместно с архипелагами Южно-Шетландских островов и Южно-Оркнейских островов, а также островом Южная Георгия, представляет собой продолжение Южноамериканских Кордильер. Именно блок АП играл ключевую роль в процессе становления геологической структуры Западной Антарктики, начиная с момента распада суперконтинента Гондвана, когда произошло обособление Антарктиды от Африки и Индостана, на фоне общей деструкции Гондваны (конец средней юры) (Грикуров, 1973; Хаин, 2001, Удинцев, Шенке, 2004). По геологическому строению АП – один из пяти блоков земной коры, и он же

является и крупнейшим тектоническим блоком Западной Антарктики. Однако современные геолого-геофизические данные указывают на то, что АП состоит из двух-трех отдельных террейнов, которые были спаяны вдоль края Гондваны в среднем мелу (Vaughan & Storey, 2000; Ferraccioli et al., 2006), что указывает на более сложную геологическую историю этого района.

В ходе проведения совместных российско-украинских экспедиционных исследований в пределах северо-западной части Антарктического полуострова и на площади архипелага Аргентинские острова (район Украинской антарктической станции Академик Вернадский) были выполнены детальные геолого-структурные наблюдения, сопровождавшиеся отбором проб для целей петрологических и изотопно-геохронологических исследований пород, относимых к Андийскому интрузивному комплексу (известных также как породы батолита Антарктического полуострова (AP batholith), (Leat et al., 1995)). Около 80% пород, обнажающихся в районе Западной Антарктики, представлены этим комплексом и включает в себя породы, чрезвычайно различающиеся по своему химическому составу. К базитовым разновидностям, рассматриваемым в составе Андийского комплекса, относятся разнообразные габброиды, слагающие как значительные по масштабам изолированные массивы, так и послонные тела среди тоналитов. Породы среднего состава представлены диоритами и кварцевыми диоритами. Кислые разновидности пород, относимых к Андийскому комплексу, представлены тоналитами, гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и аплитами (Gladkochub et al., 2006).

Вопрос о возрасте пород Андийского комплекса до настоящего времени остается предметом дискуссий. Во многом подобная ситуация обусловлена тем, что в составе комплекса фигурируют разнообразные по своему составу образования – от более ранних габброидов до наиболее поздних аплитов. Для исследуемого в данной работе района Rb-Sr валовые и K-Ar минеральные (биотит) датировки островных архипелагов отвечают интервалу 50–93 млн. лет (Rex, 1976; Fleming & Thomson, 1979; Pankhurst, 1982, 1983; Leat et al., 1995), в то время как U-Pb датировки по зернам циркона пород, обнажающихся вдоль западного побережья АП, дают диапазон возрастов от 117 до 85 млн. лет (Tangeman et al., 1996).

2. Методика и результаты исследований

Одной из основных задач проведенных исследований было определение возрастных ограничений пород Андийского интрузивного комплекса. Для ее решения на мысе Туксен (Антарктический полуостров) были отобраны пробы габброидов, относимых к наиболее ранним образованиям Андийского комплекса (рис. 1).

Из габброидов была выделена монофракция циркона. Датирование единичных цирконов на масс-спектрометре SHRIMP-II в Университете Кетина (Западная Австралия) позволило установить, что возраст кристаллизации изученных габброидов составляет $88,1 \pm 1,1$ млн. лет (Gladkochub et al., 2006).

Проведенные исследования минерального и геохимического состава изученных пород показали, что на площади мыса Туксен, свободной от ледяного покрова, представлены главным образом две основные разновидности базитов, относимых к Андийскому комплексу, а именно амфиболовые и оливиновые габброиды (рис. 1).

Незначительные по площади проявления оливиновые габбро в большинстве случаев расщеплены и дезинтегрированы многочисленными, порой субгоризонтальными, трещинами. Поверхности трещин представляют собой зеркала скольжения, выполненные главным образом серпентином. Как правило, породы в значительной степени переработаны вторичными изменениями и представляют собой уралитизированное оливиново-гиперстеновое габбро, в котором пироксен частично преобразовался в актинолит, а оливин полностью замещен псевдоморфозами хлорита и серпентина. Реликты оливина, сохраняющиеся порой в центральных частях зерен, окружены каймами уралитизированного пироксена. Крупные

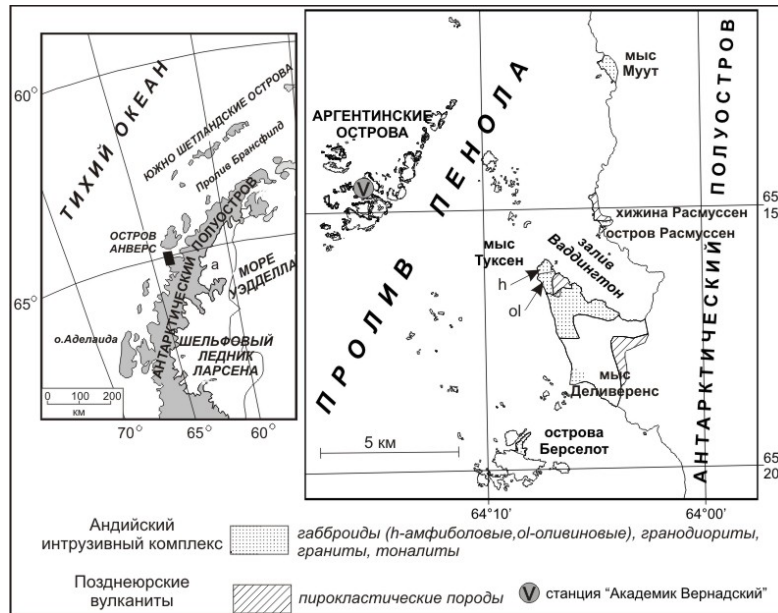


Рис. 1. Схема геологического строения Антарктического полуострова в районе архипелага Аргентинские острова (модифицировано по R.Curtis (1966)).

офитовые кристаллы авгита содержат многочисленные включения актинолита, встречающегося в краевых частях зерен. Кроме этого, актинолит обильно представлен на плоскостях расщепления. Плаггиоклаз (An_{88}) представлен зернами различного размера, при этом крупные кристаллы, как правило, трещиноваты. Трещины в зернах плаггиоклаза также выполнены актинолитом. В качестве акцессорного минерала в оливиновых габбро встречается шпинель. В связи со значительной вторичной переработкой оливиновых габброидов их геохимическая специфика не рассматривается в данной статье.

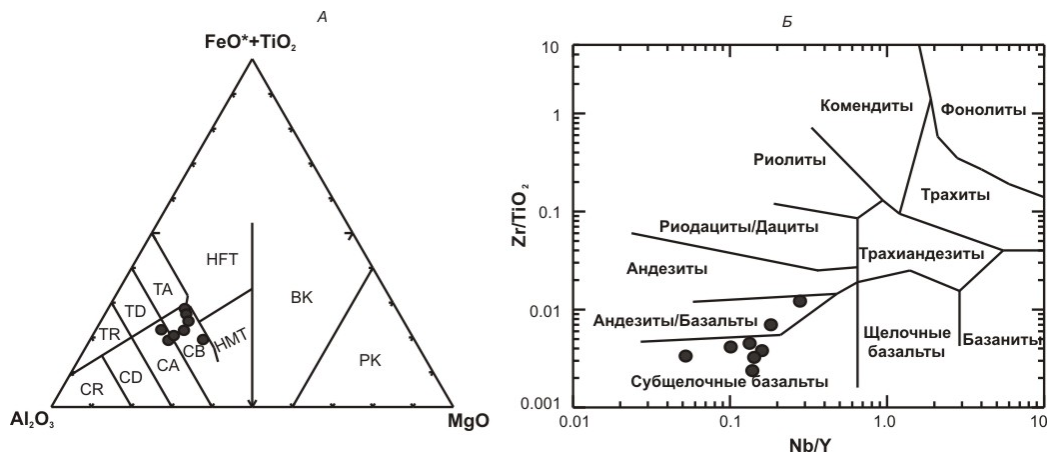


Рис. 2. Классификационные диаграммы $MgO - (FeO^*+TiO_2) - Al_2O_3$ (Jensen, 1976) (а) и $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ (Winchester & Floyd, 1977) (б) для габброидов мыса Туксен; ВК – базальтовые коматиты, СА – известково-щелочные андезиты, СВ – известково-щелочные базальты, CD – известково-щелочные дациты, CR – известково-щелочные риолиты, РК – пикриты, HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты, ТА – толеитовые андезиты, TD – толеитовые дациты, TR – толеитовые риолиты.

Амфиболовые габбро слагают большую часть мыса Туксен, свободную ото льда. Эти габброиды в значительной степени изменчивы по минеральному и, следовательно, по химическому составу. Данные различия контролируются содержанием в породах темноцветных (пироксен, амфибол) минералов в пропорции с плагиоклазом. Во всех разновидностях пироксен частично замещен волокнистым сине-зеленым актинолитом. По плагиоклазу развиваются псевдоморфозы серицита и эпидота. Ильменит присутствует в большинстве разновидностей горблендитового габбро в виде крупноклочковых пластинчатых масс. В качестве акцессорных минералов присутствуют сфен, циркон, биотит и кварц. Контакты между различными минералогическими разновидностями амфиболовых габброидов субвертикальные. Наиболее распространенной разновидностью базитов Андийского комплекса являются уралитизированные габброиды, которые слагают, собственно, сам мыс Туксен.

Геохимические исследования были выполнены для 25 образцов базитов Андийского комплекса, отобранных на мысе Туксен. Представительные составы этих пород приведены в таблице. Полученные результаты позволяют отметить, что для габброидов мыса Туксен характерны содержания $\text{SiO}_2 = 48 - 58$ мас.% (таблица). На классификационной диаграмме $\text{MgO} - (\text{FeO}^* + \text{TiO}_2) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Jensen, 1976) фигуративные точки габброидов попадают в поля известково-щелочных базальтов и известково-щелочных андезитов (рис. 2,а). На диаграмме в координатах $\text{Zr/TiO}_2 - \text{Nb/Y}$ Дж.А. Винчестера и П.А. Флойда (Winchester & Floyd, 1977) точки составов габброидов располагаются в полях субщелочных базальтов и андезитов/базальтов (рис. 2,б).

Проанализированные габброиды образуют единую дифференцированную серию от практически недифференцированных разновидностей, для которых значения mg\# составляют >65 , до сильно дифференцированных образований, характеризующихся значениями $\text{mg\#} < 50$ (таблица). С уменьшением значений mg\# отмечается увеличение содержаний TiO_2 , Th и уменьшение содержаний CaO, Cr, Ni. Для габброидов отмечаются умеренные содержания $\text{TiO}_2 = 0.72 - 1.74$ мас.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 7.73 - 11.91$ мас.%, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.11 - 0.28$ мас.% (таблица). Габброиды обнаруживают пониженные содержания Nb, варьирующие от 0.76 до 3.02 г/т. Исключение составляет образец габбро-диорита, для которого фиксируется содержание Nb, равное 9.45 мас.%.

Таблица. Химический состав представительных разновидностей габброидов мыса Туксен

Номера образцов	0422	0423	0424	0425	0426	0428	0429	0430	0431
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49.31	57.93	48.33	47.99	49.91	49.82	50.60	48.46	50.72
TiO_2	1.19	1.14	0.72	0.77	1.03	1.74	1.39	1.12	0.96
Al_2O_3	17.04	15.57	17.14	16.72	17.02	16.30	16.51	20.36	18.42
Fe_2O_3^*	10.97	7.73	8.99	8.76	9.25	11.91	11.61	8.98	8.73
MnO	0.14	0.09	0.15	0.15	0.17	0.22	0.18	0.14	0.19
MgO	5.50	3.31	7.21	7.13	5.28	4.65	4.95	5.19	4.97
CaO	10.76	6.23	13.43	13.65	10.54	8.84	10.53	11.96	9.42
Na_2O	3.32	6.14	2.90	3.78	5.24	5.22	2.87	3.30	3.85
K_2O	0.43	0.44	0.36	0.35	0.63	0.50	0.30	0.32	0.73
P_2O_5	0.21	0.26	0.12	0.11	0.12	0.19	0.28	0.18	0.22
п.п.п.	1.66	0.70	0.86	0.90	1.04	0.64	0.32	0.38	2.10
Сумма	100.52	99.53	100.21	100.31	100.23	100.42	99.54	100.40	100.32
Rb	Н.о.	6.93	5.59	5.98	15.08	10.88	4.20	4.55	7.71
Sr	590.00	216.00	392.09	209.84	236.91	582.22	502.16	560.00	462.95
Y	16.50	34.03	15.00	14.68	17.56	22.43	19.53	14.70	14.72
Zr	44.50	140.00	32.00	25.10	33.20	42.20	56.90	26.30	64.90

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nb	2.60	9.45	1.99	0.76	2.47	3.02	1.95	Н.опр	2.72
Ba	71.50	252.02	109.24	98.98	189.73	204.80	101.78	94.00	180.28
Co	29	14	33	36	25	23	32	27	23
Ni	51	11	47	53	41	13	26	42	49
Sc	50	31	58	59	47	33	62	58	45
V	240	100	170	260	220	230	400	240	220
Cr	79	46	340	170	100	25	36	97	140
La		14.57	5.91	4.69	7.28	11.20	10.24		7.84
Ce		34.29	13.67	10.92	16.88	27.38	23.84		20.52
Pr		5.18	2.11	1.78	2.54	3.83	3.31		3.00
Nd		23.12	9.72	8.86	12.22	18.57	14.40		12.18
Sm		6.24	2.68	2.51	3.29	4.38	3.45		3.26
Eu		2.04	1.02	1.04	1.37	1.82	1.29		1.11
Gd		6.31	2.83	2.89	3.59	5.37	4.14		3.30
Tb		0.95	0.46	0.43	0.53	0.69	0.55		0.52
Dy		6.16	2.65	2.81	3.31	4.24	3.50		2.98
Ho		1.36	0.60	0.63	0.73	0.89	0.74		0.68
Er		3.43	1.58	1.69	1.98	2.30	2.00		1.89
Tm		0.51	0.26	0.23	0.30	0.31	0.29		0.27
Yb		2.97	1.39	1.53	1.66	1.95	1.88		1.59
Lu		0.41	0.22	0.21	0.26	0.29	0.28		0.24
Hf		1.53	0.99	0.80	0.74	0.78	0.75		3.41
Pb		8.95	3.79	3.54	4.29	7.03	8.21		Не.опр.
Th		1.51	0.62	0.57	1.18	1.73	1.32		0.96
U		0.63	0.15	0.15	0.26	0.33	0.33		0.13
mg#	54	50	65	65	57	48	50	57	57
(La/Yb) _n		3.28	2.84	2.05	2.93	3.85	3.65		3.30
(Nb/La) _{pm}		0.62	0.32	0.16	0.33	0.26	0.18		0.33
(Th/La) _{pm}		0.83	0.85	0.98	1.31	1.25	1.04		0.99
(La/Sm) _n		1.44	1.36	1.15	1.37	1.58	1.83		1.48
Ce/Nb		3.63	6.86	14.34	6.83	9.06	12.22		7.56
Th/Nb		0.16	0.31	0.75	0.48	0.57	0.68		0.35
La/Nb		1.54	2.97	6.16	2.94	3.70	5.25		2.89

Примечание. $mg\# = Mg \times 100 / (Mg + Fe^{2+})$, где $Mg = MgO/40.31$, $Fe^{2+} = (Fe_2O_3 \times 0.8998 \times 0.85) / 71.85$. *n* – значения нормализованы по составу хондрита, *pm* – значения нормализованы по составу примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989). Оксиды приведены в мас.%, элементы – в г/т. Н.о. – содержание элемента ниже предела обнаружения, Не.опр. – элемент не определен.

На нормированных по составу примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989) мультиэлементных спектрах габброидов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb, Ti и положительные аномалии по Ba, Sr (рис. 3). Мультиэлементный спектр габбро-диорита отличается слабо выраженной аномалией по Nb и отрицательной аномалией по Sr.

Габброиды характеризуются слегка повышенными содержаниями легких РЗЭ ($La = 4.7 - 14.6$ г/т), обнаруживают умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов – $(La/Yb)_n = 2.1 - 3.9$ и отсутствие европейской аномалии $Eu/Eu^* = 1.0 - 1.2$ (рис. 4).

Габброиды характеризуются отрицательными Nb аномалиями на мультиэлементных спектрах (рис. 3) и, соответственно, низкими значениями $(Nb/La)_{pm}$, варьирующими от 0.16 до 0.33, в габбро-диорите – 0.62. На диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Dampare et al., 2008) (рис. 5)

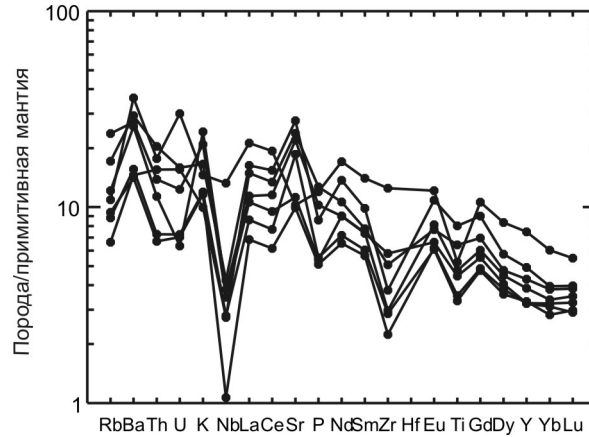


Рис. 3. Мультиэлементные спектры габброидов мыса Туксен, нормализованные к составу примитивной мантии (Sun & McDonough, 1989).

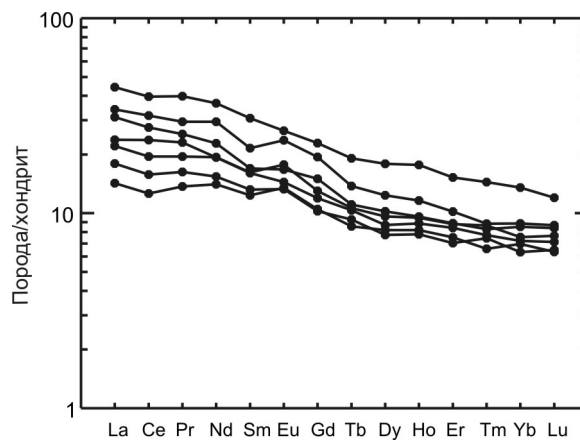


Рис. 4. Спектры распределения редкоземельных элементов в габброидах мыса Туксен, нормализованные к хондриту (Sun & McDonough, 1989).

фигуративные точки проанализированных пород располагаются вне поля типичных мантийных пород (N-MORB, E-MORB и OIB) и попадают в область пород, для которых характерно существенное обогащение Th относительно Nb. Считается, что формирование пород, обогащенных Th, а также легкими редкими землями, относительно Nb может осуществляться за счет мантийных источников, либо содержащих субдукционный компонент, либо контаминированных коровым материалом (Fitton et al., 1988; Dampare et al., 2008; Туркина, Ножкин, 2008).

Отсутствие явно выраженных корреляций между отношениями $(\text{Nb/La})_{\text{pm}}$ и $(\text{Th/La})_{\text{pm}}$, отражающими глубину Nb-аномалии на мультиэлементных спектрах, и отношениями $(\text{La/Sm})_{\text{n}}$ в исследованных породах свидетельствуют против контаминации мантийных источников материалом континентальной коры (рис. 6а, б) (Сафонова и др., 2008; Туркина, Ножкин, 2008). Об этом свидетельствует наличие образцов, имеющих значения $(\text{Th/La})_{\text{pm}} < 1$ (Туркина, Ножкин, 2008). Таким образом, для габброидов представляется маловероятной контаминация мантийных расплавов коровым материалом.

Для того чтобы оценить составы мантийных источников, воспользуемся методикой, предложенной в работе А.Д. Саундерса с соавторами (Saunders et al., 1988), который охарактеризовал соотношения Th-Nb-Ce в океанических базальтах на основе смешения трех компонентов (рис. 7). Габброиды мыса Туксен, за исключением габбро-диорита, характеризуются

повышенными значениями отношений Ce/Nb (6.8 – 14.3) и Th/Nb (0.3 – 0.7). Для габбро-диорита отмечаются более низкие значения отношений Ce/Nb и Th/Nb : 3.6 и 0.16, соответственно. На диаграмме в координатах $Ce/Nb - Th/Nb$ (Saunders et al., 1988) фигуративные точки габброидов располагаются в поле базальтов островных дуг, показывая, что в их источниках присутствовал субдукционный компонент SDC (рис. 7). Точка состава габбро-диорита смещена в сторону источников типа OIB и E-MORB. Повышенное содержание Nb, Zr в анализируемом габбро-диорите относительно других габброидов при сходных концентрациях Th, TiO_2 и близких значениях $mg\#$ (таблица) могут свидетельствовать об образовании данного габбро-диорита из источника, образованного в результате смешения двух мантийных компонентов – субдукционного (островодужного) и обогащенного Nb и Zr компонента.

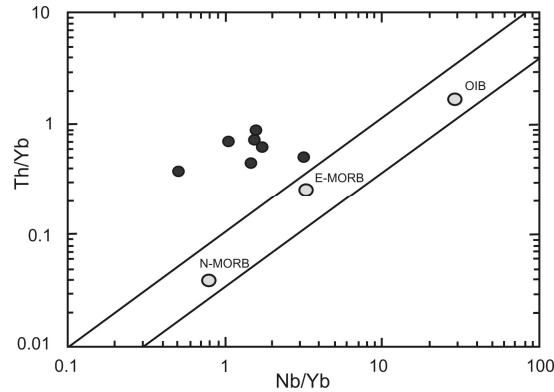


Рис. 5. Диаграмма $Th/Yb - Nb/Yb$ (Dampare et al., 2008) для габброидов мыса Туксен. Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB нанесены по (Sun & McDonough, 1989).

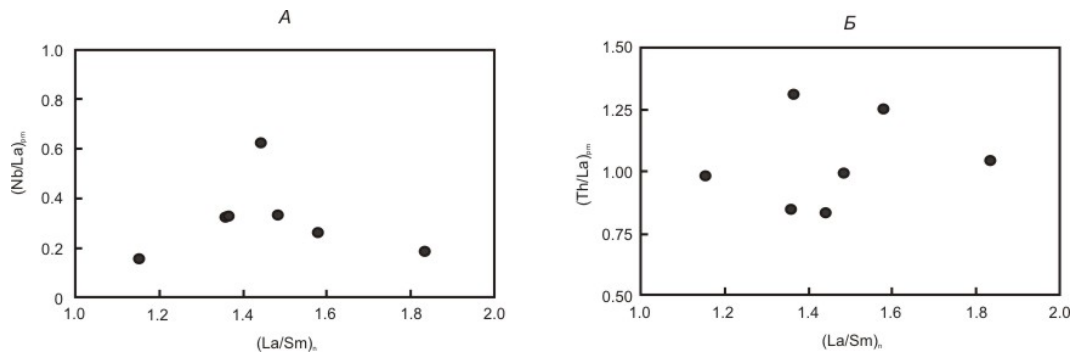


Рис. 6. Диаграммы $(Nb/La)_{pm} - (La/Sm)_n$ (А) и $(Th/La)_{pm} - (La/Sm)_n$ (Б) для габброидов мыса Туксен.

Высокие значения отношения La/Nb в проанализированных габброидах (2.9 – 6.2) свидетельствуют в пользу происхождения габброидов за счет литосферного источника, в то же время существенно более низкое значение La/Nb в габбро-диорите (1.5) говорит о добавлении к источнику данных пород астеносферного источника (Fitton et al., 1988).

Повышенные относительно MORB – OIB значения отношения Ba/La в габброидах (10 – 26 против 2.5 в N-MORB и 9.5 в OIB), а также низкие значения отношения Ce/Pb (2.9 – 3.9 против 25 в MORB и OIB) указывают на значительный вклад в источник габброидов элементов, мобильных во флюидной фазе (Ba, Pb) (Мартынов и др., 2007). Это может свидетельствовать о том, что мантийный источник габброидов был метасоматически переработан надсубдукционными флюидами.

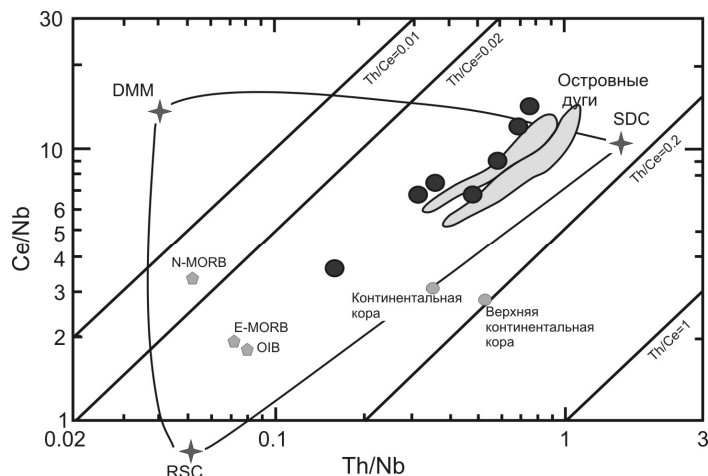


Рис. 7. Диаграмма Ce/Nb – Th/Nb (Saunders et al., 1988) для габброидов мыса Туксен. DMM – деплетированная MORB мантия, RSC – остаточный компонент слэба, SDC – субдукционный компонент. Линиями показаны траектории смешения между компонентами. Точки составов верхней континентальной коры, среднего состава коры и поля базальтов островных дуг показаны по (Dampare et al., 2008). Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB нанесены по (Sun & McDonough, 1989).

3. Заключение

Таким образом, для большинства проанализированных габброидов отчетливо определяется субдукционный литосферный источник. Для габбро-диорита отмечается смешанный (гетерогенный) источник, образующийся в результате смешения субдукционного и «обогащенного астеносферного» компонентов. Добавление «обогащенного» компонента в источник габбро-диоритов может быть обусловлено разрывом литосферной плиты с образованием «окон» (slab-window), через которые происходило добавление обогащенного астеносферного материала к источнику данных пород.

Возникновение «окон» может быть связано с деструкцией океанического слэба. Наклонная часть слэба могла испытать откат в сторону океана с отрывом его утяжеленной пологой части. В результате этого возникли условия для растяжения континентальной литосферы и проникновения обогащенного астеносферного мантийного вещества в верхние горизонты, где происходило смешение астеносферного и субдукционного мантийных компонентов. В терминах геодинамики подобные условия отвечают процессам деструкции (коллапса) активных континентальных окраин.

Работа выполнена в рамках Проектов совместных российско-украинских исследований 2011 г., грант РФФИ № 11-05-90412, грант ГФФИ Украины F № Ф40.6/030. Авторы выражают благодарность руководству Национального антарктического научного центра и зимовщикам УАС Академик Вернадский за всестороннюю поддержку и помощь при выполнении экспедиционных работ.

Список литературы

- Грикуров Г.Э. Геология Антарктического полуострова / М.: Наука, 1973. 120 с.
 Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология, 2007, т. 15, № 3. С. 295—316.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // *Петрология*, 2008, т. 16, № 5. С. 501–526.

Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики / М.: ГЕОС, 2004. 132 с.

Хаин В.Е. Тектоника океанов и континентов / М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Curtis R. The petrology of the Graham coast, Graham Land // *British Antarctic Survey. Scientific Report No. 50*. London: BAS. 1966. P.1–51.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S. and Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // *Precambrian Res.*, 2008, v. 162. P. 403–423.

Ferraccioli, F., Jones, P.C., Vaughan, A.P. and Leat, P.T. New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle // *Geophys. Res. Lett.* 2006. 33, doi: 10.1029/2005GL024636.

Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P. The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States / Eds. K.G. Cox, M.A. Menzies // *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences // J. Petrology Spec.*, 1988. P. 331–349.

Fleming, E.A. and Thomson, J.W. Northern Graham Land and South Shetland Islands, in *British Antarctic Territory Geological Map, 1:500,000 scale // British Antarct. Surv.* 1979. Cambridge.

Gladkochub D., Bakhmutov V., Vodovozov V. and Vaschenko V. New achievements in geological-geophysics investigations at the Academic Vernadsky Station area (Western Antarctica): petrology, geochronology and mineral resources // *Scientific investigations in Antarctica, Abstracts of III International Conference*. Kiev: UAC, 2006. P. 36.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / *Miscellaneous*, Ontario Department of Mines, 1976. 22 p.

Leat, P.T., Scarrow, J.H. and Millar, I.L., 1995. On the Antarctic Peninsula batholith // *Geol. Mag.* 1995. 132(4). P. 399–412.

Pankhurst, R.J. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica // *J. Geol. Soc.* 1982. 139(6). P. 701–711. doi:10.1144/gsjgs.139.6.0701.

Pankhurst, R.J. Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula, in *Antarctic Earth Science // Fourth International Symposium, Adelaide, Australia, 1983*. P. 367–371. eds. Oliver, R.L., James, P.R. & Jago, J.B. Cambridge University Press, New York.

Rex, D.C. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula // *Br. Antarct. Surv. Bull.* 1976. 43. P. 49–58.

Tangeman J.A., Mukasa S.B. and Grunow A.M. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: Confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust // *Tectonics*. 1996. V. 15. № 6. P. 1309–1324. doi:10.1029/96tc00840.

Saunders A.D., Norry M.J. and Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol (Special Lithosphere Issue)*, 1988. P. 415–445.

Sun S. and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the Oceanic // Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989, v. 42. P. 313–345.

Vaughan, A.P.M. and Storey, B.C. The Eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula // *Journal of the Geological Society, London*. 2000. 157(6). P. 1243–1256.

Winchester J.A. and Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geology*, 1977, v. 20. P. 325–343.