

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГРОМАДНЕНСКО-ВУРГУВЕЕМСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА (СОСТАВ И ГЕДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ)*А.В. Ганелин, С.Д. Соколов**ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: al-gan@yandex.ru*

Поступила в редакцию 10 июля 2018 г.

На территории Западной Чукотки офиолитовая ассоциация средне (?)–позднепалеозойского возраста представлена тремя крупными массивами базит-ультрабазитового состава: Алучинским, Атамановским и Громадненско-Вургувеемским, которые пространственно связаны с позднепалеозойскими вулканитами Яракваамского террейна. Настоящая статья посвящена дайкам Громадненско-Вургувеемского массива, которые образуют два пространственно разобщенных комплекса: «дайки 1» и «дайки 2». Оба комплекса прорывают плутонические габброиды массива. Комплекс «дайки 1» образует пакет дайковых тел, структурно связанный с палеозойскими островодужными вулканитами. Породы комплекса дифференцированы от базальтов до дацитов и по химизму соответствуют островодужным толеитам. Комплекс «дайки 2» представлен разрозненными телами базальтовых даек. Часть из них по составу аналогична породам комплекса «дайки 1». Возраст этих образцов, определенный Ar/Ar методом, составил 264–266 млн лет. Другая часть пород этого комплекса сочетает в своем составе как признаки, характерные для расплавов типа островодужных толеитов, так и признаки, характерные для расплавов типа N-MORB. Сделан вывод, что изученные дайковые комплексы вместе с изученными ранее дайками Алучинского массива отражают раннюю (позднепермскую) стадию развития задугового бассейна. Более зрелую стадию эволюции этого бассейна отражают позднетриасовые дайки Атамановского массива.

Ключевые слова: офиолиты, дайковые серии, магматизм, геодинамика, Южно-Ануйская сутура, Северо-Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших проблем региональной геологии Северо-Востока Азии связана с вопросом о строении зоны сочленения Верхояно-Колымской и Ануйско-Чукотской складчатых систем, границу между которыми маркирует Южно-Ануйская сутура (ЮАС) (рис. 1, а) [9, 14, 17, 21, 36]. К области сочленения ЮАС и Алазейско-Олойской складчатой системы (АОС), входящей в состав Верхояно-Колымской системы, приурочены крупные массивы плутонических и гипабиссальных пород основного-ультраосновного состава, рассматриваемые в качестве офиолитов [8–10]. Массивы пространственно ассоциируют с островодужными вулканогенными толщами как мезозойскими, входящими в состав ЮАС, так и с позднепалеозойскими, входящими в состав АОС. Являясь одним из ключевых объектов для расшифровки тектоники региона, офиолиты долгое время оставались мало изученными. Исследования последних лет позволили значительно ликвидировать

этот пробел [2–5, 12, 21]. Для Алучинского, Атамановского и Громадненско-Вургувеемского массивов были получены данные о возрасте, особенностях эволюции вещественного состава отдельных породных комплексов, обоснована связь с палеозойскими островодужными комплексами, проведена корреляция дислоцированных массивов между собой, обоснованы геодинамические обстановки формирования. В результате были сделаны выводы о том, что офиолиты формировались в условиях конвергентной границы, которая существовала, по крайней мере, с раннего карбона. В настоящее время они представляют собой фундамент АОС. Дайковые комплексы Громадненско-Вургувеемского массива в отличие от даек Алучинского массива остались не изученными. Цель настоящей статьи – компенсировать этот пробел и привести новые данные о вещественном составе и возрасте этих комплексов, что позволяет значительно уточнить картину тектонической эволюции офиолитов.

Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии, по [20] (а).

1 – Сибирский палеоконтинент, 2 – Верхояно-Чукотская складчатая область, 3 – Корякская складчатая система, 4 – Камчатская складчатая система, 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Четырехугольником выделен район исследований.

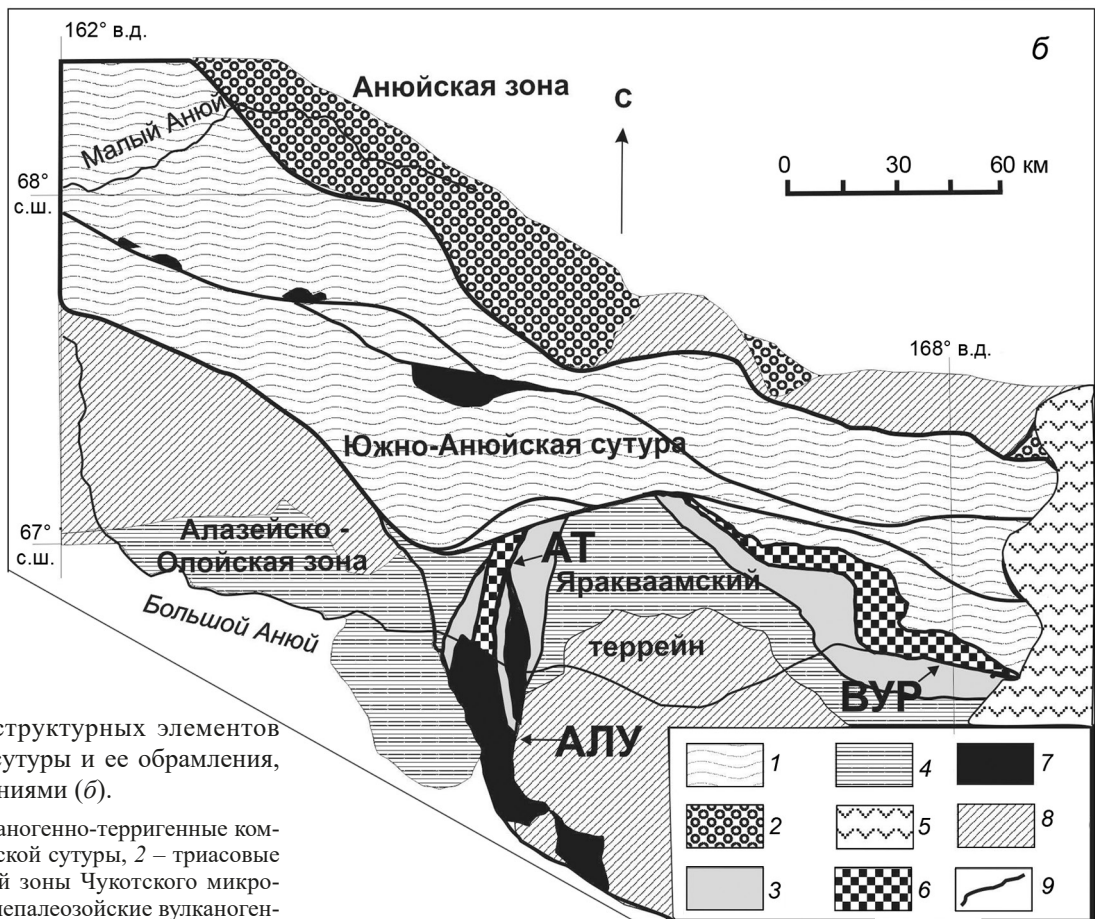
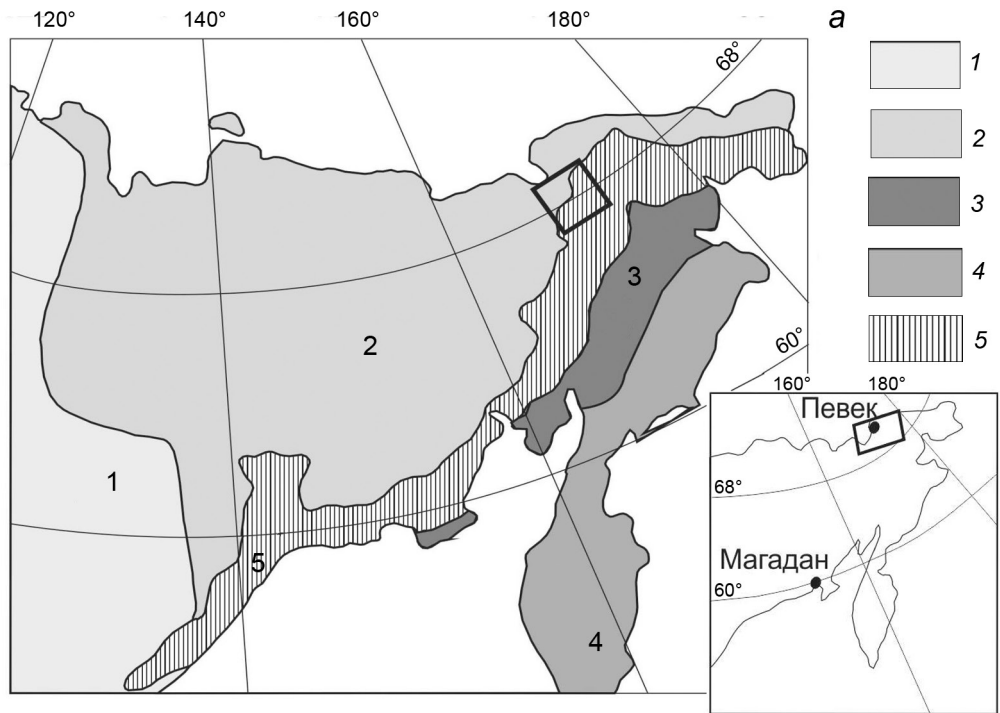


Схема основных структурных элементов Южно-Анюйской сутуры и ее обрамления, по [9, 36], с изменениями (б).

1 – мезозойские вулканогенно-терригенные комплексы Южно-Анюйской сутуры, 2 – триасовые турбидиты Анюйской зоны Чукотского микроконтинента, 3 – позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны, 4 – мезозойские вулканогенно-терригенные отложения Алазейско-Олойской зоны, 5 – меловые молассовые отложения, 6, 7 – ультрабазит-базитовые массивы (6 – с преобладанием базитов, 7 – с преобладанием ультрабазитов), 8 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы, 9 – разломы. АТ – Атамановский массив, ВУР – Громадненско-Вургувеевский массив, АЛУ – Алучинский массив.

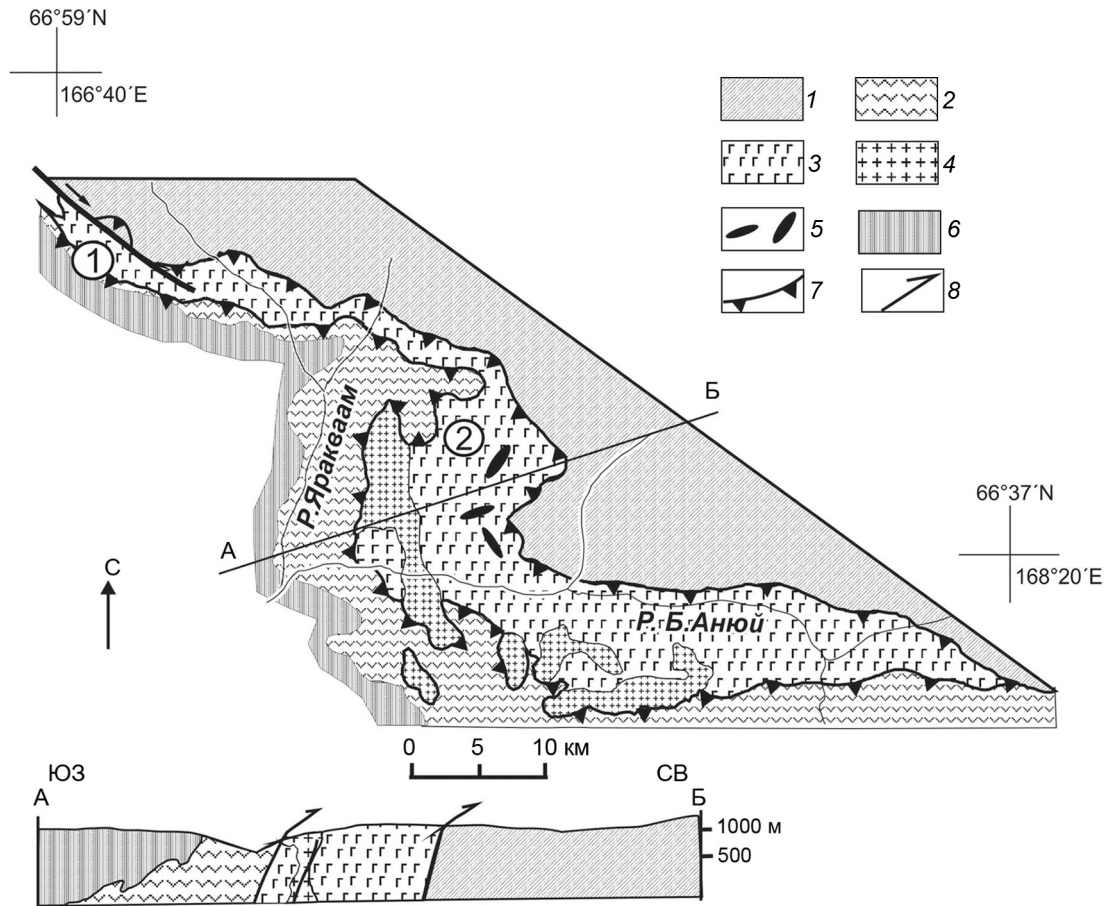


Рис. 2. Схема строения Громадненско-Вургувеевского массива, по [10], с изменениями.

1 – нерасчлененные среднеюрско-раннемеловые комплексы Южно-Анюйской сутуры, 2 – позднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, 3 – габброидные комплексы Громадненско-Вургувеевского массива, 4 – плагиограниты позднепалеозойского вургувеевского комплекса, 5 – тела плагиоклазосодержащих дунитов, оливин-амфиболовых кумулатов, оливинового габбро, 6 – меловые наложенные вулканогенно-осадочные комплексы, 7, 8 – надвиги, ограничивающие Громадненско-Вургувеевский массив: 7 – на карте, 8 – в разрезе. Цифры в кружках – расположение дайковых комплексов: 1 – комплекс «дайки 1», 2 – комплекс «дайки – 2».

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Громадненско-Вургувеевский массив расположен на границе между юго-восточной оконечностью ЮАС и Яракваамским террейном АОС (рис. 1, б). С юга породы массива граничат с вулканогенно-осадочной островодужной толщей Яракваамского террейна, возраст которой определен на основании фаунистических данных каменноугольно-пермским [22]. С севера массив граничит с мезозойскими вулканитами основного состава ЮАС. В современной структуре вместе с палеозойскими и мезозойскими вулканитами породы массива образуют пакет покровных пластин северной вергентности, который надвинут на среднеюрско-раннемеловые комплексы ЮАС [19, 36] (рис. 1, б, рис. 2). В ряде ранних работ [11, 15] плутонические породы массива вместе с юрскими вулканитами ЮАС рассматривались в качестве офиолитовой ассоциации юрского возраста.

Громадненско-Вургувеевский массив имеет форму сигмоидально изогнутой линзы протяженностью около 100 км и общей площадью около 500 км². В его составе выделяется несколько породных комплексов: плутонический ультрабазит-габбровый – громадненский комплекс, плагиогранитовый – вургувеевский комплекс, а также дайковый комплекс [1, 10, 36].

Громадненский комплекс распространен наиболее широко (около 80 % объема массива). Он представлен преимущественно средне-крупнозернистыми мезо-лейкократовыми габброидами (габбро, габбронориты). Габброидам резко подчинены ультраосновные кумулятивные перидотиты, которые в матрице габброидов образуют узкие линейные или небольшие изометричные тела протяженностью от 30 до 500 м при ширине не более 10–15 м. Согласно изотопным датировкам (Ar/Ar метод) [4, 6], возраст вторичных изменений в габброноритах со-

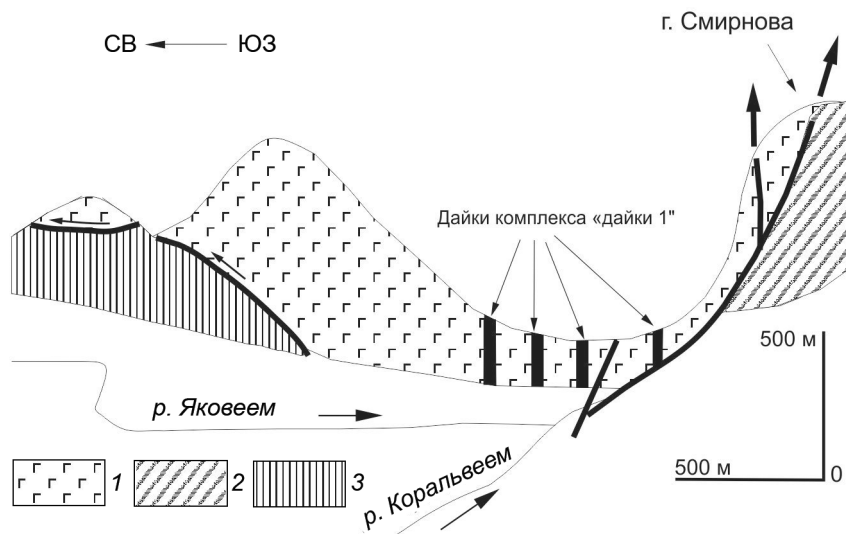


Рис. 3. Соотношения плутонических габброидов и комплекса «дайки 1» Громадненско-Вургувеевского массива с позднемезозойскими вулканитами ЮАС и позднепалеозойскими вулканитами Яракваамского террейна, по [1].

1 – габброиды Громадненско-Вургувеевского массива, 2 – позднепалеозойский комплекс Яракваамского террейна, 3 – позднемезозойские комплексы Южно-Аннуйской сутуры.

ставляет 332–312 млн лет. Соответственно возраст субстрата рассматривается как досерпуховский. Также Ar/Ar методом по валовому составу был получен интегральный возраст верлита [4], который составил 292–201 млн лет, что в сочетании с геологическими данными позволяет рассматривать кумулятивные перидотиты как более поздние образования по отношению к габброидам. Данные по вещественному составу плутонического комплекса, включающие детальные исследования пород и минералов, свидетельствуют, что габброиды и перидотиты кристаллизовались из расплавов типа островодужных толеитов и бонинитов [2]. На этом основании был сформулирован вывод, что плутонические породы вместе с палеозойскими вулканитами формировались в обстановке энсиматической островной дуги, начиная с предкаменноугольного времени, и, соответственно, относятся к структурам АОС.

Вургувеевский комплекс плагиогранитов наиболее полно описан в работах [10, 13]. Плагиограниты комплекса образуют ряд небольших интрузивных тел в центральной части массива, а также за его пределами. Породы характеризуются высоким содержанием калия ($K_2O = 1.21–2.36$ [10]). Изотопные датировки К-Аг методом плагиогранитов составляют 257 млн лет [13].

Дайковые комплексы. В структуре массива наблюдаются два пространственно разобщенных ареала распространения дайковых тел: комплексы «дайки 1» и «дайки 2» (рис. 2.). Комплекс «дайки 1» вскрывается на левом борту реки Коральвеем вблизи устья реки Яковеев ($66^{\circ}55'28''$; $166^{\circ}58'26''$) (рис. 3). Его обнаженная часть протягивается вниз по течению по левому борту р. Коральвеем примерно на 1.5–2 км. Комплекс представляет собой пакет сближенных мно-

гочисленных дайковых тел, прорывающих габброиды Громадненско-Вургувеевского массива (рис. 3). Дайки представлены субвертикальными телами северного простирания мощностью от 0.3–0.5 до 2–3 м и сложены диабазами, габбродиабазами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. Среди даек наблюдаются скрины габбро. Комплекс «дайки 1» занимает пограничное положение между габброидами массива и расположенным южнее и структурно выше позднепалеозойским островодужным вулканогенным комплексом Яракваамского террейна (рис. 3). Согласно данным [1], слагающие его средние и кислые эффузивы близки по составу к описанным дайкам, что позволяет рассматривать их как единый комплекс.

Комплекс «дайки 2» расположен в центральной части массива (рис. 2) и был изучен в бассейне руч. Крутой ($66^{\circ}43'38''$; $167^{\circ}25'51''$). Дайки представляют собой отдельные разрозненные тела различной ориентировки. Мощность тел от нескольких см до полуметра, протяженность не более 10 м. Дайки представлены мелкозернистыми диабазами и базальтами и прорывают габброиды Громадненско-Вургувеевского массива.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания главных элементов определялись методом классической мокрой химии в химико-аналитическом центре ГИН РАН.

Микроэлементный анализ проб (кроме образца ГК98 3-1) проводился в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Для разложения образцов пород основного состава использовали открытые системы, а для образцов пород кислого состава – автоклавы МКП-05 НПВФ («АНКОН-АТ-2», Россия).

Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводили с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Dy и ^{62}Ni к каждому анализируемому образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, *Thermo Elemental*, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до пятикратного предела обнаружения и не превышает 0.1 при измерении содержания, превышающего пятикратный предел обнаружения. Для проверки правильности анализа образцов использовали стандартные образцы: Габбро Эссекситовое СГД-1А (ГСО 521-84П); Габбро Эссекситовое СГД-2А (ГСО 8670-2005); альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П); щелочной апаитовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85).

Микроэлементный состав образца ГК98 3-1 проводился методом нейтронной активации на полупроводниковом спектрометре ГАММА-1П (ЗАО АСПЕКТ).

Изотопные геохронологические исследования производились методом Ag-Ag датирования в университете г. Фэрбенкс (Аляска, США, аналитик Поль Лэйер) на масс-спектрометре VG-3600. Использовались стандартные методики, описанные в [18, 31]. Для получения возрастного спектра пород применялся ступенчатый нагрев до полного плавления проб.

ПЕТРОГРАФИЯ

Комплекс «дайки 1»

Базальты, андезибазальты – имеют массивную, иногда полосчатую текстуру. Структура порфировая, реже афировая микродиабазовая, состоит из мелких (0.1–0.3 мм) лейст частично измененного или свежего плагиоклаза (50 %), интерстиции (50 %) между которыми заполнены агрегатами разложенного стекла и мелких (0.1–0.2 мм) зерен клинопироксена. Клинопироксен иногда амфиболлизирован, иногда неизмененный. В отдельных случаях увеличение размеров зерен приводит к появлению микродиабазов. Для аналитических исследований использовались преимущественно образцы с афировыми структурами.

Дацинты – породы с массивной текстурой и порфировой структурой. Вкрапленники (10–15 %) представлены угловатыми неправильной многоугольной формы зернами, полностью сосюритизированными. Основная масса (85–90 %) имеет андезитовую структуру, состоит из скоплений очень мелких (≤ 0.1 мм)

зерен плагиоклаза, кварца и вторичных бурых агрегатов разложенного стекла.

Комплекс «дайки 2»

Все породы этого комплекса представлены **базальтами** и **микродиабазами**. Для пород характерны массивные текстуры. Структуры пород афировые и порфировые. Вкрапленники (5–15 %) представлены полностью сосюритизированными зернами плагиоклаза, размер которых варьирует от 0.5 до 2 мм. Форма вкрапленников различная: мелкие зерна имеют бесформенные очертания с резорбированными краями или образуют неправильные многоугольники. Более крупные зерна имеют идиоморфные удлиненные или таблитчатые очертания. Основная масса (95–85 %) во всех образцах имеет микродиабазовую (апоинтерсертальную) структуру. Состоит из агрегатов очень мелких (≤ 0.1 мм) зерен, представленных идиоморфными, иногда свежими, чаще сосюритизированными лейстами плагиоклаза, интерстициальными, частично амфиболлизированными зернами клинопироксена и разложенного стекла. Во всех образцах присутствуют (5–10 %) мелкие бесформенные зерна рудного минерала.

ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ ПОРОД

Из комплекса «дайки 2» методом Ag/Ag датирования было произведено два измерения (рис. 4) валового состава образца GK 982-15. Порода представляет собой базальт с афировой микродиабазовой структурой. Основная масса состоит из идиоморфных лейст (0.1–0.3 мм) свежего плагиоклаза (50 %) и интерстиционных агрегатов разложенного стекла и частично амфиболлизированного клинопироксена.

Возраст плато составил 264.8 ± 3.3 и 266.9 ± 1.6 млн лет (рис. 4), что соответствует поздней перми.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Содержания петрогенных и рассеянных элементов приведены в таблице.

По содержанию SiO_2 составы пород комплекса «дайки 1» попадают на границу полей базальтовых андезитов и базальтовых трахиандезитов, а также в поля андезитов и дацитов (рис. 5, а). Они характеризуются незначительными концентрациями калия ($\text{K}_2\text{O} = 0.17\text{--}0.38$ мас. %) и соответствуют известково-щелочной серии на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ (рис. 5, б). Для пород характерны низкие концентрации магния ($\text{MgO} = 2.58\text{--}4.83$ мас. %) и умеренная магнезиальность ($\text{Mg}^\# = 51.34\text{--}61.59$). На вариационных диаграммах наблюдается незначительный рост концентраций титана ($\text{TiO}_2 = 0.48\text{--}$

Таблица. Содержание главных элементов (мас. %) и элементов-примесей (г/т) в породах дайковых серий Громаденско-Вургувеевского массива.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
	С 2573/1	С 2572/9	С2572/2	С 2572/4	С 2573/4	С 2572/6	ГК 983-1
SiO ₂	68.22	57.8	53.06	50.18	51.58	52.5	48.08
TiO ₂	0.48	0.75	1.06	1.43	1.24	1.44	0.73
Al ₂ O ₃	12.85	15.53	15.64	15.67	15.32	15.09	16.07
Fe ₂ O ₃	1.85	3.2	4.15	3.8	4.79	5.19	6.27
FeO	2.87	4.96	6.32	7.47	7.26	5.57	4.16
MnO	0.15	0.19	0.2	0.24	0.21	0.24	0.16
CaO	2.44	4.62	5.63	6.75	4.26	6.86	10.79
MgO	2.58	3.47	4.32	4.42	4.83	3.68	8.63
Na ₂ O	1.22	1.61	5.11	4.76	4.8	4.13	1.88
K ₂ O	0.34	1.69	0.68	0.38	0.17	0.36	0.09
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.16	0.23	0.15	0.28	0.09
ППП	4.76	2.57	3.1	4.03	5.15	3.96	2.98
Сумма	99.78	99.5	99.43	99.36	99.76	99.3	99.93
Mg [#]	61.59	55.47	54.90	51.34	54.29	54.09	78.72
Cr	26	66	55	26	42	55	492
Ni	22	33	36	26	31	33	97
V	38	190	227	343	368	360	280
Co	5	25	26	28	33	29	46
Cu	28	-	-	58	137	-	-
Zn	70	-	-	87	94	-	-
Cs	0.34	-	-	0.49	0.28	-	-
Rb	5.91	-	-	4.83	2.03	-	1.00
Ba	110	-	-	137	108	-	86
Th	1.98	-	-	0.58	0.59	-	-
U	0.86	-	-	0.25	0.26	-	-
Pb	6.02	-	-	1.51	2.67	-	-
Nb	2.17	-	-	1.37	0.94	-	1.60
Ta	0.11	-	-	0.07	0.06	-	-
Sr	211	-	-	268	174	-	350
Zr	108	-	-	56	46	-	39
Hf	3.32	-	-	1.63	1.50	-	-
Ti	2420	-	-	7007	6293	-	-
Y	38	-	-	29	23	-	13
La	9.69	-	-	5.83	4.57	-	1.80
Ce	23.44	-	-	14.58	11.66	-	5.60
Pr	3.30	-	-	2.18	1.80	-	-
Nd	15.32	-	-	10.71	8.82	-	4.50
Sm	4.26	-	-	3.24	2.72	-	1.60
Eu	1.10	-	-	1.24	1.06	-	0.67
Gd	4.61	-	-	3.81	3.23	-	-
Tb	0.81	-	-	0.63	0.55	-	0.38
Dy	5.63	-	-	4.27	3.83	-	-
Ho	1.32	-	-	0.97	0.85	-	-
Er	3.68	-	-	2.61	2.34	-	-
Tm	0.57	-	-	0.38	0.34	-	-
Yb	3.80	-	-	2.54	2.30	-	1.40
Lu	0.58	-	-	0.38	0.34	-	0.21

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
	ГК 983-3	ГК 981-3	ГК 982-3	ГК 982-1	ГК982-13	ГК 981-6	ГК984-4
SiO ₂	48.25	43.18	45.52	44.97	52.89	53.71	45.36
TiO ₂	0.71	1.09	1.18	1.16	1.45	1.19	1.22
Al ₂ O ₃	16.31	16.75	16.43	16.51	14.63	14.82	17.55
Fe ₂ O ₃	1.96	3.84	2.34	2.56	5.16	1.6	4.56
FeO	6.46	7.06	7.5	7.38	6.85	8.13	7.98
MnO	0.21	0.27	0.23	0.22	0.23	0.19	0.22
CaO	8.9	12.67	10.13	10.88	7.34	8.27	11.23
MgO	10.2	8.52	8.8	8.5	4.43	4.51	6.05
Na ₂ O	3.05	1.22	2.35	2.19	4.17	4.69	2.48
K ₂ O	0.12	0.34	0.49	0.47	0.4	0.64	0.16
P ₂ O ₅	0.1	0.08	0.19	0.2	0.25	0.22	0.17
ППП	3.1	4.76	4.37	4.74	1.75	1.83	2.6
Сумма	99.37	99.78	99.53	99.78	99.55	99.8	99.58
Mg [#]	73.79	68.27	67.66	67.22	53.57	49.70	57.48
Cr	312	267	200	19	8.7	21.8	8
Ni	76	147	84	20	12	27	26
V	197	247	215	419	334	327	364
Co	39	58	42	39	27.1	23.5	38
Cu	88.8	71.7	58.0	123	89.3	83.6	124
Zn	60.8	63.7	73.9	95	92.1	85.2	96
Cs	0.071	0.77	0.23	0.10	0.22	0.054	0.14
Rb	1.5	6.1	7.5	0.22	8.0	6.9	1.80
Ba	80.5	388	295	68	138	197	77
Th	0.13	0.076	0.28	0.02	0.44	0.30	0.04
U	0.075	0.035	0.12	0.02	0.20	0.16	0.03
Pb	1.1	0.37	0.73	2.69	1.4	1.6	1.29
Nb	0.45	1.5	4.8	0.17	1.0	1.1	0.79
Ta	0.037	0.11	0.27	0.02	0.053	0.066	0.03
Sr	343	459	619	436	373	426	379
Zr	32.3	54.1	78.0	7	54.5	54.2	6
Hf	1.1	1.6	2.0	0.31	1.7	1.8	0.22
Y	12.8	25.1	21.7	6	25.3	21.7	24
La	1.7	1.8	5.5	1.16	5.4	4.8	3.83
Ce	4.7	5.2	13.2	2.89	12.9	12.3	10.02
Pr	0.78	0.90	1.9	0.38	2.0	1.9	1.60
Nd	4.7	5.4	9.7	1.86	10.5	9.9	8.20
Sm	1.5	2.1	2.9	0.61	3.3	2.9	2.73
Eu	0.57	0.92	1.1	0.42	1.3	1.0	1.11
Gd	1.9	3.4	3.5	0.81	4.3	3.6	3.32
Tb	0.34	0.59	0.58	0.15	0.67	0.57	0.57
Dy	2.3	4.2	3.8	1.08	4.4	3.8	3.88
Ho	0.47	0.91	0.78	0.25	0.91	0.79	0.88
Er	1.4	2.8	2.3	0.71	2.7	2.4	2.37
Tm	0.20	0.41	0.33	0.11	0.38	0.34	0.34
Yb	1.3	2.8	2.2	0.74	2.4	2.3	2.25
Lu	0.21	0.43	0.32	0.11	0.36	0.35	0.33

Примечание. 1–6 – комплекс «дайки 1»: 1, 2 – дациты, 3–6 – андезибазальты; 7–14 – комплекс «дайки 2» – базальты, андезибазальты.

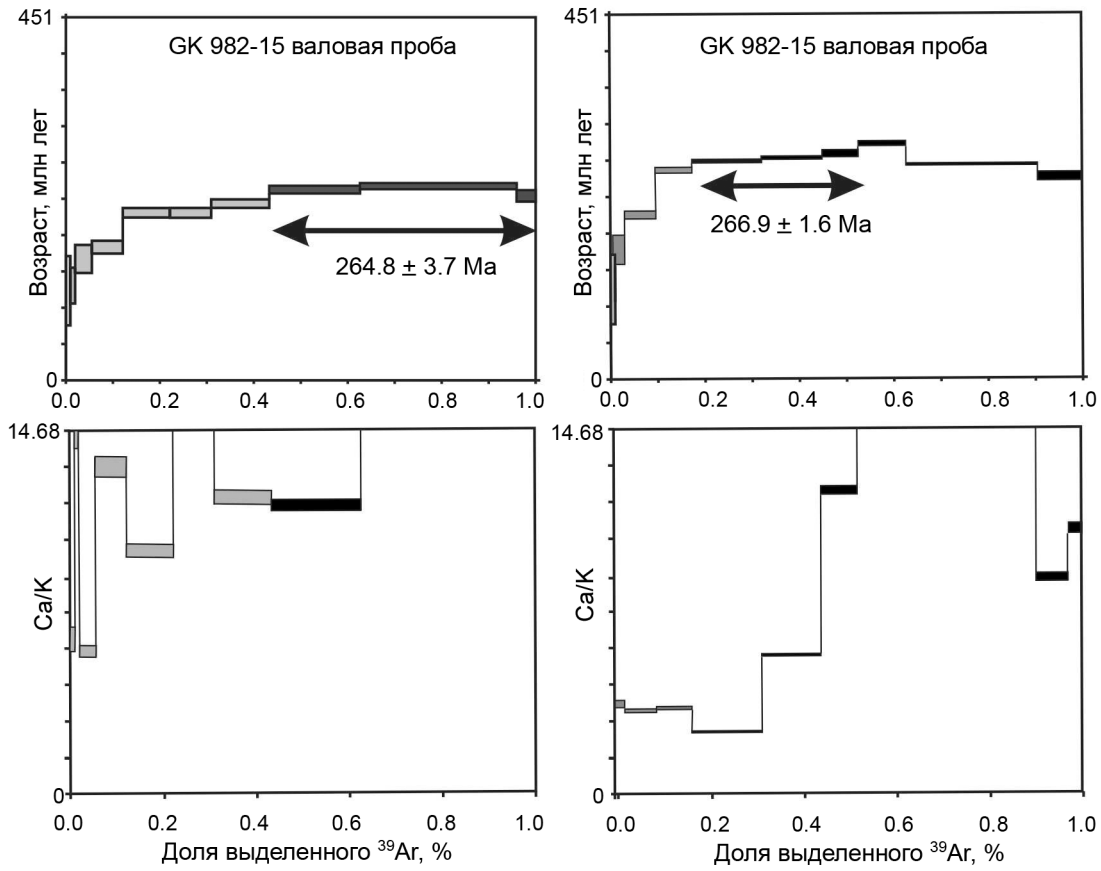


Рис. 4. Возрастной и Са/К спектры по результатам двух измерений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в валовой пробе образца ГК-982-15 из комплекса «дайки 2».

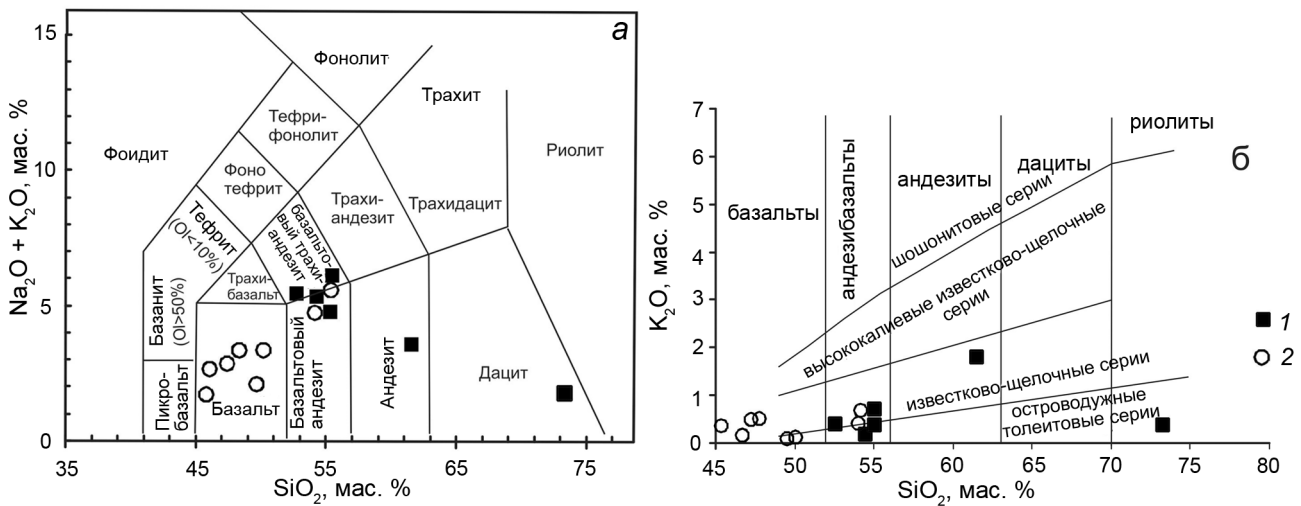


Рис. 5. Классификационные диаграммы SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [30] (а) и SiO_2 – K_2O [25] (б).

1 – образцы комплекса «дайки 1», 2 – образцы комплекса «дайки 2».

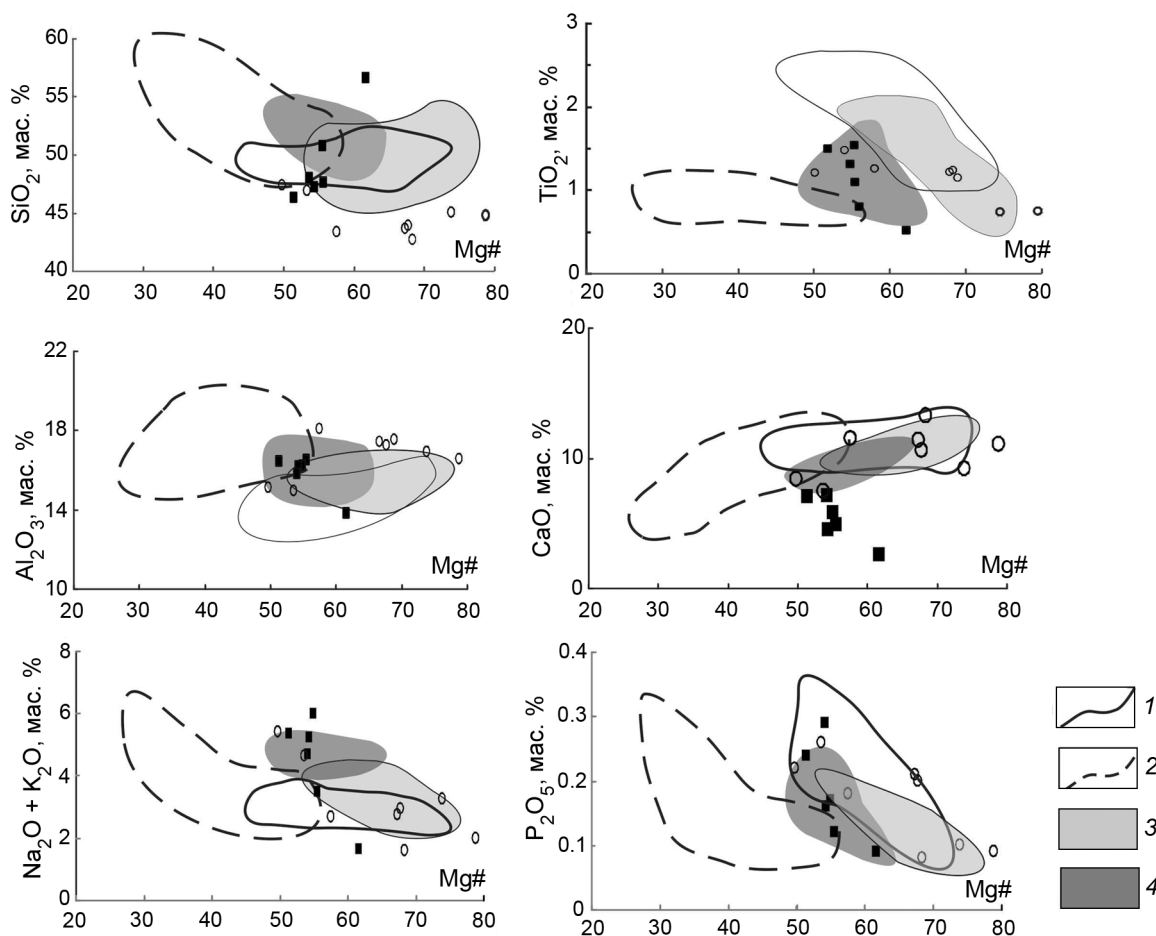


Рис. 6. Зависимости SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , P_2O_5 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (мас. %) от магнезиальности ($100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) для пород дайковых серий Атамановского и Алучинского массивов. Диаграммы построены для составов, пересчитанных на 100 %.

1 – поле базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия [16, 23], 2 – поле островодужных вулканитов Марианской дуги, по [39], 3, 4 – дайки Алучинского офиолитового комплекса [3]: 3 – поле диабазовых даек Алучинского массива, 4 – поле диабазовых даек Атамановского массива. Остальные усл. обозначения см. рис. 5.

1.44 мас. %), глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.85\text{--}15.67$ мас. %) и кальция ($\text{CaO} = 2.44\text{--}6.86$ мас. %) с падением магнезиальности (рис. 6).

Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах комплекса «дайки 1» практически параллельны (рис. 7). Наблюдаются умеренные суммарные концентрации РЗЭ ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 9.6\text{--}11.6$ г/т) – в андезибазальтах, и ($\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb} = 17.75$ г/т) – в образце дацита. Все образцы характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) относительно средних (СРЗЭ) и тяжелых (ТРЗЭ). В андезибазальтах ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.08\text{--}1.16$; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.42\text{--}1.64$), в даците – ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1.47$; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.83$).

На спайдерграммах, нормированных на примитивную мантию (рис. 8, а), распределение рассеянных элементов имеет ярко выраженный островодужный

характер с обогащением крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ) и Ta-Nb минимумом. Составы всех образцов образуют параллельные спектры, совпадающие с полем островодужных толеитов Марианской островной дуги (рис. 8, а).

Породы комплекса «дайки 2» характеризуются умеренными вариациями суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1.56\text{--}5.33$ мас. %) при низких значениях содержания калия ($\text{K}_2\text{O} = 0.09\text{--}0.64$ мас. %) и на классификационных диаграммах попадают в поля базальтов и андезибазальтов (рис. 5). Повышенные значения суммы щелочей вероятно связаны с вторичными изменениями. По содержанию петрогенных оксидов породы этой группы разбиваются на два кластера (рис. 6). В одном кластере при концентрации магния ($\text{MgO} = 8.5\text{--}10.2$ мас. %) наблюдаются вариации концентраций титана ($\text{TiO}_2 = 0.71\text{--}1.18$ мас. %), гли-

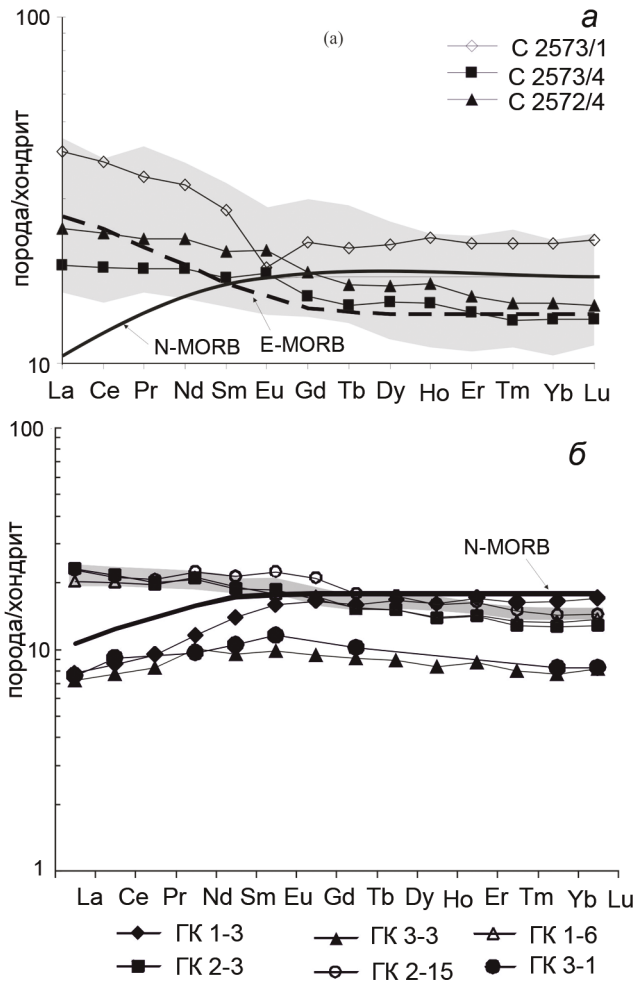


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [37], для пород комплексов «дайки 1» (а) и «дайки 2» (б).

Поле на рис. (а) – островодужные толеиты Марианской дуги, по [24]; поле на рис. (б) – диабазы группы «дайки 1». Толеиты N- и E-MORB, по [16].

нозема ($Al_2O_3 = 16.31-16.75$ мас. %), кальция ($CaO = 8.9-12.67$ мас. %). В другом кластере, при более низких концентрациях магния ($MgO = 4.43-6.05$ мас. %), концентрации титана, глинозема и кальция варьируют в диапазонах: ($TiO_2 = 1.19-1.45$ мас. %), ($Al_2O_3 = 14.63-17.55$ мас. %), ($CaO = 7.34-11.23$ мас. %). Как видно из этих данных, выделенные кластеры составов не связаны между собой прямыми корреляционными связями и не ложатся на тренд фракционной кристаллизации.

По характеру распределения РЗЭ диабазы из комплекса «дайки 2» образуют две группы. В одной из них характер распределения РЗЭ аналогичен распределению в породах группы «дайки 1». Для них характерны умеренные суммарные концентрации РЗЭ

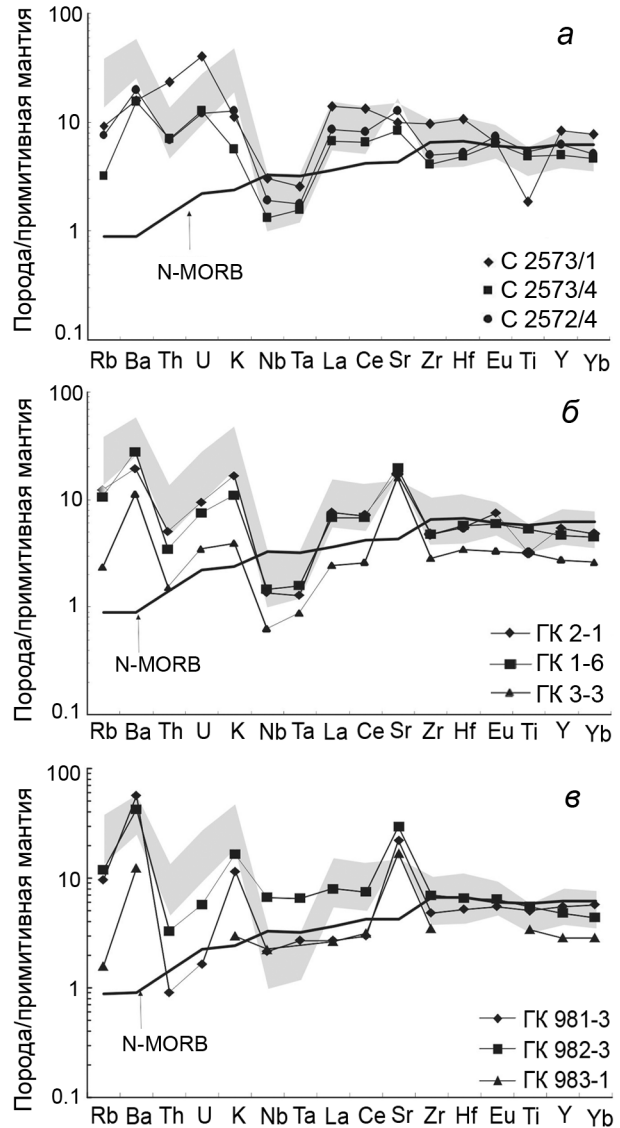


Рис. 8. Спайдерграммы элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии, по [37], для пород комплекса «дайки 1» (а), комплекса «дайки 2» (б), (в).

Серое поле на рисунке – вулканиты Марианской дуги, по [24]. Спектр N-MORB – по [37].

($La + Sm + Yb = 8.8-10.1$ г/т), сопоставимые концентрации легких РЗЭ (ЛРЗЭ) относительно средних РЗЭ (СРЗЭ) и повышенные относительно тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) ($(La/Sm)_{cn} = 0.9-1.2$; $(La/Yb)_{cn} = 1.22-1.66$) (рис. 7, б)

Вторая группа образцов отличается низкими суммарными концентрациями РЗЭ ($La + Sm + Yb = 4.4-6.5$ г/т) и обеднением ЛРЗЭ относительно СРЗЭ и ТРЗЭ ($(La/Sm)_{cn} = 0.55-0.73$, $(La/Yb)_{cn} = 0.5-0.92$). Подобный характер распределения РЗЭ сближает расплавы описываемых диабазов с расплавами типа N-MORB (рис. 7, б). На спайдерграммах диабазы из

этой группы также образуют два вида спектров распределения рассеянных элементов (рис. 8, б, в). Один из них отражает особенности распределения элементов, совпадающие с особенностями спектров андезит-базальтов из группы «дайки 1» (рис. 8, б). Они обогащены крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ), имеют ярко выраженные Ta-Nb минимумы и отличаются только максимумом Sr. В спектрах других образцов (рис. 8, в) при сохранении некоторых общих свойств (обогащение КИЛЭ, максимум Sr) исчезает такая характерная черта для островодужных расплавов, как Ta-Nb минимум, понижаются концентрации Th, который является крупноионным литофильным элементом, устойчивым к вторичным изменениям. Таким образом, особенности распределения мультиэлементов для этих пород имеют черты, характерные как для островодужных расплавов, так и для расплавов типа N-MORB.

С целью более точного определения геодинамических условий образования дайковых серий Громаденско-Вургувеевского массива были выбраны элементы, наиболее устойчивые к процессам вторичных изменений, такие как Ti, V, Ni, Cr, Y, Zr.

Анализ диаграмм с использованием этих элементов показал следующее (рис. 9).

На диаграмме зависимости Ni – Ti/Cr (рис. 9, а) характер распределения титана, хрома и никеля для образцов из комплекса «дайки 1» показывает, что все точки составов располагаются в поле умереннотитанистых островодужных серий, однако часть расположена вблизи с границей области океанических составов. Точки составов диабазов из комплекса «дайки 2» образуют две группы. Одна из них, так же, как и составы пород комплекса «дайки 1», попадает в поле умереннотитанистых островодужных серий. Другая группа характеризуется низкими содержаниями титана, и точки располагаются вблизи линии раздела островодужных и океанических областей.

На диаграмме зависимости Ti/1000–V (рис. 9, б.) все изученные образцы из обоих комплексов группируются возле линии $Ti/V = 20$, попадая, таким образом, как в островодужные, так и в океанические области.

По соотношению Y и Cr (рис. 9, в) составы пород комплекса «дайки 1» демонстрируют низкие концентрации хрома и полностью располагаются в поле островодужных составов. Составы пород комплекса «дайки 2» значительно более хромистые. Часть из них ложатся в поле островодужных составов. Другая часть располагается вблизи или внутри области перекрытия океанического и островодужного полей. На треугольной диаграмме Th–Hf/3–Ta (рис. 9, г) точки

составов двух изученных комплексов четко разделяются. Составы комплекса «дайки 1» занимают островодужное поле. Составы пород комплекса «дайки 2» попадают в поля океанических областей.

На диаграмме зависимости Zr – Y (рис. 10) все изученные образцы из обоих комплексов образуют тренд, соответствующий хондритовому отношению, и попадают в поле островодужных серий. Исключение составляет образец ГК 2-3 из комплекса «дайки 2», в котором наблюдаются повышенные концентрации Zr и который попадает в поле базальтов COX.

ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные выше данные свидетельствуют о том, что изученные дайковые серии существенно отличаются друг от друга. Особенности вещественного состава комплекса «дайки 1», такие как существенно андезитовый состав пород, петрохимические и геохимические особенности (обогащение ЛРЗЭ и КИЛЭ, отрицательные Ta-Nb аномалии), а также отношения между индикаторными элементами на дискриминантных диаграммах свидетельствуют об островодужном генезисе этих пород из расплавов типа островодужных толетитов. Структурно дайковые тела этого комплекса связаны с островодужной толщей каменноугольно-пермского возраста. Вероятно, эти породы были сформированы на фундаменте надсубдукционного плутонического перидотит-габбрового комплекса Громаденско-Вургувеевского массива и, вероятнее всего, вместе с вышележащей вулканогенной толщей представляют собой раннекаменноугольный-пермский островодужный комплекс Яракваамского террейна (рис. 12).

Среди диабазов комплекса «дайки 2» выделяется группа пород, по своему составу аналогичная породам комплекса «дайки 1», что дает основание рассматривать их в качестве комагматов, образовавшихся в общей геодинамической островодужной обстановке. Геологические данные свидетельствуют, что комплекс пород «дайки 1» связан с вулканогенно-осадочной каменноугольно-пермской толщей. Абсолютная датировка, полученная для диабаза из комплекса «дайки 2» (264–266 млн лет), позволяет считать, что время формирования дайковых серий соответствует поздней перми.

Другая группа пород из комплекса «дайки 2» существенно отличается по геохимическим особенностям. Для образцов этой группы характерны обеднение ЛРЗЭ, низкие концентрации Th, слабовыраженный Ta-Nb минимум, повышенные по сравнению с островодужными составами концентрации Ni, Cr. На дискриминантных диаграммах точки составов этих пород ложатся в поля N-MORB. В то же время, неко-

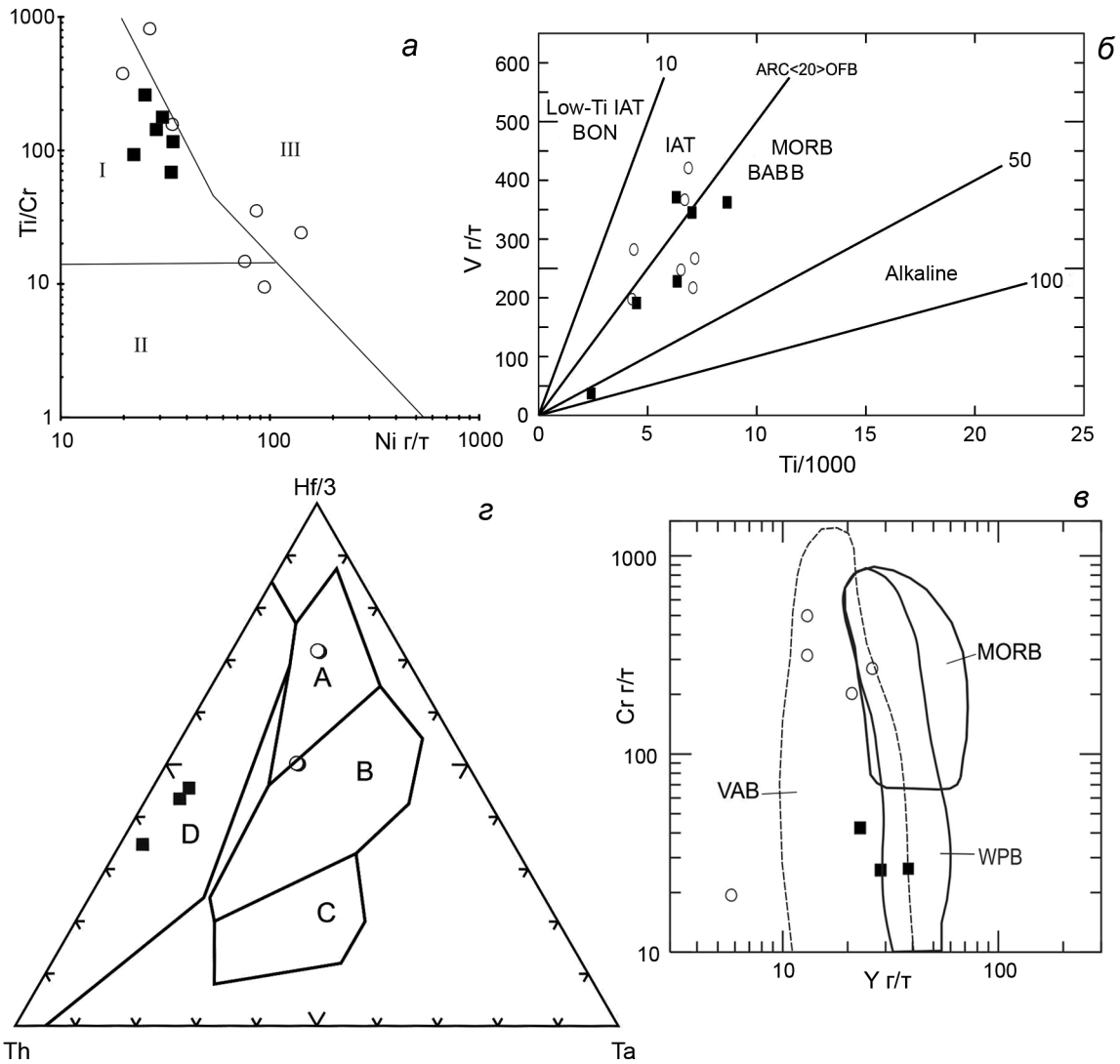


Рис. 9. Дискриминантные диаграммы Ni (г/т)–Cr/Ti (а), по [7], Ti/1000–V (г/т) (б), по [35], Y (г/т)–Cr (г/т) (д), по [33], Th–Hf/3–Ta (с), по [38], для пород дайковых комплексов «дайки 1» и «дайки 2» Громадненско-Вургувеевского массива.

Поля на (б) и (д): IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, BABB – базальты задуговых бассейнов, VAB – базальты вулканических дуг; WPB – внутриплитные базальты; на (с): А – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB), В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), С – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг; на (а): I – умеренно титанистые толеитовые серии островных дуг, II – низкотитанистые (бонинитовые) серии островных дуг, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, окраинных морей и т.п. Остальные усл. обозначения см. на рис. 5.

торые черты химизма сближают составы этих пород с надсубдукционными (повышенные концентрации КИЛЭ, в некоторых образцах обеднение ВЗЭ). На диаграмме зависимости Nb –Ba (рис. 11) точки составов этих пород располагаются в поле составов для пород Марианского трога (промежуточные составы между составами N-MORB и островодужными). В то же время хорошо видно, что все точки расположены далеко от области N-MORB и близко к полю островодужных составов. Таким образом, эти образцы из комплекса «дайки 2» характеризуются составом,

промежуточным между расплавами типа N-MORB и островодужными. Именно эта особенность отличает базальты задуговых бассейнов (типа BABB). С учетом того, что эти породы представлены отдельными маломощными дайковыми телами, рвущими островодужные габброиды Громадненско-Вургувеевского массива, можно предположить, что они фиксируют начальные фазы (рифтинг) формирования задугового бассейна (рис. 12).

Полученные данные имеют важное значение для корреляции изученных дайковых комплексов

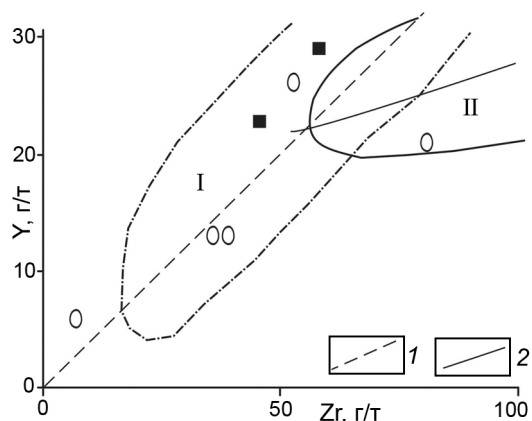


Рис. 10. Диаграмма Zr–Y, по [7], для пород дайковых комплексов «дайки 1» и «дайки 2» Громадненско-Вургувеевского массива.

Линии отношений Zr/Y: 1 – в хондритах, 2 – в базальтах Срединно-Атлантического хребта. Поля: I – островных дуг западной части Тихого океана, II – Срединно-Атлантического хребта.

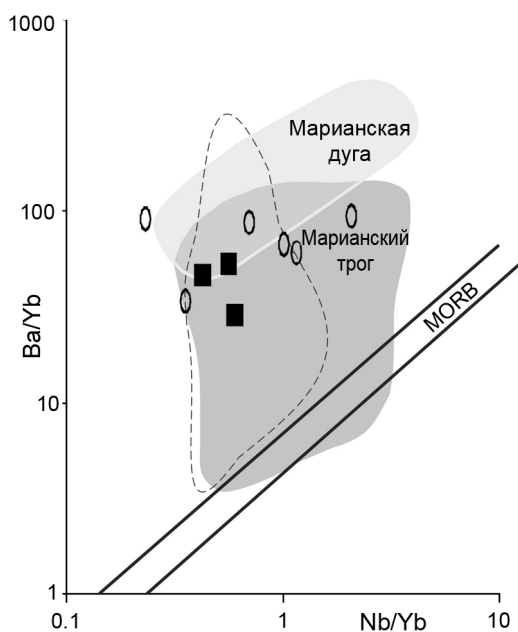


Рис. 11. Диаграмма зависимости Nb/Yb–Ba/Yb, по [34], для пород дайковых комплексов «дайки 1» и «дайки 2» Громадненско-Вургувеевского массива. Пунктирная линия – поле составов дайковых серий Алучинского офиолитового массива [3], остальные усл. обозначения см. на рис. 5.

Громадненско-Вургувеевского массива с дайками Алучинской группы массивов. Согласно данным [3], в Алучинских офиолитах дайки представлены двумя пространственно изолированными комплексами, один из которых (Атамановский массив) полностью сложен телами диабазов, габбродиабазов, большая часть

которых соответствует по своему составу базальтам типа N-MORB. Возраст этих пород составляет 226–220 млн лет (Ar/Ar метод) [3, 4]. В то же время отдельные породы этого комплекса имеют островодужные характеристики. Другой дайковый комплекс, так же как комплекс «дайки 2» в Громадненско-Вургувеевском массиве, представлен разрозненными дайковыми телами (роями), прорывающими мантийные ультрабазиты и кумуляты нижнекорового комплекса. Для большинства этих пород характерны островодужные составы, но некоторые образцы характеризуются особенностями химизма базальтов типа N-MORB. Эти данные позволили предложить тектоническую интерпретацию дайковых серий алучинских офиолитов [3, 5], согласно которой дайки формировались из расплавов семейства базальтов задуговых бассейнов (BABB) и отражают начальную (островодужную) и зрелую (океаническую) стадии раскрытия задугового бассейна.

Приведенные в статье данные по дайкам Громадненско-Вургувеевского массива свидетельствуют, что составы комплексов «дайки 1» и «дайки 2» характеризуются такими же особенностями, какие были отмечены для даек Алучинского офиолитового комплекса [3]. Важное отличие состоит в том, что дайкам Громадненско-Вургувеевского массива в большей степени свойственны островодужные характеристики, что отличает их от даек Атамановского массива и сближает с дайками, образующими отдельные рои и тела в ультрабазитах Алучинского массива. Эти два комплекса отражают начальную стадию раскрытия задугового бассейна. Зрелая фаза эволюции этого бассейна представлена позднепермскими диабазовыми дайками Атамановского массива. Возраст, полученный для комплекса «дайки 2» (264–266 млн лет), позволяет датировать начало процесса раскрытия этого бассейна поздней пермью, что очень хорошо согласуется с другими имеющимися датировками и моделью тектонической эволюции офиолитов Западной Чукотки [4, 5, 21].

Верхнекоровые комплексы (дайки и вулканиты), обладающие смешанными геохимическими характеристиками (СОХ или островодужными), описаны во многих офиолитах и современных конвергентных структурах [7, 26, 28, 32 и др.]. При этом в некоторых случаях в офиолитах присутствует более одной дайковой или вулканогенной серии, каждая из которой характеризуется конкретным геохимическим типом (офиолиты Джозефины, Омана [32]). В других случаях геохимические характеристики в пределах одной серии или комплекса могут иметь смешанный характер, аналогично комплексу «дайки-2» Громадненско-

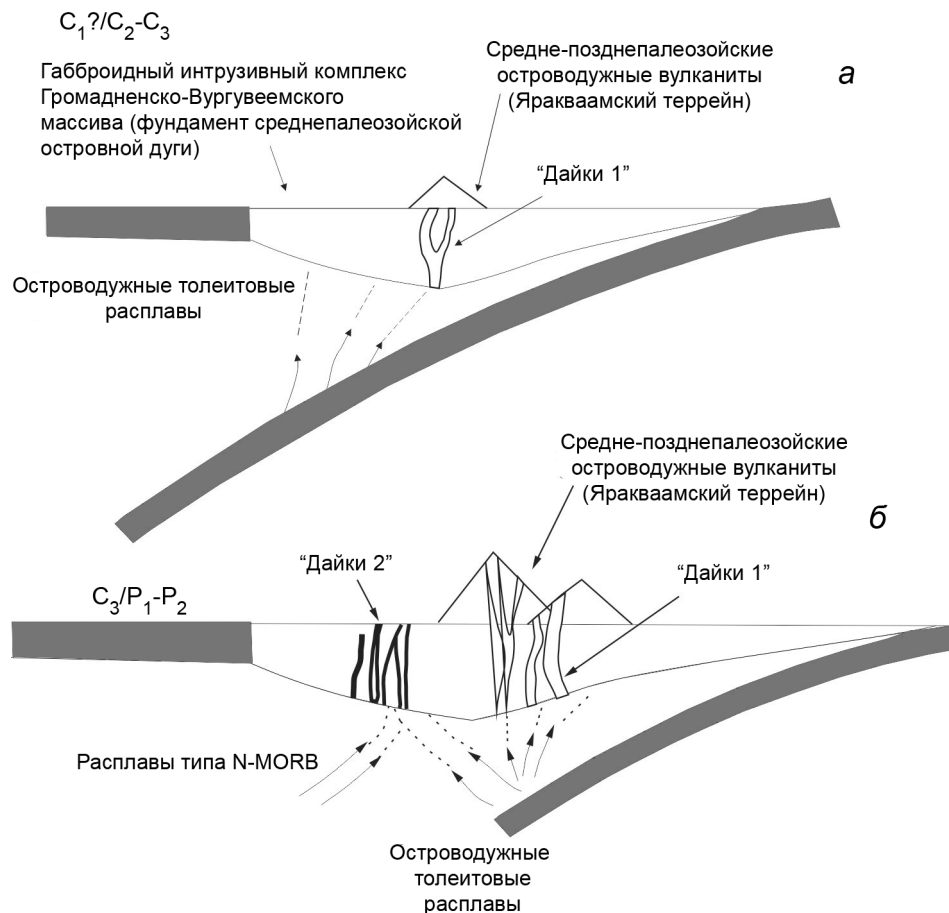


Рис. 12. Схема внедрения дайковых комплексов в габброиды Громадненско-Вургувеевского офиолитового массива.

а – формирование комплекса «дайки 1», *б* – формирование комплекса «дайки 2».

Вургувеевского массива (офиолиты Кузнецкого Алатау, Западной Тувы [7], Бей оф Айлендс [29]).

Аналогично дайкам Громадненско-Вургувеевского массива эволюционировали дайковые серии в офиолитах Кузнецкого Алатау. Согласно данным [7] было установлено, что дайковые серии Среднетерсинского массива формировались в обстановке развитой островной дуги (толеитовые и известково-щелочные серии), которая по мере эволюции (развитие щелочных серий) сменилась обстановкой задугового бассейна (базальты типа ВАВВ). Еще одним примером могут служить дайки Шатского офиолитового массива (Западная Тува). Дайки обладают смешанными геохимическими характеристиками, в которых преобладают признаки островодужного генезиса, но отдельные особенности состава свидетельствуют о начале раскрытия задугового бассейна [7].

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование показало, что расплавы, из которых кристаллизовались породы комплекса «дайки 1», представляют собой типичные островодужные толеиты. Породы комплекса «дайки 2» представлены двумя геохимическими типа-

ми, один из которых аналогичен породам комплекса «дайки 1». Породы второго геохимического типа отличаются комбинацией признаков островодужных расплавов с некоторыми особенностями расплавов типа N-MORB. Подобное сочетание характерно для базальтов, формирующихся на начальном этапе раскрытия задуговых бассейнов.

Породы обеих дайковых серий были сформированы на фундаменте надсубдукционных плутонических габброидов Громадненско-Вургувеевского массива и, вероятнее всего, вместе с вышележащей вулканогенной позднепалеозойской толщей представляют собой верхнекоровый комплекс офиолитов.

Изученные дайковые комплексы вместе с дайковым комплексом Алучинского массива фиксируют начальную (островодужную) стадию эволюции задугового бассейна, которая, согласно приведенным данным, может быть датирована поздней пермью. Океаническая стадия эволюции этого бассейна представлена поздне триасовыми диабазовыми дайками Атамановского массива алучинского офиолитового комплекса.

Авторы выражают глубокую благодарность А.Н. Диденко за тщательное прочтение рукописи и

консультации, которые позволили значительно улучшить текст статьи.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ 17-05-00795 и субсидии по Государственной теме .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2004.
2. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Вещественный состав и геодинамические условия формирования интрузивных пород Громаденско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива, Западная Чукотка // Петрология. 2008. Т. 16, № 6. С. 606–626.
3. Ганелин А.В. Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий Алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, северо-восток России) // Геохимия. 2011. № 7. С. 690–712.
4. Ганелин А.В., Соколов С. Д., Лэйер П., Симонов В.А. Новые геохронологические данные о возрастах офиолитовых комплексов Западной Чукотки // Докл. АН. 2013. № 1. С. 60–64.
5. Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 2015. 28 с.
6. Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Анюйской складчатой зоны // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 187–190.
7. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
8. Лычагин П.П. Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозойдах Северо-Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1985. № 5. С. 33–41.
9. Лычагин П.П., Бялбужский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны // Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985-1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991. С. 140–157.
10. Лычагин П.П., Бялбужский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громаденско-Вургувеевского массива (Южно-Анюйская складчатая зона). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991. 45 с.
11. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.
12. Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 62–75.
13. Палымская З.А., Палымский Б.Ф. Позднепалеозойский интрузивный магматизм восточной части Анюйско-Олойского блока (Западная Чукотка) // Магматизм Северо-Востока Азии / Труды I Северо-Восточного петрограф. совещ. Ч. II. Магадан, 1975. С. 51–58.
14. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 5. С. 1132–1135.
15. Радзивилл А.Я., Радзивилл В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Анюйского прогиба // Магматизм северо-востока Азии / Труды I Северо-Восточного петрограф. совещ. Ч. II. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975. С. 71–80.
16. Сахно В.Г., Мартынов Ю.А. Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана // Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 65–91.
17. Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1181–1185.
18. Симонов В.А., Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1277–1299.
19. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001. Т. 376, № 1. С. 80–84.
20. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
21. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А. В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
22. Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII: Объясн. зап. / Ред. С.Д. Соколов. М. (СПб), 2000.
23. Dmitriev Y.I. Basalt from the East Pacific Rise near 90N drilled on deep sea drilling project Leg 54 compared with marginal - basin and ocean-island basalt // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1980. V. LIV. P. 695–704.
24. Elliot T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, N. B7. P. 14991–15019.
25. Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range / R.S. Thorp (Ed.) // Andesites: Orogenic andesites and related rocks. John Wiley and Sons; New Yor, 1982. P. 25–95.
26. Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stuben D., O'Hearn T., Newman S. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, N 20. P. 2153–2166.
27. Gribble R.F., Stern R.J., Newman S., Bloomer S.H., O'Hearn T. Chemical and isotopic composition of lavas from the Mariana Trough: implications for magma genesis in back-arc basins // J. Petrol. 1998. V. 39, N 1. P. 125–154.
28. Hawkins J.W. Geology of supra-subduction zones: Implications for the origin of ophiolites // Spec. Paper Geol. Soc. America 373. P. 227–268.
29. Jenner G.A., Dunning G.R., Malpas J., Brown M., Brace T. Bay of Islands and Little Port Complexes, revisited: Age,

- geochemical, and isotopic evidence confirm supra-subduction zone origin // *Can. J. Earth Sci.* 1991. V. 28. P. 1635–1652.
30. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell: Oxford, 1989. P. 137–150.
31. McDougall I., Harrison T.M. Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method-2nd ed, Oxford Univ. Press, New York, 1999. 269 p.
32. Metcalf R.V., Shervais J. W. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum? // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper.* 2008. V. 438. P. 191–222.
33. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries / R.S Thorpe. (ed) // *Andesites.* Wiley, Chichester, 1982. P. 525–548.
34. Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives // *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions.* // *Geophys. Monogr. Ser.* 166. Am. Geophys. Union, 2006. P. 63–86.
35. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
36. Sokolov S.D., Bondarenko G.E., Morozov O.L. et al. South Anyui suture, northeast Arcic Russia: Facts and problems // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2002. V. 360. P. 209–224.
37. Sun S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.
38. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50, N 1–2. P. 11–30.
39. Woodhead J.D. Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes // *Chem. Geol.* 1989. V.76. P. 1–24.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

после доработки 16.12.2019 г.

принята к печати 22.01.2020 г.

A.V. Ganelin, S.D. Sokolov

Dyke complexes of the GromadnenskyVurguveemsky ophiolite massif, West Chukotka (composition and geodynamic position)

On the territory of West Chukotka the ophiolite association of Middle (?) to Late Paleozoic age is represented by large massifs of basite-ultrabasite composition: Aluchinsky, Atamanovsky, and Gromadnensky-Vurguveemsky massifs spatially related with Late Paleozoic volcanites of the Yarakvaamsky terrane. The present paper is devoted to dykes of the Gromadnensky-Vurguveemsky massif which form two spatially isolated complexes: «dykes 1» and «dykes 2». Both complexes break plutonic gabbroids of the massif. The «dykes 1» complex forms a packet of dyke bodies structurally connected with Paleozoic island arc volcanites. The rocks of the complex are differentiated from basalts to dacites, and in their chemical features they correspond to island arc tholeiites. The «dykes 2» complex is represented by disconnected bodies of basaltic dykes, some part of which have analogy to the rocks of the «dyke 1» The Ar/Ar dating of these samples is 264–266 Ma. The other part of the rocks of this complex combines features typical both for melts of the island arc tholeiites and N-MORB types. A conclusion was made that the studied dyke complexes together with earlier studied dykes of the Aluchinsky massif reflect an early (Late Permian) stage of the back-arc basin evolution. Late Triassic dykes of the Atamanovsky massif reflect a more mature stage of the development of this basin.

Key words: ophiolites, dyke series, magmatism, geodynamics, South-Anyui suture, Northeast of Asia.