

**ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ДАРЬИНСКОГО ФОИДОЛИТ-ФОИДОСИЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА (РОССИЯ), ПО ДАННЫМ ПЕТРОГЕОХИМИИ:
СТАТЬЯ 1 – ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ И ГЕОДИНАМИКА**

В.Ф. Полин, С.Ю. Будницкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: vfpolin@mail.ru

Поступила в редакцию 11 ноября 2024 г.

Геологические сведения и петрогеохимические характеристики магматитов фойдолит-фойдосиенитового дарьинского комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита, в совокупности с опубликованными ранее данными изотопной геохронологии и геохимии, свидетельствуют о формировании его в раннем мелу в обстановке коренной структурной перестройки южного обрамления Сибирской платформы, обусловленной скольжением литосферных плит. Петрографическое и петрогеохимическое изучение магматитов дарьинского комплекса показало, что образован он контрастными по многим параметрам сериями: «камафугитовой» и «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической. Результаты геодинамического дискриминирования дарьинских магматитов указывают на континентально-рифтогенное (или близкое к нему, по сути) происхождение магматитов комплекса, что согласуется с одной из ранее предложенных трактовок геодинамической позиции становления зон позднемезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Ключевые слова: фойдолиты, фойдовые сиениты, дарьинский комплекс, геодинамика, континентальный рифтинг, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к ассоциациям щелочных пород с гранитоидами, широко развитым в зонах позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита (АЩ), обусловлен контрастным соотношением натрикалиевых и калинатриевых субщелочных и калиевых, калинатриевых комплексов щелочных пород, малой распространенностью (доли процента от числа всех магматитов Земли) и всё ещё недостаточной изученностью щелочных пород калиевой линии химизма. Вопросы происхождения калиевых и калиево-натриевых щелочных пород имеют как теоретическое, так и прикладное значение, в связи с перспективностью этих образований в качестве глиноземного и калиевого сырья. При построении геолого-генетических моделей для мезозойского магматизма Алданского щита и связанных с ним месторождений: урановых, золоторудных, камнесамоцветного и пьезоэлектрического сырья [28, 33, 38–42, 45, 46, 54 и др.] – одним из дискуссионных вопросов остается природа источников вещества позднемезозойских магматитов и сопутствующих им рудных компонен-

тов, который может быть решен только с привлечением результатов детальных петрогеохимических и изотопных исследований. Издавна привлекала внимание исследователей и проблема геодинамических условий формирования полиформационного поздне-мезозойского магматизма зон ТМА АЩ [1, 6, 9, 16–18, 21–26, 32, 33, 45, 46, 51, 52, 56, 57, 70, 75 и др.], не потерявшая актуальности и поныне. В этом плане несомненный интерес представляют вопросы петрогенезиса и геодинамики становления раннемелового фойдолит-фойдосиенитового дарьинского гипабиссального комплекса, проявленного в Кеткапско-Юнской магматической провинции (ККЮМП) [37–46], заложенной на территории Восточно-Алданского (Тимптоно-Учурского) супертеррейна (мегаблока) АЩ (рис. 1).

Вопросам петрогенезиса дарьинского комплекса будет посвящена вторая статья этого цикла; целью данной работы является определение геодинамических условий его формирования с использованием новых петрогеохимических данных и опубликованных результатов изотопно-геохимического исследо-

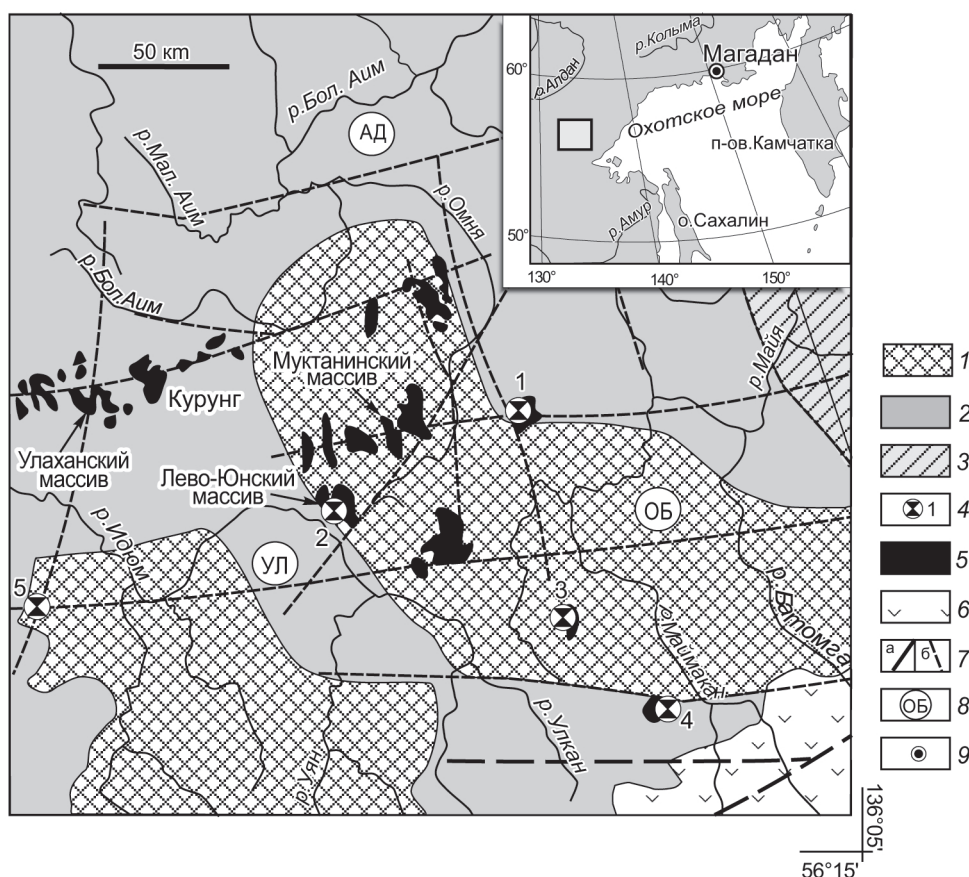


Рис. 1. Геотектоническая схема юго-восточной части Алданского щита и его обрамления (по [13], с изменениями и дополнениями).

1, 2 – Северо-Азиатский кратон: 1 – выступы архейско-протерозойского кристаллического фундамента, 2 – протерозойские, кембрийские и мезозойские отложения платформенного чехла, преимущественно осадочные; 3 – Джугджуро-Становой блок; 4 – позднепротерозойский ультрамафитовый кондёрский комплекс (1–5 – массивы: Кондёр (1), Дарья (2), Чад (3), Сыбах (4), Арбарастах (5)); 5 – полиформационные магматогенные комплексы тектоно-магматической активизации Алданского щита, нерасчленённые: раннемеловые дарынский, бокурский, учурский, кеткапский и позднемеловой – курунгский; 6 – меловые комплексы Охотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса; 7 – разломы: а – важнейшие; б – фундамента, предполагаемые по геофизическим и косвенным геологическим данным; 8 – основные структурные элементы восточной части Алданского щита: АД – Алданский прогиб, УЛ – Улканский прогиб, ОБ – Омнинско-Батомгское поднятие; 9 – населенные пункты.

На врезке: географическое положение района работ – Республика Саха (Якутия) и Хабаровский край РФ.

вания пород. Задачи, которые решались для её достижения: (1) петрографическая и петрогеохимическая систематики пород; (2) геодинамическая типизация комплекса.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для детальных петрографических и аналитических исследований в пределах массивов Кондёр* и Дарья (рис. 1), принадлежащих ККЮМП, была отобрана представительная коллекция из 43 проб пород

с минимальными визуальными признаками метасоматических изменений. Для всех был установлен химический состав, помимо этого, в 30 пробах определены содержания микроэлементов, включая редкие земли (табл.).

Пробоподготовка проводилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов российского производства и фирмы Fritsch (Германия), с контролем качества и чистоты. Описание прозрачных шлифов** выполнено в ДВГИ ДВО РАН с исполь-

*Пробы с массива Кондёр (с индексом «Ко») были любезно предоставлены В.Ф. Полину А.М. Ленниковым и Р.А. Октябрьским (ДВГИ ДВО РАН), ныне покойными.

**При описании шлифов В.Ф. Полин пользовался консультациями Б.Л. Залищак и Л.Г. Колесовой, ДВГИ.

Таблица. Представительные анализы и некоторые петро- и геохимические параметры магматитов дарьинского комплекса ККЮМП.

Проба Компонент	Ко – 3-29	**П– 9262-1	**Ко – 11-241	**СБ– 3-41	**СБ– 3-37	**Ко – 1-19	ПРИ – 10И	**П– 2000-19	**СБ– 1-3	**Ко– 1-11	**Ко– 3-106
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36.50	38.26	39.65	40.68	41.25	41.76	43.28	43.41	45.48	45.95	46.95
TiO ₂	2.79	1.78	3.13	1.36	1.36	0.20	1.56	1.34	0.79	0.68	0.11
Al ₂ O ₃	8.72	10.08	14.91	8.97	5.57	16.48	8.77	9.65	4.81	6.24	18.90
Fe ₂ O ₃	9.58	12.02	8.61	12.83	9.43	5.25	8.32	8.82	6.70	10.83	5.45
FeO	11.03	7.76	6.69	4.86	5.96	4.82	6.02	5.84	3.67	3.30	1.08
MnO	0.31	0.30	0.43	0.31	0.24	0.12	0.27	0.26	0.26	0.19	0.03
MgO	10.51	7.28	5.04	6.55	10.93	7.65	8.19	6.91	9.44	12.11	4.21
CaO	16.17	14.66	12.51	14.66	17.92	12.81	16.32	13.87	21.80	12.25	10.68
Na ₂ O	1.48	1.16	4.16	2.69	1.29	3.62	0.80	1.35	1.70	3.96	9.47
K ₂ O	0.85	4.88	1.18	2.33	2.20	0.04	4.40	4.57	0.17	0.05	0.31
P ₂ O ₅	1.32	1.46	0.54	1.31	1.45	0.35	0.55	1.15	1.33	0.63	0.06
H ₂ O	0.17	0.10	0.40	0.65	0.20	0.44	0.40	0.43	0.67	0.16	0.05
nnn	0.17	0.30	2.25	2.40	1.60	6.33	1.31	1.96	2.75	3.41	2.40
Сумма	99.60	100.04	99.50	99.60	99.40	99.87	100.19	99.56	99.57	100.06	100.01
f	0.65	0.72	0.74	0.71	0.57	0.56	0.40	0.73	0.51	0.52	0.59
a	0.39	0.71	0.54	0.77	0.86	0.36	0.69	0.74	0.62	1.05	0.84
n	0.73	0.26	0.84	0.64	0.47	0.99	0.22	0.31	0.94	0.99	0.98
c	0.81	0.65	0.58	0.66	0.78	0.66	0.83	0.64	0.87	0.63	0.38
l	0.48	0.49	0.76	0.44	0.27	0.93	0.24	0.49	0.21	0.35	0.74
Mg#	48.8	41.1	38.4	41.6	57.4	58.8	51.9	47.2	63.4	62.3	55.6
Серия*	УЩ	Щ(ВВ)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	УЩ	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)
Cr	–	26	77	1	155	38	72	36	79	107	18
Ni	–	26	38	12	37	60	38	17	31	154	38
Co	–	59	25	39	49	12	100	38	35	19	3
Sc	–	48	7	35	51	6	12	31	36	16	1
V	–	716	632	290	374	339	280	370	226	651	11
Pb	–	3	5	7	10	3	7	12	3	4	18
Rb	–	3	50	53	60	4	–	207	3	2	10
Cs	–	0.22	0.48	1.43	1.23	0.11	–	5.01	0.16	0.12	0.01
Ba	–	127	1595	521	1432	311	330	372	146	50	313
Sr	–	1897	2449	1539	1215	3745	–	1263	3122	1306	483
Ga	–	24	20	17	13	3	9	15	10	6	35
Ta	–	0.08	1.62	0.08	0.09	0.03	–	0.01	0.01	0.14	0.49
Nb	–	0.4	29	7.3	2.1	0.6	–	1.6	3.8	1.9	10.5
Hf	–	1.8	8.18	4.03	0.51	1.62	–	3.16	3.63	4.42	5.21
Zr	–	36	220	119	19	48	66	101	114	117	263
Y	–	26	50	23	18	2	13	17	17	4	11
Th	–	0.47	2.90	9.02	5.13	0.26	–	5.75	11.61	1.25	7.56
U	–	0.16	0.58	2.01	0.71	0.08	–	0.62	2.84	0.61	2.89
La	–	27.55	78.06	65.33	61.31	8.58	16.00	75.87	159.89	8.98	13.14
Ce	–	73.69	261.1	145.49	138.02	17.85	–	217.38	338.73	22.92	32.01
Pr	–	10.79	25.25	18.05	17.41	2.11	–	20.47	27.20	2.92	2.61
Nd	–	55.82	105.43	77.89	74.13	8.34	–	86.88	103.09	11.94	8.19
Sm	–	11.80	20.17	14.6	13.73	1.27	–	14.33	14.44	2.25	1.56
Eu	–	3.45	6.20	3.83	3.52	0.43	–	3.64	3.68	0.69	0.48
Gd	–	10.99	17.94	11.58	10.45	0.98	–	10.02	9.60	1.81	1.38
Tb	–	1.25	2.42	1.27	1.10	0.1	–	1.08	0.96	0.20	0.17
Dy	–	6.79	14.39	6.85	5.33	0.56	–	5.41	5.09	1.05	0.74
Ho	–	1.25	2.29	1.03	0.78	0.07	–	0.67	0.76	0.16	0.21
Er	–	2.89	5.99	2.55	1.83	0.21	–	1.76	1.94	0.41	0.75
Tm	–	0.32	0.63	0.31	0.19	0.01	–	0.21	0.22	0.05	0.08
Yb	–	2.06	4.00	1.96	1.16	0.25	2.00	1.10	1.39	0.57	0.49

Таблица. (Продолжение).

Проба Компонент	Ko – 3-29	**П– 9262-1	**Ko – 11-241	**СБ– 3-41	**СБ– 3-37	**Ko – 1-19	ПРИ – 10И	**П– 2000-19	**СБ– 1-3	**Ko– 1-11	**Ko– 3-106
Lu	–	0.29	0.53	0.25	0.19	0.06	–	0.17	0.18	0.11	0.12
ΣTR+Y	–	234.94	594.40	373.99	347.34	42.82	–	455.99	684.17	58.06	72.93
(La/Yb) _n	–	9.38	13.69	23.89	37.14	23.90	5.61	48.36	80.82	11.05	18.79
Σ _{RAE}	–	0.63	3.48	11.03	5.84	0.34	–	6.37	14.45	1.86	10.45
Rb/Sr	–	≤0.01	0.02	0.03	0.05	<0.01	–	0.16	<0.01	≤0.01	0.02
Eu/Eu*	–	0.93	1.0	0.90	0.90	1.18	–	0.93	0.96	1.04	1.0
Rb/Zr	–	0.09	0.23	0.44	3.16	0.08	–	2.05	0.03	0.02	0.04
Zr/Nb	–	83.7	7.6	16.2	9.1	81.4	–	64.2	63.1	30.2	61.9
Ba/La	–	4.6	20.4	8.0	23.4	36.2	0.62	4.9	10.9	5.6	23.8
Ba/Nb	–	296	55	71	527	237	–	39	26	30	11
La/Ta	–	344	48	816	681	286	–	7587	15989	64	27
K/La	–	1470	126	296	298	39	<0.01	566	9	46	196
K/Nb	–	94209	338	2639	8697	563	–	26824	373	220	245
Проба Компонент	**ПН– M62-430-1	**ПН– 3325-5	**ПН– 045-6220	**Ko– 10-217	**ПН– 045-6285	ПН– 034-6104	**ПН– 2000-1	**ПН– 9260-2	**Ko – 8-286	ПН – 3343-1	**ПН– M62-038
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	47.60	50.91	51.79	52.30	52.36	52.98	53.19	53.44	53.85	54.01	54.99
TiO ₂	1.12	0.25	0.47	1.28	0.29	0.52	0.26	0.54	0.57	0.57	0.99
Al ₂ O ₃	11.37	21.90	18.62	19.95	20.81	20.69	21.20	21.99	23.23	19.88	10.45
Fe ₂ O ₃	8.60	2.34	4.30	4.08	3.45	2.97	2.43	2.92	2.91	2.98	6.27
FeO	1.97	0.53	0.75	3.04	0.76	1.52	1.25	1.70	1.15	1.54	3.14
MnO	0.25	0.09	0.16	0.21	0.12	0.15	0.09	0.19	0.14	0.19	0.21
MgO	3.07	0.22	1.13	1.91	0.30	0.58	1.06	0.35	0.85	0.57	3.24
CaO	14.71	2.33	5.79	4.28	2.17	4.82	1.82	4.69	2.81	5.08	8.90
Na ₂ O	3.33	10.00	4.04	5.08	7.04	6.93	7.54	4.13	9.64	6.30	3.46
K ₂ O	4.25	6.75	8.40	4.94	8.20	6.61	8.47	8.12	2.96	5.78	6.34
P ₂ O ₅	0.53	0.15	0.05	0.27	0.05	0.11	0.05	0.02	0.13	0.09	0.27
H ₂ O	0.15	0.13	0.25	0.01	2.06	0.20	0.25	0.10	0.21	0.20	0.17
nnn	2.84	3.97	3.68	2.42	1.96	1.49	2.01	1.36	1.09	2.52	1.24
Сумма	99.79	99.57	99.43	99.77	99.57	99.57	99.62	99.55	99.54	99.71	99.67
f	0.76	0.92	0.80	0.78	0.93	0.88	0.76	0.93	0.82	0.88	0.73
a	0.89	1.09	0.85	0.68	0.98	0.90	1.02	0.71	0.82	0.83	0.83
n	0.54	0.69	0.42	0.61	0.57	0.61	0.58	0.44	0.83	0.62	0.45
c	0.57	0.08	0.25	0.22	0.09	0.19	0.13	0.36	0.12	0.22	0.39
l	0.48	0.85	0.89	1.13	0.93	0.90	0.91	1.11	1.08	0.94	0.51
Mg#	36.0	13.0	30.4	33.7	12.2	19.8	35.47	12.60	28.67	19.39	39.67
Серия*	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)
Cr	12	17	45	19	33	20	7	1	1	1	32
Ni	17	16	41	17	18	10	3	2	23	1	15
Co	9	5	58	12	7	6	3	7	45	3	32
Sc	14	4	9	4	1	1	2	2	37	2	14
V	264	133	772	289	158	150	110	120	500	143	250
Pb	7	60	9	11	129	26	50	39	3	20	11
Rb	282	238	129	175	166	146	173	125	14	128	121
Cs	0.01	0.01	0.11	3.16	6.24	2.84	5.64	2.64	0.09	4.67	1.14
Ba	64	493	821	1715	2453	1695	467	1469	439	777	1714
Sr	3022	4265	5195	3577	4030	2802	1669	2581	2174	1568	1638
Ga	64	52	29	22	35	26	35	24	19	22	20
Ta	0.25	0.98	0.41	0.43	1.23	0.71	0.81	0.87	0.44	0.58	0.44
Nb	5.7	27.9	22.6	24.9	32.0	16.9	27.8	20.6	13.4	12.7	24.2
Hf	8.69	8.05	7.27	6.84	3.90	5.21	4.51	4.33	5.22	4.46	3.70

Таблица. (Продолжение).

Проба Компонент	**ПН– M62-430-1	**ПН– 3325-5	**ПН– 045-6220	**Ко– 10-217	**ПН– 045-6285	ПН– 034-6104	**ПН– 2000-1	**ПН– 9260-2	**Ко – 8-286	ПН – 3343-1	**ПН– M62-038
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Zr	386	462	342	200	190	221	240	198	160	192	164
Y	2	6	35	29	3	20	4	16	30	25	10
Th	5.56	22.71	8.52	2.71	31.97	9.33	11.30	15.28	1.58	8.75	9.60
U	2.31	9.01	5.68	0.81	8.47	2.97	5.36	7.19	0.58	2.89	2.10
La	16.30	58.58	69.24	44.53	85.17	55.67	38.52	46.90	35.71	37.90	42.69
Ce	31.51	97.45	153.68	104.85	137.93	96.48	81.34	111.43	82.80	72.49	93.76
Pr	2.69	7.98	16.47	12.84	10.97	11.53	6.73	9.58	10.86	8.17	10.48
Nd	8.13	22.86	65.66	51.34	28.76	43.69	20.89	37.32	47.91	33.22	44.78
Sm	0.82	2.36	10.35	9.48	2.37	7.54	2.00	5.66	9.33	6.12	7.22
Eu	0.22	0.54	2.67	3.00	0.60	2.40	0.48	1.51	2.92	1.81	1.83
Gd	0.58	1.82	9.33	8.34	1.56	6.54	1.63	4.52	8.94	6.06	4.86
Tb	0.04	0.14	0.83	1.16	0.14	0.79	0.16	0.58	1.11	0.77	0.52
Dy	0.26	0.71	4.59	7.03	0.89	3.75	0.70	2.79	7.15	4.22	2.18
Ho	0.05	0.18	0.85	1.30	0.11	0.73	0.10	0.47	1.25	0.78	0.30
Er	0.08	0.27	2.26	3.29	0.35	2.06	0.29	1.36	3.25	2.40	0.80
Tm	0.02	0.04	0.31	0.40	0.04	0.29	0.04	0.20	0.38	0.33	0.11
Yb	0.11	0.52	1.83	2.67	0.37	1.73	0.28	1.24	2.66	2.26	0.79
Lu	0.07	0.05	0.29	0.37	0.04	0.24	0.04	0.20	0.35	0.32	0.15
ΣTR+Y (La/Yb)n	62.88 103.48	199.50 78.80	373.36 26.55	279.60 11.70	272.30 160.94	253.44 22.60	157.20 97.05	239.76 26.49	244.62 9.42	201.85 11.77	220.47 37.85
Σ _{RAF}	7.87	31.72	14.20	3.52	40.44	12.30	16.66	22.47	2.16	11.64	11.70
Rb/Sr	0.09	0.06	0.02	0.05	0.04	0.05	0.10	0.05	0.01	0.08	0.07
Eu/Eu*	0.97	0.80	0.83	1.03	0.95	1.04	0.81	0.91	0.98	0.91	0.94
Rb/Zr	0.73	0.52	0.38	0.88	0.87	0.66	0.72	0.63	0.09	0.67	0.74
Zr/Nb	25.1	68.2	16.6	15.1	13.1	13.08	8.6	9.6	12.0	15.1	6.8
Ba/La	3.9	8.4	11.9	38.5	28.8	30.45	12.1	31.3	12.3	20.5	40.2
Ba/Nb	18	36	69	77	100	100	17	71	33	61	71
La/Ta	65	60	169	104	69	78	48	54	81	65	97
K/La	2164	956	1008	921	799	986	1825	1437	688	1266	1232
K/Nb	6233	2010	3082	1646	2127	3247	2532	3266	1839	3766	2172
Проба Компонент	ПН – 3200-1	**ПН – 045-6106	**Ко– 102-22	**Ко – 101-26	**Ко – 8-282	ПН–045- 6100A	ПН – 9260-3A	ПН – 9262-2	**Ко – 101-18	**Ко – 104-101	
№ п/п	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	
SiO ₂	55.32	55.49	56.50	57.92	58.10	58.38	58.46	59.51	60.98	62.82	
TiO ₂	0.78	0.42	0.57	0.87	0.21	0.33	0.46	0.51	0.39	0.40	
Al ₂ O ₃	16.82	20.29	20.00	14.21	23.80	20.29	20.01	19.98	16.58	15.38	
Fe ₂ O ₃	4.05	2.46	2.69	8.91	1.32	2.11	2.64	2.86	3.76	4.70	
FeO	4.65	1.18	3.24	1.01	0.92	1.27	1.28	1.52	0.30	1.11	
MnO	0.14	0.18	0.16	0.06	0.07	0.14	0.13	0.14	0.03	0.03	
MgO	4.36	0.60	1.60	1.49	0.26	0.56	0.48	0.88	2.27	2.81	
CaO	6.64	4.14	3.30	1.31	1.38	3.20	3.62	4.59	1.13	1.23	
Na ₂ O	3.84	6.05	5.90	12.02	8.48	6.15	5.37	5.37	8.92	10.06	
K ₂ O	2.33	4.98	5.00	1.00	4.84	6.07	5.50	4.19	3.43	0.25	
P ₂ O ₅	0.34	0.10	0.20	0.09	0.07	0.13	0.18	0.23	0.05	0.03	
H ₂ O	0.01	0.08	0.03	0.27	0.03	0.15	0.08	0.01	0.56	0.16	
nnn	0.69	3.63	0.62	0.39	0.75	0.77	1.68	0.18	1.46	0.82	
Сумма	99.97	99.60	99.81	99.55	100.26	99.55	99.89	99.97	99.96	99.80	
f	0.66	0.85	0.78	0.86	0.89	0.85	0.88	0.82	0.62	0.66	
a	0.53	0.76	0.76	1.47	0.81	0.82	0.74	0.67	1.11	1.10	
n	0.71	0.65	0.64	0.95	0.73	0.61	0.60	0.66	0.80	0.98	
c	0.41	0.20	0.16	0.05	0.06	0.15	0.18	0.24	0.05	0.06	
l	1.13	1.06	1.10	0.67	1.16	1.04	1.11	1.14	0.85	0.86	
Mg#	48.37	23.96	33.50	22.73	18.02	23.95	18.96	27.70	52.34	48.40	
Серия*	УЩ	Щ(В)	Щ(В)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	Щ(В)	УЩ	Щ(ВВ)	Щ(ВВ)	
Cr	84	16	15	22	21	1	3	2	64	45	
Ni	26	25	6	14	37	1	3	1	31	49	

Таблица. (Окончание).

Проба Компонент	ПН – 3200-1	**ПН – 045-6106	**Ко – 102-22	**Ко – 101-26	**Ко – 8-282	ПН-045- 6100А	ПН – 9260-3А	ПН – 9262-2	**Ко – 101-18	**Ко – 104-101
№ п/п	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Co	18	6	7	5	5	2	4	4	8	7
Sc	21	5	3	1	1	2	3	4	1	1
V	175	80	108	324	35	82	114	54	144	202
Pb	3	20	24	2	33	17	33	7	2	2
Rb	36	217	156	36	256	144	127	72	91	8
Cs	0.35	0.05	2.68	0.02	0.03	5.32	2.16	1.51	0.08	0.07
Ba	490	641	522	97	475	556	619	684	1023	180
Sr	720	2272	1914	806	1767	1062	1242	1086	2072	820
Ga	16	35	25	39	49	22	21	19	29	32
Ta	0.24	0.40	0.56	0.28	0.05	0.37	0.50	0.41	0.32	0.18
Nb	4.40	9.2	10.1	6.4	32.9	8.5	10.1	7.9	9.5	5.5
Hf	1.49	6.49	3.96	5.93	16.37	4.00	2.04	1.71	2.43	3.00
Zr	49	275	141	164	759	163	83	47	62	72
Y	15	18	14	2	11	14	13	18	1	1
Th	1.72	6.57	4.47	1.56	87.49	7.61	8.49	3.18	3.12	0.26
U	0.57	2.43	1.72	0.33	15.75	2.67	2.87	0.88	0.51	0.10
La	14.50	33.36	23.90	2.26	20.14	30.51	35.12	26.83	10.88	1.77
Ce	33.34	62.82	47.50	6.91	44.23	53.12	62.34	61.61	20.07	5.89
Pr	4.08	6.58	5.12	0.51	3.73	5.49	6.59	7.16	1.65	0.26
Nd	17.81	23.84	19.05	1.85	11.37	20.70	24.90	29.41	4.86	1.22
Sm	3.66	3.85	3.40	0.29	2.02	3.62	4.13	5.35	0.43	0.44
Eu	1.16	1.01	1.09	0.08	0.50	1.02	1.18	1.55	0.15	0.08
Gd	3.55	3.26	3.23	0.43	2.00	3.46	4.09	5.02	0.41	0.12
Tb	0.46	0.36	0.43	0.05	0.23	0.41	0.47	0.62	0.03	0.03
Dy	2.58	2.42	2.95	0.14	1.46	2.25	2.41	3.22	0.17	0.12
Ho	0.47	0.36	0.54	0.03	0.34	0.42	0.43	0.59	0.01	0.04
Er	1.44	2.02	1.63	0.06	1.02	1.38	1.32	1.74	0.08	0.05
Tm	0.19	0.20	0.22	0.02	0.20	0.19	0.18	0.22	0.02	0.01
Yb	1.21	1.40	1.36	0.29	1.41	1.33	1.22	1.44	0.14	0.12
Lu	0.17	0.25	0.22	0.07	0.21	0.21	0.16	0.18	0.01-	0.02
Σ TR+Y	99.62	156.95	124.64	14.99	99.86	138.11	157.54	162.94	39.91	11.17
(La/Yb) _n	8.40	16.70	12.32	5.44	10.02	16.09	20.20	13.06	53.97	10.41
Σ_{RAE}	2.29	9.00	6.19	1.89	103.24	10.28	11.36	4.06	3.63	0.36
Rb/Sr	0.05	0.10	0.08	0.04	0.14	0.14	0.10	0.07	0.04	0.01
Eu/Eu*	0.98	0.87	1.01	0.69	0.76	0.88	0.88	0.91	1.09	1.06
Rb/Zr	0.73	0.79	1.11	0.22	0.34	0.88	1.53	1.55	1.47	0.11
Zr/Nb	11.1	29.9	14.0	25.6	23.1	19.1	8.2	5.9	6.5	13.1
Ba/La	33.6	19.2	21.8	42.9	23.6	18.2	17.6	25.5	94.0	101.7
Ba/Nb	111	70	52	15	14	65	61	87	108	33
La/Ta	61	83	43	8	403	84	71	65	34	10
K/La	1328	1239	1736	3673	1995	1651	1300	1296	2617	1172
K/Nb	4396	4494	4114	1297	1221	5914	4516	4414	3004	377

Примечание. Пробы фойдовых, фойдосодержащих и щелочных сиенитов отобраны на Дарьинском – с индексами ПН, СБ и ПРИ, и Кондёрском – с индексом Ко, массивах ККЮМП (рис. 1). Оксиды – масс. %, остальные элементы – г/т. Положение проб в таблице подчинено принципу нарастания содержания кремнекислоты в анализе. Выделены жирным содержания оксидов, элементов, суммы и отношения элементов, резко выделяющиеся по своим значениям. * – Петрохимическая серия: Щ – щелочная; подтипы (в скобках): В – высокощелочной, ВВ – весьма высокощелочной; УЩ – умеренно-щелочная (субщелочная). Петрохимические модули, по [35]: $a = (Na + K)/Al$; $n = Na/(Na + K)$; $c = Ca/(Ca + Na + K)$; $f = Fe/(Fe + Mg)$; $l = Al/(Ca + Na + K)$; все – в атомных количествах. $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N + Gd_N)/2$ (нормировано к хондриту, по [66]). $Mg\# = [100Mg/(Mg + Fe)]$ – магнезиальность (элементы – в атомных количествах). Химические анализы выполнены в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик: – Л.И. Алексеева. ** – Определения REE и редких элементов сделаны в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, методом ICP-MS; аналитики: С.Ю. Будницкий, Д.С. Остапенко. Прочие определения REE и редких элементов проводились в ИГХ СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS. Аналитики: Е.В. Смирнова, Г.П. Санди-мирова. Нормирование содержаний La и Yb проведено относительно примитивной мантии, по [71].

зованием поляризационного микроскопа ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия).

Определение химического и микроэлементного составов пород выполнялось в Приморском центре локального, элементного и изотопного анализа Дальневосточного геологического института ДВО РАН (ЦКП ДВГИ ДВО РАН).

Содержание H_2O^- , ППП и SiO_2 определялось методом гравиметрии. При этом содержание гигроскопической воды (H_2O^-) определялось путем измерения потери массы образца в процессе высушивания его при температуре 105 °С до постоянной массы. При определении потери при прокаливании (ППП) навеска породы прокаливалась при 950–1000 °С, что приводило к убыли в весе за счет суммарной воды, двуокиси углерода и органических веществ. Содержание кремнезема в исследуемых породах определялось после разложения навески исследуемой пробы сплавлением с безводным карбонатом натрия [53].

Определение содержания железа закисного проводилось методом титриметрии [47]. Содержания редких и редкоземельных элементов определены посредством двух высокочувствительных многоэлементных методов анализа: атомно-эмиссионного с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АЭС) и масс-спектрального с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) после разложения проб с применением способа открытого кислотного разложения смесью концентрированных кислот: $HF:HNO_3:HClO_4$. Метод ИСП-АЭС обеспечивал анализ высоких и средних концентраций, а метод ИСП-МС – низких и следовых. Методом ИСП-АЭС выполнено определение главных элементов в пересчете на оксиды: TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O на спектрометре модели iCAP 7600 Duo (Thermo Scientific, USA). Микроэлементный состав пород определен методом ИСП-МС на спектрометре модели Agilent 8800 (Agilent Technologies, USA).

Точность результатов подтверждена анализом международных и российских стандартных образцов: JB-3, JA-2 (Япония) и СТ-2А (ГСО № 8671-2005, Россия).

Погрешности определения

Для контроля качества результатов определения химических элементов в настоящей работе были использованы международные и российские стандартные образцы состава JG-3, JB-3, JA-2 (Япония) и СТ-3 (ГСО № 3333-85), СТ-2 А (ГСО № 8671-2005) Россия. Значения относительного среднеквадратичного отклонения при определении элементов-примесей для большинства из них составляют 5–15 процентов, для таких элементов как Hf, Ta – 15–20 процентов. Для петрогенных элементов погрешность составляет 1–4 процента; все величины погрешностей соответствуют критериям качества выполнения элементного анализа, принятым в геохимических исследованиях [20, 27].

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАРЬИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Раннемеловые интрузивные фойидовые, фойдосодержащие и бесфойидовые (редки) щелочные магматические породы, относимые к дарьинскому комплексу, прежде, в Материалах геологосъемочных и поисковых работ (далее – МГСР), выделялись в составе полиформационного и полихронного алданско-юрско-раннемелового магматического комплекса. Название «дарьинский комплекс» этой раннемеловой ассоциации фойидовых и фойдосодержащих щелочных гипабиссальных магматических пород впервые было предложено в работах В.Ф. Полина [37–40 и др.] и Н.Н. Степанова [49] с их соавторами.

В сравнении с другими типами полиформационных магматитов ККЮМП, дарьинские плутониты пользуются в провинции ограниченным распространением. Относительно широко они проявлены в центральной и восточной частях Дарьинского массива, где образуют дайки и маломощные силлообразные тела, реже – небольшие штоки. В виде «роёв» линейных даек, кольцевых даек и маломощных силлов эти породы отмечаются в составе Кондёрского, Лево-Юнско-го, Муктанинского и, в меньшей мере, Улаханского магматогенных массивов (рис. 1).

Примечание к таблице. Прочерк – не определялось. Наименования пород: (согласно порядковым номерам); 1 – малиньит меланократовый; 2 – ийолит полевошпатовый; 3 – луаврит; 4 – фойдосодержащий эгириноавгитит (малиньит? вишневитовый; фенит?); 5 – мельтейгит полевошпатовый; 6 – фойдосодержащая альбит-эгириновая жильная порода (фенит?); 7, 8 – эвтектоидные (Ne+Fsp) малиньитовые пегматиты; 9 – фойдосодержащий эгиринит-эгириноавгитит (малиньит?, фенит?) 10 – фойдосодержащий эгириноавгитит (шонкинит?, фенит?); 11 – фойдосодержащий олигоклазит, жильный (ювитофойяит?, гидротермалит?), 12 – луаврит; 13 – ювитофойяит; 14, 17, 21 – фойяиты; 15, 24, 25, – пуласкиты нефелиновые; 16, 19, 20, 27 – сиениты нефелиновые и вишневитовые лейкократовые (псевдолейцитолиты); 18 – тингуаит; 22 – пегматит нефелинового шонкинита; 23 – лаурвикит бесфойидовый; 26 – порфировидный фойяитолуаврит; 28 – меланократовый псевдолейцитовый миаскит; 29, 30 – лаурвикиты нефелиносодержащие, лейкократовые; 31, 32 – лаурвикиты нефелиносодержащие, мезократовые. Названия пород соответствуют принятым в [36]; определены с использованием номенклатур и классификаций, учитывающих химический и нормативный минеральный составы ([31]; рис. 2, 3, 5), при учёте данных петрографических наблюдений.

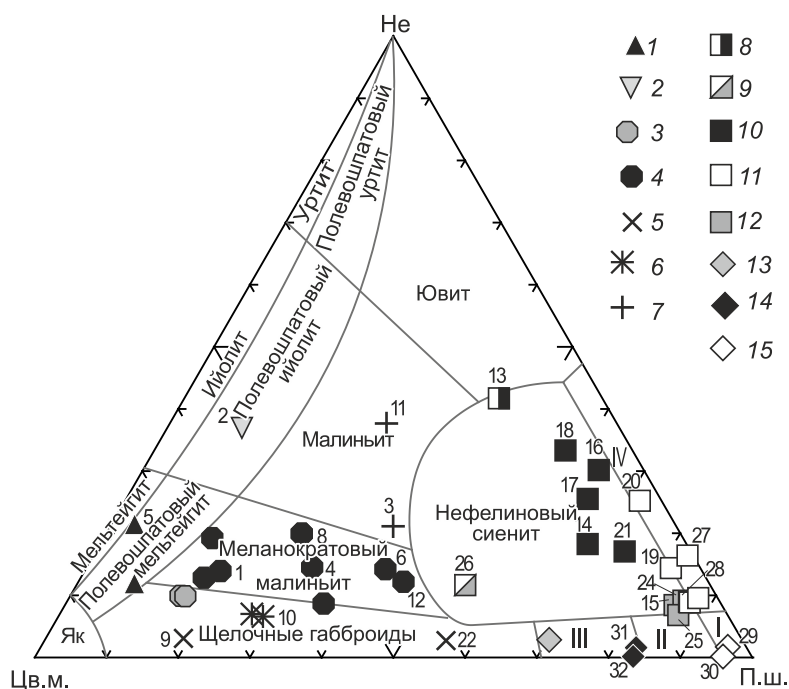


Рис. 2. Диаграмма составов нефелиновых пород [12] для нормативных составов дарьинских фойдитов, фойдовых и фойдосодержащих сиенитов и габброидов.

I–III – нефелинсодержащие сиениты: I – лейкократовый, II – мезократовый, III – меланократовый. IV – лейкократовый нефелиновый сиенит. Як – якупирангит. Цв.м. – суммарное количество цветных минералов; Не – содержание нефелина; П.ш. – суммарное содержание полевых шпатов. Здесь и на прочих рисунках статьи обозначения фигуративных точек отвечают следующим разновидностям пород: 1 – полевошпатовый мельтейтит; 2 – полевошпатовый ийолит; 3 – меланократовые щелочные габброиды (шонкиниты); 4 – меланократовые малиниты; 5 – малофойдовые щелочные габброиды; 6 – фойдосодержащие мезократовые щелочные габброиды; 7 – малиниты; 8 – ювитофойит; 9 – фойиты?; 10 – фойдовые сиениты, лейко-мезократовые; 11 – фойдовые сиениты лейкократовые; 12 – мезократовые малофойдовые сиениты; 13 – меланократовые фойдосодержащие сиениты; 14 – мезо-меланократовые фойдосодержащие сиениты; 15 – лейкократовые фойдосодержащие сиениты.

На рисунке отчетливо выделяются две серии пород: (1) условно «камафугитовая», для которой рост кремнекислотности пород сопровождается слабым падением содержания в них нормативного нефелина при резком снижении величины цветного индекса (процентное содержание цветных минералов: пироксенов, оливина, биотита и амфибола) и одновременном росте содержания полевых шпатов; (2) «тефрит-лейцитит» – щелочносалическая, в которой с ростом кремнекислотности быстро падает содержание нефелина и возрастает – полевых шпатов, при почти неизменном относительном количестве цветных минералов.

По данным МГСР, намечается связь их локализации с узлами пересечения крупных субширотных систем глубинных разломов (Бережканской и Юнско-Даньской) с крупной разломной зоной запад-северо-западного простирания (Кеткапской).

Образован дарьинский комплекс семействами ультраосновных и основных фойдолитов, фельдшпатоидных и щелочных фойдосодержащих, изредка бесфойдовых сиенитов и габброидов. Они идентифицируются как полевошпатовые мельтейгиты и ийолиты, малиниты и меланократовые малиниты, фойиты, луавриты, амфиболовые миаскиты, фойдосодержащие пуласкиты, лейкократовые нефелиновые сиениты (псевдолейцитолиты), фойдосодержащие шонкиниты, тералиты и габброкосъвиты, а также щелочные фойдосодержащие (пуласкиты) и бесфойдовые (лаурвикиты) полевошпатовые сиениты, мелано-, мезо- и

лейкократовые (рис. 2; [37]). Дайково-жильные образования представлены шонкинитами, тералитами, вишневитовыми сиенит-порфирами, тингуаитами. С интрузивными телами щелочных базитов связаны проявления фенитов, автометасоматитов и апонифелиновых щелочных пегматитов [29, 37, 39, МГСР].

Самыми древними интрузивными породами щелочного ряда в пределах ККЮМП, согласно геологическим наблюдениям, являются дарьинские малиниты, полевошпатовые мельтейгиты и ийолиты. Наиболее молодые в составе дарьинского комплекса – эгирин-полевошпатовые жильные щелочные и нефелинсодержащие пегматиты и фениты (последние развиты по мезо- и неопротерозойским пироксенитам кондёрского комплекса на массивах Дарья, Лево-Юнский и Кондёр). В частности, в басс. р. Правая Дарья (она же, на старых картах – руч. Безымянный), близ

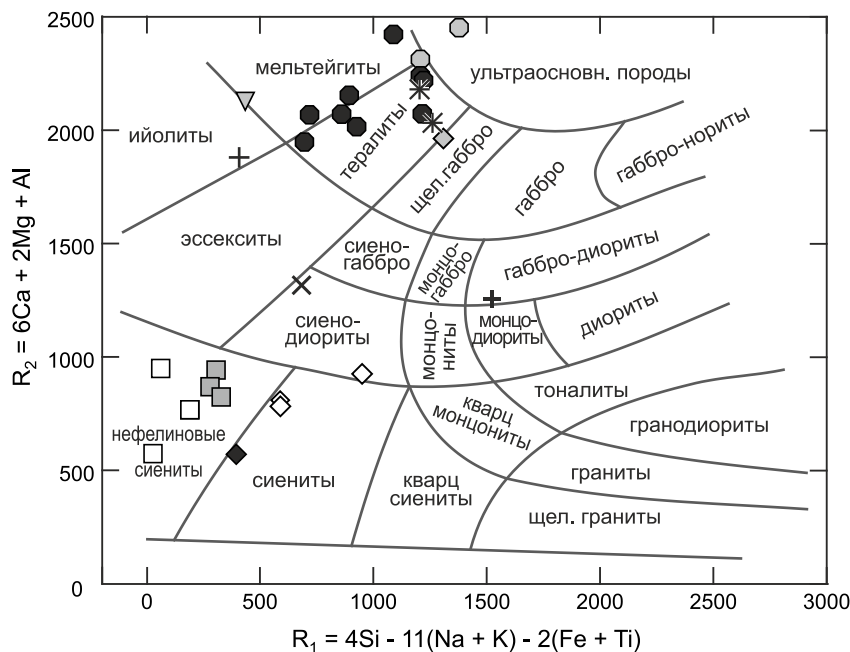


Рис. 3. Положение составов пород дарьинского комплекса на мультикативной диаграмме «R1–R2» Де ла Роша [59].

северо-восточного контакта интрузии рифейских пироксенитов, обычно неправильной формы метасоматические тела эгирин-полевошпатовых, эгирин-полевошпат-кварцевых, пироксен-флогопитовых, иногда с меланитом, фенитов [МГСР].

Уран-свинцовый изохронный (по сфенам) и аргон-аргоновый (по калишпату) возрасты дарьинского магматизма фиксированы в интервале 124–122 млн лет [43].

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Петрографическая характеристика дарьинского комплекса

Таксономическое разнообразие пород комплекса довольно велико [29, 37, 39 и др.]. Слагающие его образования представлены рядом от ультраосновных разновидностей сиенитов*, через основные сиениты до средних и умереннокислых их разновидностей. В целом, дарьинский комплекс образован двумя типами сиенитов: резко преобладающими фельдшпатоидными, среди которых несколько обособленную роль играют группы фойдовых щелочных габброидов (мезо- и меланократовые шонкиниты и тералиты) (рис. 3) и, подчинённых по объёмам, щелочных сиенитов (лаурвикиты, фойдосодержащие пуласкиты и щелочные

габброиды). Фельдшпатоидные породы, в свою очередь, по петрографическим признакам подразделяются на фойд-пироксеновые разновидности (фойдовые ультрабазиты и базиты) и фойд-полевошпатовые (преимущественно, фойдовые мезиты с переходами к щёлочносалическим плутонитам), с варьирующими количествами, помимо обычно преобладающего нефелина, ряда других фельдшпатоидов: псевдолейцита, кальсилита, первично-магматических вишневи-та**, канкринита и анальцита, и вторичных минералов по фельдшпатоидам. В пределах Лево-Юнского, Дарьинского и Кондёрского массивов (рис. 1) распространены также метасоматиты: эгириниты, альбититы и олигоклазиты; здесь же встречаются щелочные, фойдосодержащие и фойдовые пегматиты.

Фойдовые и фойдосодержащие магматиты представлены фойдолитами*** (полевошпатовыми мельтейгитами и ийолитами), малиньитами и меланократовыми малиньитами, шонкинитами, тералитами и другими фойдовыми и фойдосодержащими щелочными габброидами, лейкократовыми фельдшпатоидными

*Некоторые из них, возможно, имели гибридное происхождение за счет фенитизации рифейских [14] пироксенитов кондёрского комплекса.

**Вишневит — CO_2 и SO_4 -содержащий канкринит. Присутствие в некоторых магматитах дарьинского комплекса крупных вкрапленников вишневита относится к разряду редких случаев и, наряду с наличием меланита, является «визитной карточкой» этого комплекса.

***«Щелочными пироксенитами», по терминологии, принятой в МГСР.

ми сиенитами*, мезократовыми нефелиновыми сиенитами (фойяитами, изредка миаскитами и мариуполитами), щелочными фойдсодержащими сиенитами (лейко-, мезо- и меланократовыми лаурвикитами). В дайково-жильной фации встречаются тингуаиты, сельвсбергиты и бесфойдовые щелочные сиениты (лаурвикиты) ([28, 29, 37, 49], рис. 2).

Отдельные разновидности магматитов иногда связаны между собой постепенными переходами. Многие дарьинские сиениты содержат в своём составе примесь меланита**; по признаку наличия или отсутствия этого минерала они подразделяются на меланитсодержащие («святоноситы») и безгранатовые.

Наиболее распространены в составе комплекса (составляют около двух третей его объёма) фойд-полевошпатовые магматиты: фойяиты, луявриты, миаскиты, мариуполиты, фельдшпатоидные пуласкиты, а также лаурвикиты и фойдсодержащие лаурвикиты и пуласкиты, с одной стороны, и фойдпироксеновые разновидности (около трети объёма): малиньиты, меланократовые малиньиты и фельдшпатоидные габброиды, с другой ([31]; рис. 2). Бесфойдовые полевошпатовые сиениты, как и полевошпатовые мельтейгиты и ийолиты, – редки и составляют первые проценты от объёма комплекса.

В меланократовых шонкинитах и тералитах, полевошпатовых мельтейгитах и части меланократовых малиньитов преобладают щелочные клинопироксены (акмит и эгирин), с варьирующими долями щелочных полевых шпатов (альбит и калишпат) и фойдов (кальсит, лейцит, нефелин, анальцит и др.). В фойд-полевошпатовых сиенитах главные породообразующие минералы – калишпат и нефелин, менее распространены альбит, вишневит, эгирин-авгит и эгирин, акмит, геденбергит, авгит, биотит, а также меланит и вторичные фельдшпатоиды: канкринит, анальцит; иногда, в виде псевдоморфоз, наблюдаются шпреуштейн, псевдолейцит, содалит и гаюин.

Текстуры пород – массивные, реже трахитоидные; структуры – порфировидные, с аллотриоморфнозернистым и гипидиоморфнозернистым матриксами, с элементами пойкилитовой и гломеропорфировидной микроструктур. Главные породообразующие минералы – эгирин-авгит и калишпат. Вкрапленники порфировидных разновидностей представлены калишпатом, эгирин-авгитом, в меньшей мере меланитом.

Базис таких пород образован агрегатом зерен калишпата, альбита, эгирина или эгирин-авгита, биотита или арфведсонита, рудного минерала.

Группа аксессуаров дарьинских щелочных сиенитов и габброидов представлена апатитом, цирконом, магнетитом, зачастую сфеном, иногда флюоритом и ксенотимом.

Наиболее характерные вторичные изменения дарьинских магматитов – пелитизация, мусковитизация и альбитизация калишпата, разложение меланита, биотитизация, амфиболизация и эпидотизация, карбонатизация и хлоритизация клинопироксена, гематитизация и ярозитизация магнетита, развитие вторичных: анальцита, канкринита, псевдолейцита, цеолитов по нефелину, лейциту, первичному вишневиту и другим фойдам.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОМПЛЕКСА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Из анализа предыдущих разделов статьи видно, что магматиты каждой ассоциации дарьинского комплекса обладают хорошо выраженной петрографической специализацией, позволяющей разделить их на две крупные группы. Как увидим далее, это разделение прослеживается почти на всех уровнях изучения комплекса, исключая лишь геохимическую характеристику, обнаруживающую ряд общих черт у многих его членов.

Результаты, полученные в ходе петрогеохимического изучения пород комплекса, обобщены в таблице и показаны на рисунках 2–18.

Петрохимическая систематика

По данным петрогеохимии, дарьинский комплекс образован породами двух серий, контрастных по многим параметрам состава: щёльно-ультраосновной–щёльно-базитовой (фойдитовой или, условно, «камафугитовой***») (с содержаниями кремнезёма в породах от ~36.5 до ~47.6 мас. процентов) и щёльнобазит(ультрабазит)–фойдосиенитовой (условно «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической (ТЛЩС)), с содержаниями кремнезёма от ~40 до ~63 мас. процентов) (рис. 5).

«Камафугиты» принадлежат магниевой и высококальциевой группе, умеренно- и высококальцие-

*Пуласкитами и псевдолейцитолитами (нефелиновыми, вишневитовыми, анальцитовыми, канкринитовыми, с преобладанием первых).

**Меланит – титанистая разновидность андрадита – принадлежит числу сравнительно редко встречающихся минералов-спутников щелочных магматических пород.

***Камафугиты – собирательный термин для обозначения вулканических калиевых ультраосновных пород: катунгитов (оливин-мелилитовые лейцититы), угандитов (клинопироксен-оливиновые мелалейцититы), мафуритов (оливиновые мелакальсититы) (напр., [48, 60]). «Условно» – поскольку дарьинский комплекс образован не вулканиками, а их плутоническими аналогами.

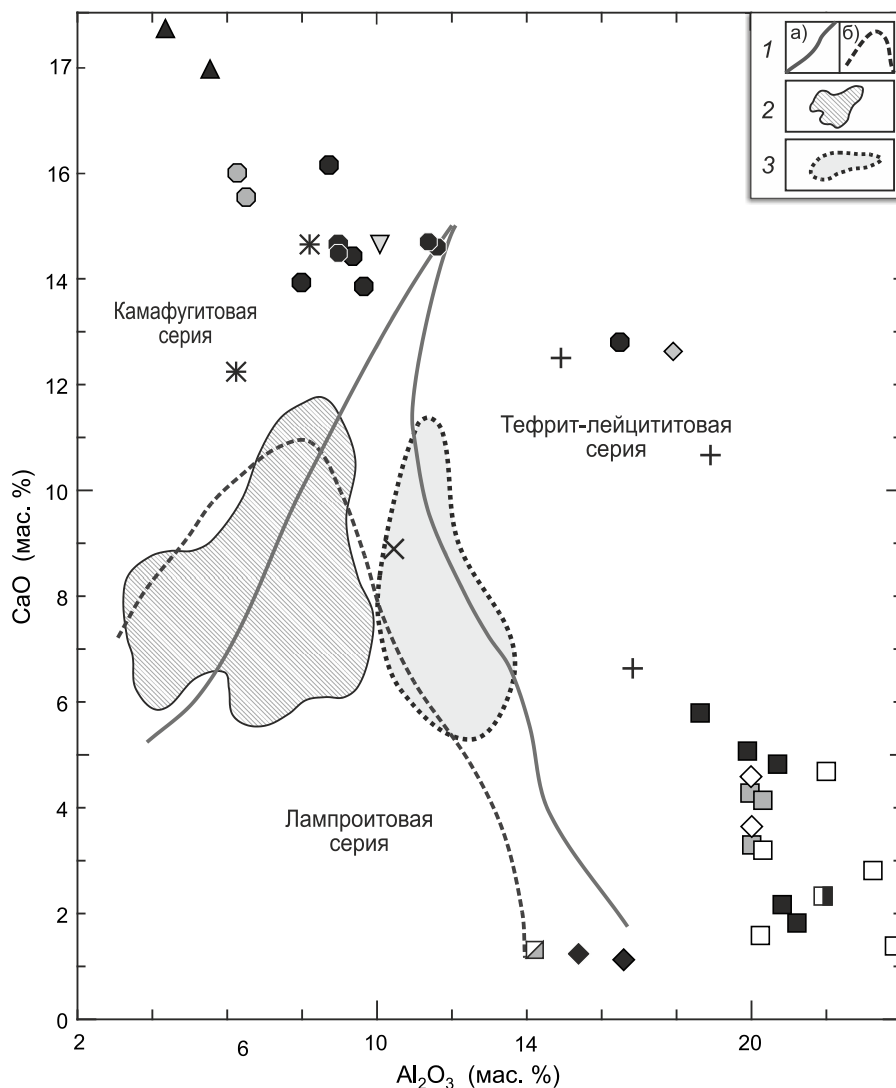


Рис. 4. Диаграмма « Al_2O_3 – CaO » [7] для пород дарьинского комплекса.

Поля составов пород: 1 – калиевых серий: а – камафугитовой (высококальциевой) и тефрит-лейцититовой (высокоглинозёмистой), б – лампроитовой; 2 – общее поле лампроитов Восточного, Центрального и Западного Алдана; 3 – общее поле минетт штата Навахо и умеренноглинозёмистых лейцититов Сьерра-Невады, США.

вой. «Тефрит-лейцититы», щелочные мезиты и сали-ты образуют три, достаточно обособленные, подгруппы высокощелочной калинатовой серии, железистой и метаглинозёмистой (табл.): (1) высококальциевую гипербазит-мезитовую (≈ 36 – 55 % SiO_2), близкую по содержанию CaO к «камафугитам», в объёме незначительную; (2) низкокальциевую мезит-салическую (≈ 58 – 63 % SiO_2), приближающуюся к лампроитам, также малообъёмную и (3) умеренно- и низкокальциевую базит-мезитовую (≈ 51 – 59.5 % SiO_2), умеренной и повышенной глинозёмистости, значимо преобладающую в составе ассоциации (рис. 4).

В сравнении с другими комплексами фойдовых и щелочных пород ККЮМП: раннемеловым бокурским вулканоплутоническим [38] и позднемеловым курунским гипабиссальным [46], особенностью дарьинского являются существенно более широкие диапазоны содержаний кремнекислоты (от ~ 36 до ~ 63 % SiO_2), глинозёма (5–24 %), оксидов щелочных метал-

лов (1–12 % Na_2O и 1–9 % K_2O) и кальция (1–22 % CaO), (табл., рис. 4, 5). Однако различия в химизме магматитов, при рассмотрении их по отдельности, в пределах «камафугитовой» и «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической серий, выражены не столь резко (табл.).

В подавляющем большинстве породы обеих серий относятся к высокощелочным образованиям (рис. 5, а–в) натриевой, калиевой, калинатриевой и натрикалиевой специализаций (табл.), с преобладанием двух последних. Судя по распределению оксидов калия и натрия, лишь около 15 % дарьинских магматитов являются ультракалиевыми; примерно четверть их составов (фойдсодержащие габброиды и сиениты) попадают в область существенно натриевых; в большинстве же своём породы комплекса принадлежат шонит-латитовым (калинатриевым) сериям (рис. 6).

«Камафугиты» характеризуются отчётливой метаглинозёмистостью, повышенными и высокими фе-

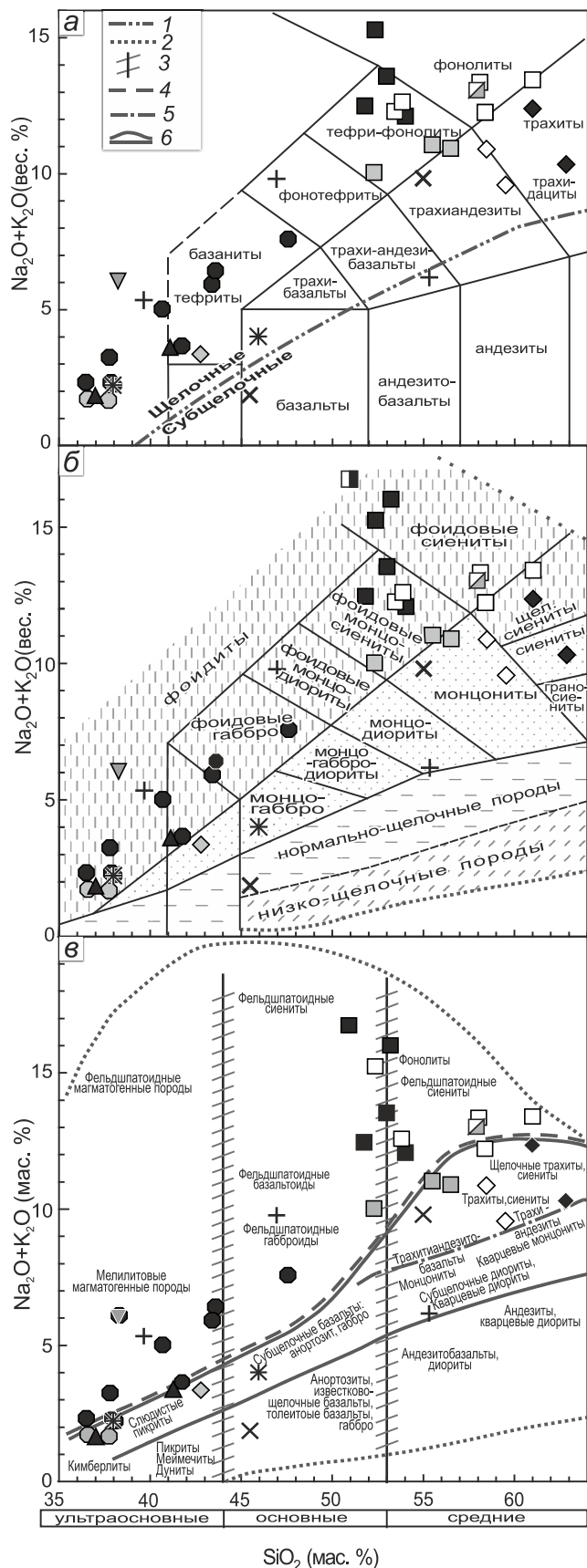


Рис. 5. Положение составов дарьинских сиенитов на диаграмме Ле-Мейтра [64] (а), модифицированной TAS-диаграмме Л.Н. Шарпенко [55] (б) и диаграмме « SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)» Петрографического Комитета ОГТГ АН СССР [15] (в).

1 – линия разделения полей субщелочных и щелочных пород (диаграмма а); 2 – граница области распространения химических составов магматических горных пород (диаграммы б, в); 3 – пограничные «зоны неопределённости» между породными группами, выделенными по содержанию кремнезёма; 4 – нижняя граница поля распространения фойдовых пород; 5 – нижняя граница распространения бесфелдшпатоидных щелочных пород; 6 – область распространения субщелочных пород (3–6 – диаграмма в).

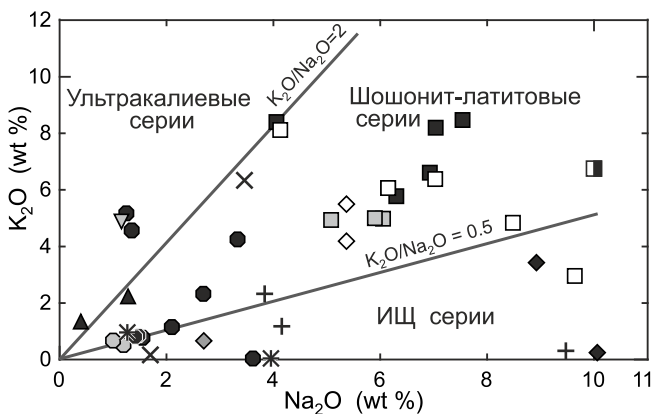


Рис. 6. Соотношение оксидов натрия и калия в дарьинских магматитах.

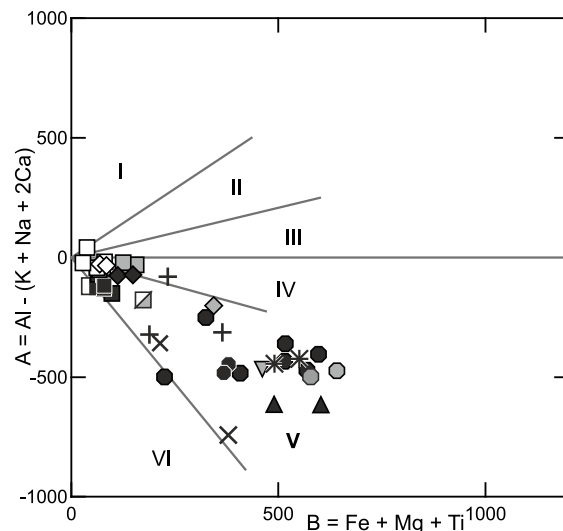


Рис. 7. Диаграмма «В-А» Дебона-Ле Форте [58] для пород дарьинского комплекса.

Все породы комплекса – метаглинозёмистые, кальциево-фемические; образуют две компактные, контрастные по составу группы. «Тефрит-лейцитит» – щёлочносалическая ассоциация – слабо метаглинозёмистые (бесплагиоклазовые) лейкократовые и промежуточные по фемичности породы; «камафугиты» – сильнометаглинозёмистые и высокофемические образования.

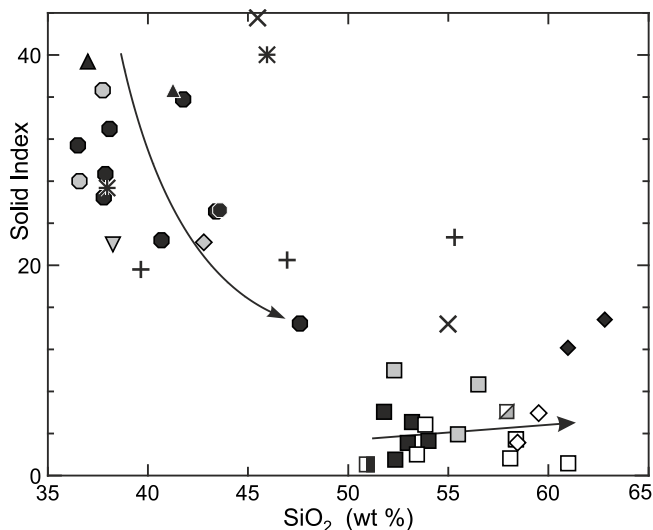


Рис. 8. Диаграмма «SiO₂–Solid Index» для «камфугитовой» и «тефрит-лейцитит»–щелочносалической ассоциации дарьинского комплекса.

Для пород главных ассоциаций характерны разнонаправленные эволюционные тренды (стрелки), с резко различными начальными и конечными точками, свидетельствующие о «самостоятельности» их родоначальных магм. Solid Index (SI) – «индекс затвердевания» Х. Куно: $SI = 100MgO / (FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O)$, оксиды – в вес. %.

мичностью (рис. 7) и магниальностью (табл.), пониженными и низкими содержаниями Al₂O₃ (12–5 %), высокими и очень высокими (12–22 %) содержаниями CaO, повышенными и высокими содержаниями P₂O₅, широкими вариациями «индекса затвердевания» (SI) Х. Куно (при повышенных в целом его значениях) и петрохимических параметров «а», «п» и «л» (рис. 8, табл.). В распределении щелочей камфугитоподобные сиениты выделяются, как правило, вдвое большими содержаниями оксида калия против оксида натрия (рис. 6).

Напротив, преобладающая часть сиенитов ТЛЩС ассоциации обнаруживают близкие нормальным и повышенные (14–17 %), высокие и очень высокие (18–24 %) содержания Al₂O₃, умеренные и низкие (7–1 %) содержания CaO, преимущественно невысокие магниальность и общую фемичность (рис. 6, 7). Обособленные группировки, небольшие по объёму, образуют высококальциевые (11–13 % CaO), высоко- и умеренноглинозёмистые разновидности (близкие минеттам штата Навахо и умеренноглинозёмистым лейцититам Сьерра-Невады, США) и очень низкокальциевые с умеренной глинозёмистостью (близкие лампроитам) члены этой серии (рис. 4; табл.). В большинстве пород «тефрит-лейцитит»–щелочносалической ассоциации содержатся

малые и очень малые количества оксидов фосфора и титана.

Как и в «камфугитах», в магматитах ТЛЩС ассоциации наблюдаются довольно значительные вариации параметров «а», «п» и «л» (табл.). Значимым отличием от «камфугитов» являются низкий, до близнулевого, уровень метаглинозёмистости (рис. 7), небольшой диапазон величин и невысокие в целом значения «индекса затвердевания», при резких различиях его трендов в той и другой ассоциации (рис. 8, табл.). По распределению оксидов щелочных металлов преобладают калинатриевые разновидности пород (рис. 6), единично встречаются ультранатриевые сиениты* (жильные альбититы, эгириниты и олигоклазиты).

На одной из разновидностей TAS-диаграммы (рис. 5, б) «камфугитовая» и «тефрит-лейцитит»–щелочносалическая ассоциации пород занимают, соответственно, поля фойдитов, фойдовых габбро и фойдовых монцосиенитов–фойдовых и щелочных сиенитов. На TAS-диаграмме Петрографического комитета РАН (рис. 5, в) составы ультраосновных членов «камфугитовой» серии распределены близ границы полей слюдяных пикритов и мелилитовых магматогенных пород; базитовые разновидности «камфугитов» попадают в области распространения мелилитовых магматитов и, отчасти, фельдшпатоидных и фойдосодержащих габброидов. Фигуративные точки «тефрит-лейцититов», щелочных мезитов и салитов занимают поля фельдшпатоидных габброидов, фельдшпатоидных сиенитов и область близ границы фельдшпатоидных и щелочных сиенитов.

Соотношения железа, магния и щелочей в ТЛЩС ассоциации указывают на близость её эволюции тренду щелочнобазальтовой магмы массива Рябиновый Центрально-Алданской магматической провинции (ЦАМП) [19], принадлежащего калиевой щелочнобазитовой серии лейцитит–щелочносиенитовой формации (рис. 9).

Распределение «камфугитов» в этих координатах приближается к тренду массива Якокут ЦАМП, отличаясь смещением фигуративных точек базитов к границе толеитовой и известково-щелочной серий и далее, в поле высокожелезистых образований, чем значительно разнятся с дарьинскими «тефрит-лейцититами», щелочными мезитами и салитами (рис. 9).

По величинам общей щелочности (табл., рис. 5, а–в) и щелочно-известковистому индексу (≈ 47) комплекс занимает поля щелочной и высокощелочной

*Являющиеся, возможно, продуктами щелочного ультраметасоматоза пироксенитов кондёрского комплекса.

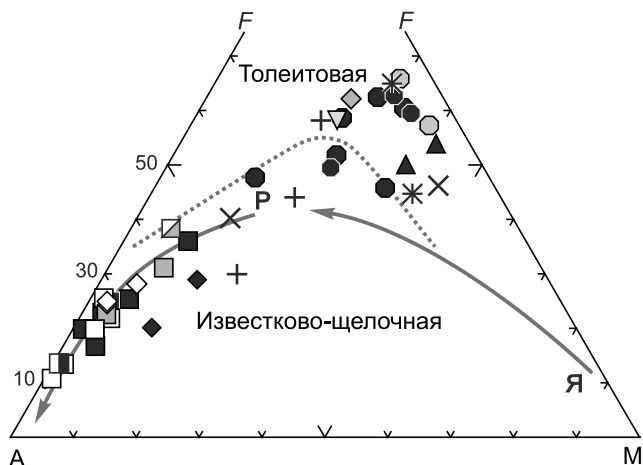


Рис. 9. Положение дарьинских фойдитов, фойдовых и фойдсодержащих сиенитов и габброидов на диаграмме AFM.

Вариационные тренды составов пород лейцитит-щёлочно-сиенитовой формации Центрально-Алданской магматической провинции АИ: Р – массива Рябиновый; Я – массива Якокут (по [19]). Поля толейтовой и известково-щелочной серий и разделяющая их точечно-пунктирная линия – по [63].

серий, хотя имеются отклонения отдельных составов (слабо фенитизированных пироксенитов?) в область субщелочных образований. Характерна высокая и весьма высокая общая щёлочность, преимущественно калиевого и калинатриевого подтипов, с преобладанием последнего, судя по величине «п» (табл.) и относи-

тельно низкому* содержанию оксида калия во многих породах (рис. 10). Минералогически эта особенность их состава отражена в высоком содержании модального эгирин.

Следствием из приведённых выше сведений служит заключение о принадлежности значительной (около двух третей) части пород дарьинского комплекса к «тефрит-лейцитит»-щёлочно-салической серии лейцитит-щёлочно-сиенитовой формации, по [19], по иному, калиевой щёлочно-мафитовой формации, согласно [30], широко распространённой в центральных и западных частях АИ, но заметно уменьшенной в объёме в пределах его восточного блока [45]. Примерно треть магматитов комплекса составляют представители «камафугитовой» ассоциации; некоторая их часть (эгириниты, альбититы и олигоклазиты), судя по результатам петрографических наблюдений, минеральному и химическому составу, могут быть фенитизированными в разной степени палео- и мезопротерозойскими слюдистыми пикритами и пироксенитами кондёрского комплекса АИ.

Наблюдается прямая корреляция между величинами железистости и щёлочности пород, наиболее выраженная в пределах ТЛЩС ассоциации. Большая часть магматитов комплекса относится к миаскитовой серии, примерно четверть составляют агпайтовые разновидности (табл.). На массиве Кондёр известна [29] единичная находка перглиноземистого сиенита,

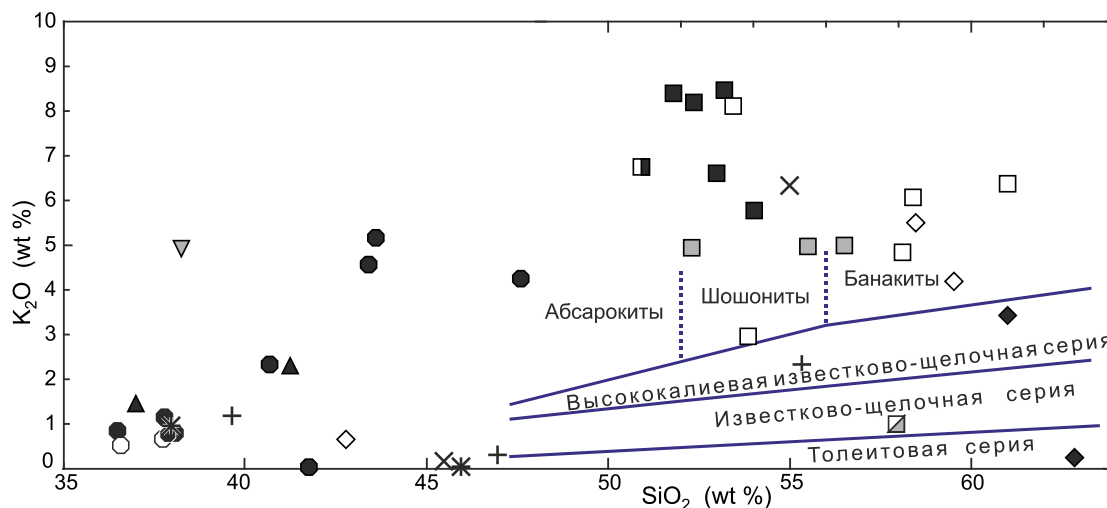


Рис. 10. Распределение составов фойдовых и щелочных сиенитов дарьинского комплекса на модифицированной диаграмме «SiO₂-K₂O» Маккензи-Чапмена [65].

*Всё же, на диаграмме «SiO₂-K₂O» (рис. 10) содержание оксида калия в большинстве пород комплекса превышает, порой значимо, таковое у типовых абсарокитов, шошонитов и банакитов, приближаясь к величине, характерной для ультракалиевых магматитов мира.

содержащего модалный корунд. На петрохимических диаграммах породы «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической ассоциации классифицируются, за редкими исключениями, как щелочные и ультращелочные, существенно калинатриевые.

Из вышеизложенного можно предположить, что мантийные составляющие родоначальных расплавов ТЛЩС ассоциации были близки щёлочнобазальтовой (тефритовой) магме, как это уже установлено [16, 17, 19 и др.] для производных лейцитит–щёлочносиенитовой формации в ряде других позднемезозойских магматических провинций Алданского щита.

Геохимическая типизация

Дарьинским фойдолитам, фойдовым и фойдсодержащим сиенитам и габброидам присущи, как правило, высокие и очень высокие содержания калия, натрия, свинца, редких щелочей и щёлочноземельных металлов, с широко варьирующими содержаниями как высокочargedных, так и низкочargedных элементов (табл., рис. 11).

Довольно пёструю картину представляют графики распределения лантаноидов и редких элементов как в «камафугитовой», так и «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической ассоциациях. В целом, выделяются три разновидности спайдерграмм, существенно различающиеся по содержанию микроэлементов и/или их соотношениям (рис. 11). Европиевые минимумы отсутствуют у абсолютного большинства проанализированных пород, а в некоторых разновидностях сиенитов наблюдаются даже незначительные максимумы, «роднящие» их по этому признаку с метавулканитами батомгского метаморфического комплекса из структур основания Алданского щита. Характерны повышенные и высокие (исключая единичные составы «камафугитов», «тефрит-лейцититов» и щёлочных мезитов и салитов) содержания легких лантаноидов, при низких и очень низких – тяжелых.

Весьма изменчивы в породах содержания бария и стронция, как в пределах всего комплекса, так и в рамках каждой из слагающих его ассоциаций магматитов (рис. 11, табл.), при зачастую значительных и очень значительных их величинах.

Содержание тантала в «камафугитах» варьирует от близких гипербазитовому кларку до величин, превышающих последний в 4–25 раз. Содержание ниобия здесь выше кларковых в два–десять раз и больше, доходя до сорока- и, даже, стопятидесятикратного уровня (табл.). В ТЛЩС ассоциации содержания ниобия и тантала выше таковых в «камафугитах», но в разной степени в зависимости от типа пород.

На диаграмме идентификации петрогенетических процессов «Ta–Th» (рис. 12) фигуративные

точки большинства дарьинских сиенитов образуют тренд, близкий линии ассимиляции–фракционной кристаллизации щёлочнобазитового расплава – производного обогащенного мантийного источника. Последний, по аналогии с источником мезозойских щелочных пород раннемелового Мурунского массива АШ [4], может быть отождествлен с метасоматически обогащенной мантией типа ЕМ-I*.

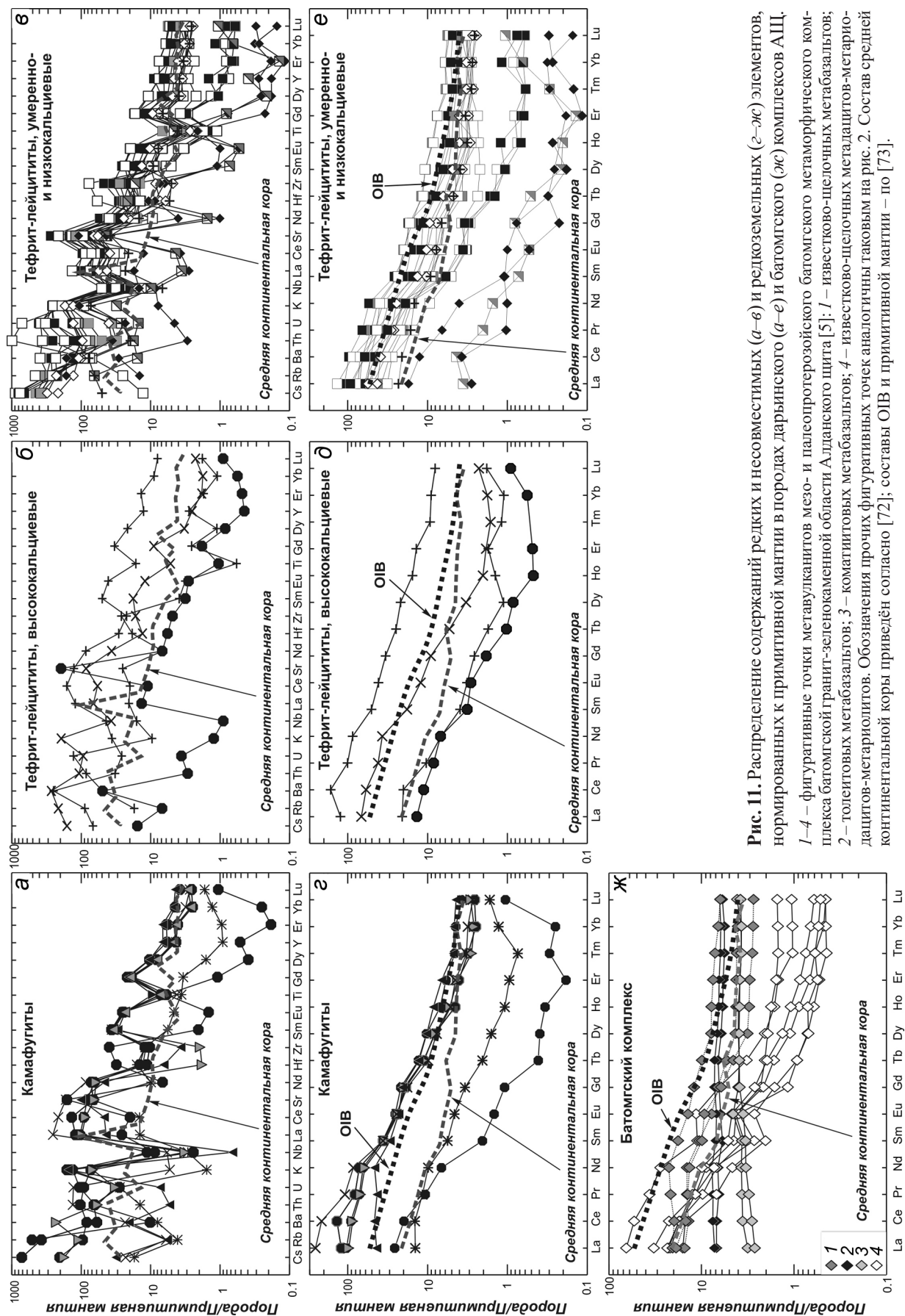
По величинам Th/U (табл.) дарьинские фойдолиты, фойдовые и фойдсодержащие сиениты и габброиды, исключая некоторые разновидности «камафугитов», близки составам большинства горных пород Земли (с Th/U≈2–5), приближаясь к среднему составу земной коры (Th/U≈4) и отличаясь в меньшую сторону (кроме такового в некоторых «камафугитах») от торий-уранового отношения в типовых щелочных породах (с Th/U≈5–10). То, что в дарьинских сиенитах величина Th/U является промежуточной между таковым в метаморфических породах эклогитовой и гранулитовой (Th/U≈1–3) фаций, с одной стороны, и эпидотовой и амфиболитовой (Th/U≈3–5), с другой, представляется возможным интерпретировать как указание на значимую роль корового источника в составе материнских расплавов комплекса.

На диаграмме «Ta/Yb–Th/Yb» (рис. 13) фигуративные точки пород дарьинского комплекса располагаются преимущественно близ границы полей шошонитовой и известково-щелочной серий, попадая в оба поля. Распределение их (исключая составы, близкие верхней континентальной коре) параллельно тренду внутриплитного обогащения инициального (мантийного) расплава, демонстрируя смещение тренда вверх от мантийного массива, что указывает на контаминацию материалом земной коры или связанный с субдукцией метасоматоз.

Одной из характерных особенностей дарьинского комплекса является широкий диапазон вариаций величины лантан-ниобиевого отношения (от < 0.3 до ~64, рис. 14). В координатах «La/Nb–Ba/Nb» составы пород комплекса изменяются от близких базальтам океанических островов и примитивной мантии до составов «средней» континентальной коры (преобладающий тип), пород вулканических дуг и батомгских метавулканитов АШ. Составы наиболее основных «камафугитов» аномальны и выходят за рамки известных для магматических пород Земли.

Показательны для дарьинского комплекса и весьма значительные дисперсии суммарных содержа-

*Близкий этому вывод по составу мантийного источника дарьинских пород сделан при анализе распределения в них изотопов неодима и стронция [42].



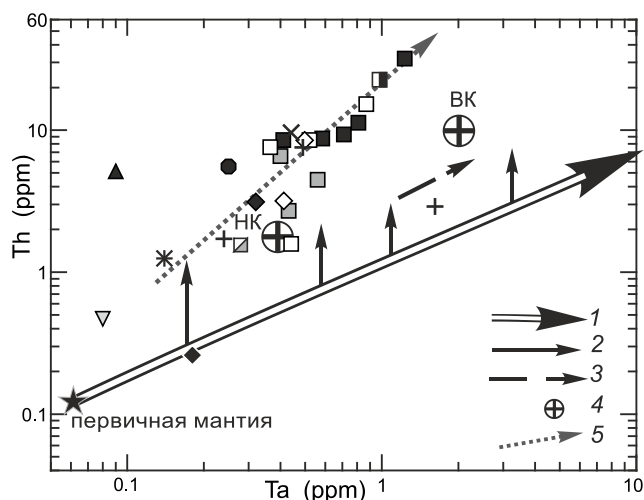


Рис. 12. Диаграмма идентификации процессов «Th-Ta» (по [74]) для фойдитов, фойдовых и фойдосодержащих сиенитов и габброидов дарвинского комплекса.

1 – вариации внутриплитного источника; 2 – вариации источника, связанного с субдукцией; 3 – тренд ассимиляции-фракционной кристаллизации; 4 – средний состав коры: НК – нижней, ВК – верхней; 5 – тренд дарвинского комплекса (1–3 – по [74]; 4 – по [73]).

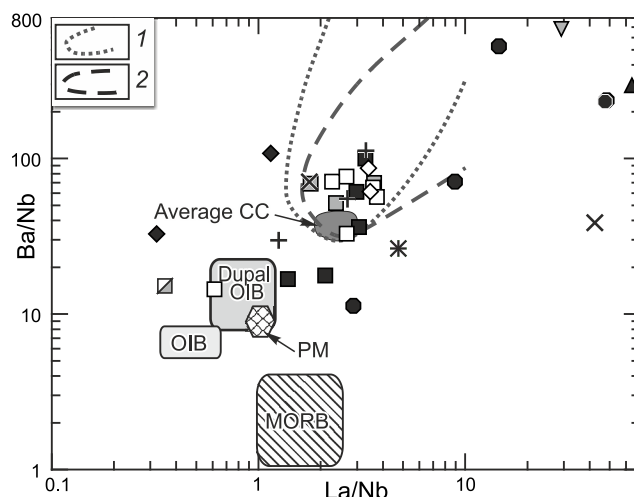


Рис. 14. Диаграмма «La/Nb–Ba/Nb» (по [69]) аспределения составов пород дарвинского комплекса и метавулканитов батомгского комплекса батомгской гранит-зеленокаменной области Алданского щита.

1 – контур поля островодужных пород Земли; 2 – контур поля метадиоритов-метариолитов батомгского комплекса. Прочие обозначения отвечают общепринятым.

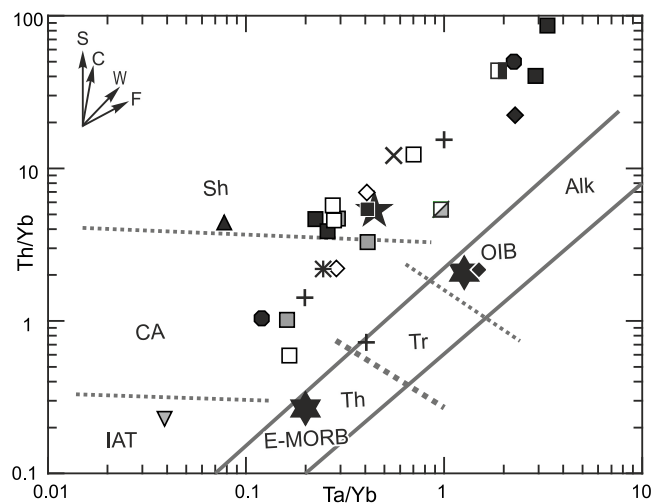


Рис. 13. Положение сиенитов дарвинского комплекса на диаграмме «Ta/Yb–Th/Yb» (по [69]).

Векторы на вставке показывают направления возможных изменений состава инициальных расплавов: S – субдукционное обогащение, C – коровая контаминация, W – внутриплитное обогащение, F – фракционная кристаллизация. Поля различных серий магматических пород: Sh – шошонитовая, CA – известково-щелочная, IAT – островодужных толеитов. OIB – базальты океанических островов, Th – толеиты срединно-океанических хребтов; Tr – субщелочные внутриплитные серии и переходные серии срединно-океанических хребтов; Alk – щелочные внутриплитные серии. Шестиконечные звезды – средние составы E-MORB и OIB; пятиконечная звезда – средний состав верхней континентальной коры.

ний радиоактивных элементов (ΣRAE). Это же касается и суммарных содержаний РЗЭ, изменяющихся от аномально-низких и очень низких до повышенных, умеренно-высоких, высоких и очень высоких (табл.).

В распределении редких и редкоземельных элементов в породах «тефрит-лейцитит»-щелочносалической ассоциации (рис. 11, б–е) обращает на себя внимание высокая фракционированность составов по крупноионным литофилам и LREE, при меньшей степени фракционирования HREE, низких и очень низких содержаниях последних, в нескольких случаях близких таковым в примитивной мантии и батомгских* метавулканитах; в большинстве же – более характерных для OIB. На спайдерграммах несовместимых редких элементов (рис. 11, б, в) наблюдаются, за редким исключением, повышенные и высокие (против среднего состава континентальной коры) содержания цезия, рубидия, калия и других низкозарядных элементов, а также некоторых высокозарядных: тория и урана; низкие – титана, но повышенные и высокие – прочих элементов его группы. Характерны отрицательные ниобиевые аномалии и большая обогащённость LREE по сравнению с HFSE (в том числе HREE).

*Мезо- и палеопротерозойские метатолеиты, метакоматиты, метабазальты, метадиориты, метариодациты и метариолиты батомгского комплекса из кристаллического основания АИЦ [5].

В «камафугитах» распределение крупноионных литофилов и лантаноидов не столь однозначно, как в «тефрит-лейцититах», щелочных мезитах и салитах. Для двух третей пород нормированные содержания микроэлементов в несколько раз превышают таковые в «средней земной коре», в одной трети сиенитов этой ассоциации нормированные содержания большинства микроэлементов, за исключением стронция, обнаруживают значения, на порядок меньшие, чем среднекоровые (рис. 11, *a–e*).

В целом, топология спайдерграмм REE у всех пород комплекса напоминает таковую в ОИВ и умереннокислых и кислых породах батомгского комплекса, что может свидетельствовать о близости их мантийного источника источнику ОИВ, с одной стороны, и возможном участии коровых пород АЩ в качестве одного из протолитов родоначальных расплавов комплекса, с другой. Исходя из особенностей графиков распределения средних и тяжёлых лантаноидов (рис. 11, *z*), можно предположить, что в становлении «камафугитовой» ассоциации принимали участие два близких, но всё же различающихся типа мантийных источников. Анализ тех же параметров в ТЛЩС ассоциации (рис. 11, *d, e*) свидетельствует об участии в её становлении нескольких источников, в результате чего образовались магматиты четырёх петрогеохимических разновидностей («подгрупп») этой ассоциации, отмеченных выше (табл., рис. 3, 4, 11).

Распределение РЗЭ в обеих ассоциациях пород комплекса значимо разнится с таковым в «средней» континентальной коре и подобно – ОИВ, судя по топологии спайдерграмм микроэлементов в них. Одновременно их нормированные микроэлементные графики практически идентичны таковым у умереннокислых и кислых метавулканитов батомгского комплекса АЩ. Примечательно также сходство нормированных графиков распределения в «камафугитах» и «тефрит-лейцититах»–щелочных салитах не только редкоземельных, но и большинства других редких элементов (рис. 11, *a–ж*).

Подытоживая сведения по геохимии комплекса, отметим, общими особенностями геохимии всех разновидностей магматитов дарьинского комплекса являются следующие: (1) практическое отсутствие европиевого минимума или даже небольшой европиевый максимум; (2) незначительная степень фракционирования тяжёлых РЗЭ при значимой, порой

высокой, фракционированности по лёгким РЗЭ; (3) хорошо выраженные (за единичными исключениями) «троги» по титану и ниобию* (то же – и по танталу), при отчётливом максимуме нормированных содержаний стронция (табл., рис. 11, *a–ж*). Спорадически в породах комплекса (чаще – в «камафугитах») наблюдаются повышенные и высокие значения величин отношений Zr/Nb , Ba/Nb , La/Ta , $(La/Yb)_n$, K/Nb (табл.) и Th/Yb (рис. 13); для обеих ассоциаций магматитов характерна большая обогащённость LREE по сравнению с HFSE (в том числе HREE).

В совокупности, отмеченные признаки указывают на присутствие в составе комплекса, наряду с мантийными, характеристик, обычно относимых к надсубдукционным, что парадоксально; возможное объяснение этому следует ниже.

Общеизвестно, что составы с так называемыми «надсубдукционными» характеристиками образуются не только вследствие контаминации «мантийного клина» над зоной субдукции водно-кремнезёмистыми щелочными флюидами, но и в результате повторного плавления базальтов (эклогитов) с экстракцией несовместимых элементов [50] или частичного плавления амфиболитов [61]. Из этого факта вполне очевидно, что «надсубдукционные метки» в нашем случае нужно объяснять не столько возможной контаминацией «мантийного клина»** над зоной субдукции, сколько вероятным участием в магмогенезе коровых источников вещества. В частности, высокая фракционированность пород комплекса по лёгким РЗЭ (рис. 11), при слабом фракционировании по тяжёлым (что обычно характерно не только для надсубдукционных образований, но и для тоналит-трондьемитовых ассоциаций, производных «серых гнейсов») может интерпретироваться как указание на влияние коры в составе их источника. Показательна в этом же ракурсе отмеченная выше близость топологии спайдерграмм у значительного числа проб сиенитов нормированным графикам батомгских известково-щелочных кислых метавулканитов из структур основания ККЮМП (рис. 11), равно как некоторых других проб сиенитов – среднему составу континентальной коры (там же). Всё это также может свидетельствовать о значимости роли коровой компоненты в составе родоначальных дарьинских расплавов.

Резюмируя петрографическую и петрогеохимическую информацию по дарьинскому комплексу,

*Как считают по этому поводу некоторые исследователи (напр., Д. Мюллер и Д. Гроувз [67]), Nb-Ta «троги» являются характеристикой континентальной коры и могут указывать на вовлечение корового материала в магматические процессы.

**Притом, что предполагаемая (напр., [16, 24]) зона субдукции удалена к югу от ККЮМП на 500–700 км.

подчеркнём следующее. Слагающие комплекс плутониты представлены рядом от ультраосновных сиенитов до основных, средних и умереннокислых разновидностей. Резко преобладают фельдшпатоидные образования, среди которых обособляются фойдовые габброиды и фойд-содержащие пуласкиты; в подчинении находятся щелочные сиениты (лаурвикиты) и бесфойдовые щелочные габброиды. Комплекс образован контрастными по многим параметрам петрогеохимическими сериями: условно «камафугитовой» и «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической. Диапазон кремнекислотности пород простирается от 36 до 63 % SiO_2 . По величине щелочности, отношениям оксидов щелочей и щелочно-известковому индексу (≈ 47) дарьинские магматиты в большинстве принадлежат разряду калиевых и натрикалиевых щелочных образований. Преобладающая часть их относится к миаскитовой серии, лишь около четверти составляют агапитовые разновидности. По содержанию индикаторных редких элементов разные виды магматитов обнаруживают характеристики симатических, коровых и гибридных нефелиновых сиенитов, по Л.С. Бородину [2, 3]. На геохимических и изотопных диаграммах [42, 44; эта статья] фигуративные точки дарьинских пород занимают поля дериватов примитивной мантии, с приближением к составу обогащённой мантии ЕМ-I.

Судя по совокупности признаков, исходные расплавы базитовых и ультрабазитовых пород комплекса являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение щёлкономезитовых и щёлочносалических магм может быть увязано с избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности [39, 42, 44; эта статья].

По результатам геологического, петрографического и петрогеохимического изучения дарьинского комплекса может быть предложена, в качестве рабочей, модель двухэтапного и двухуровневого его становления: (1) образование ультрабазитовых и базитовых расплавов за счёт разной степени парциального плавления неоднородно обогащённого мантийного источника, с последующим участием процессов фракционной кристаллизации; (2) формирование промежуточных и конечных членов ТЛЩС ассоциации путём усвоения, в различных пропорциях, корового материала.

С учётом данных геологических наблюдений и на основе вновь полученных материалов петрогеохимического исследования, ниже рассмотрена степень достоверности имеющихся моделей геодинамических условий становления дарьинского комплекса.

ГЕОДИНАМИКА СТАНОВЛЕНИЯ ДАРЬИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ ПЕТРОГЕОХИМИИ

Краткий обзор существующих представлений о геодинамической обстановке формирования дарьинского комплекса и его аналогов в пределах АШ

Традиционно [19, 21, 23 и др.] позднемезозойский щелочной магматизм Алданского щита увязывался с процессами рифтогенеза, обусловленного мезозойской тектонической активизацией этой глобальной структуры. Ещё в начале 1980-х годов Е.П. Максимовым [23] было отмечено, что, несмотря на наличие в составе магматитов из зон позднемезозойской ТМА Алдана ряда т.н. «надсубдукционных» характеристик, значительная подборка геологических и геофизических материалов свидетельствует о проявлении на Алданском щите в позднем мезозое режима рифтогенеза. Близкое этому представление о принадлежности позднемезозойских щелочных, лампроитовых и карбонатитовых комплексов АШ к производным рифтовых зон между Алданским щитом и Сибирским континентом несколько позже развивал в своих работах Н.В. Владыкин с коллегами (напр., [75]).

Иные модели мезозойского магматизма АШ связывали его проявления либо с коллизионными событиями при столкновении Восточно-Сибирской и Китайской плит (напр., [16, 17, 32, 34]), либо с обстановкой континентальной трансформной окраины калифорнийского типа [6, 33, 38–41, 46 и др.]. Имеются указания и на возможную его надплюмовую [1, 56, 57; и др.] либо надсубдукционную [9, 18, 24, 25] природу. Детальнее с историей вопроса можно ознакомиться в публикации по петрогенезису и геодинамике формирования позднемелового курунгского щелочного комплекса ККЮМП [46].

Подытоживая краткий экскурс в область представлений о геодинамической ситуации становления позднемезозойского магматизма АШ, отметим назревшую необходимость решения проблемы, в частности для магматитов дарьинского комплекса, используя не только геологические и геофизические сведения, но и материалы петрогеохимических исследований, с применением дискриминантных геодинамических диаграмм.

Результаты дискриминантного геодинамического анализа

Учитывая противоречивость имеющихся представлений о геодинамической обстановке формирования раннемеловых щелочных магматитов АШ, и с целью получения дополнительных критериев геодина-

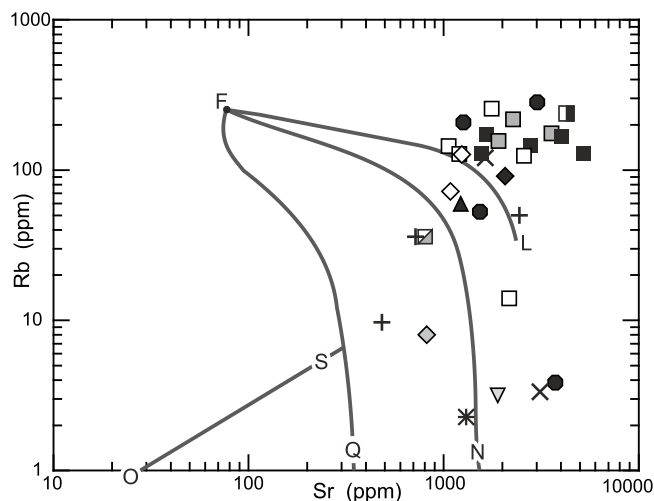


Рис. 15. Дискриминантная геодинамическая диаграмма «Rb–Sr» Г.Б. Ферштатера [51] для пород дарьинского комплекса.

Области составов пород, характерные для разных геодинамических режимов: OSQ – производные океанических толеитов; QFN – производные континентальных толеитов; NFL – производные континентальных андезитов; выше линии FL – область производных щелочнобазитовой магмы.

Наблюдаемые отклонения фигуративных точек некоторых пород от общего поля магматитов комплекса обусловлены низкими и очень низкими содержаниями в них рубидия. В первую очередь это касается предположительных метасоматитов (фойдовые эгириниты и эгирин-авгититы), а также вероятных жильных гидротермалитов?: фойдовых альбититов, эгирин-альбититов и олигоклазитов. В отдельных случаях (пробы ПН-3200-1, ПН-9262-2, ПН-9262-1, Ко-8-286, см. табл.) можно предположить либо ошибку анализа, что маловероятно, либо принадлежность этих разновидностей пород также к фенитизированным образованиям. Данное заключение применимо и к объяснению положения точек состава тех же проб на диаграмме «Rb/Sr–Sr» (рис. 16). Ещё один вариант объяснения аномалий приведён в тексте.

мических условий становления дарьинского комплекса, авторы использовали серию дискриминантных диаграмм, позволяющих различать магматические породы, формировавшиеся в различных геодинамических ситуациях, по их петрогеохимическому составу. Были использованы диаграммы Г.Б. Ферштатера [51], А.Д. Симонова [11], М.Г. Руб–В.М. Даценко [10] и А.В. Гребенникова [8, 62].

Анализ положения составов дарьинских плутонов на диаграмме «Rb–Sr» Г.Б. Ферштатера (рис. 15) позволил заключить, что распределение фигуративных точек большей части пород (преимущественно, «тефрит-лейцититов», щелочных мезитов и щелочных салитов) в области составов (выше линии FL), характерных для «магматических пород стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной

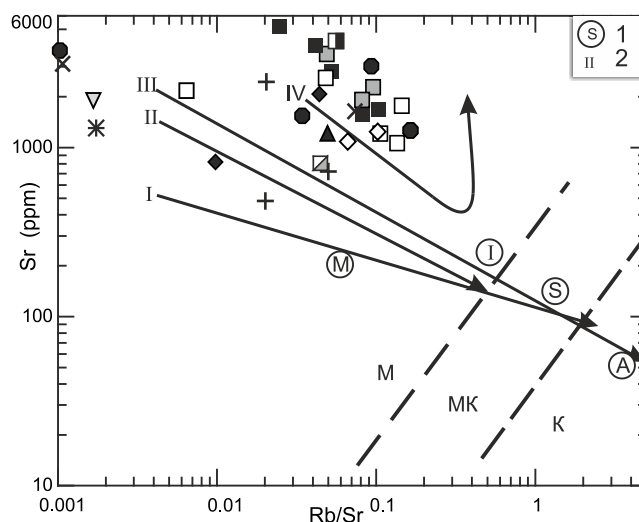


Рис. 16. Диаграмма «Rb/Sr–Sr» М.Г. Руб–В.М. Даценко (по [10]) для пород дарьинского комплекса.

Поля составов магмообразующих источников: К – коровых, М – мантийных, МК – мантийно-коровых; I – типовые составы гранитов М-, I-, S-, и А-типов; 2 – тренды дифференциации типовых вулканических серий: I – толеитовая островодужная (ОД), II – известково-щелочная ОД, III – известково-щелочная активных континентальных окраин (АКО), IV – рифтовых зон континентов.

коре», вполне согласуется с геологической позицией комплекса. Отклонения составов в поля производных континентальных толеитов и континентальных андезитов наблюдаются для некоторых «камафугитов» и единичных проб «тефрит-лейцититов», имеющих низкое и аномально-низкое содержание рубидия (зачастую совпадающее с низкими содержаниями бария и оксида калия; табл.). Причина этого явления в ряде случаев кроется, возможно, в ошибочном отнесении к дарьинским магматитам фенитизированных рифейских пироксенитов. Для некоторых «камафугитов» вероятно основополагающая роль их крайне низкой кремнекислотности, из чего напрашивается заключение о неприменимости данной диаграммы к ультрабазитовым породам.

Составы преобладающего большинства проб дарьинских сиенитов на диаграмме «Rb/Sr–Sr» М.Г. Руб–В.М. Даценко (рис. 16) расположены в поле типовых рифтогенных комплексов континентов. Отклонения от этой тенденции наблюдаются для тех же проб, что и на предыдущей диаграмме, с аналогичным объяснением этого явления.

На двух из трёх диаграммах Д.А. Симонова (рис. 17), способных дискриминировать вулканоплутонические породы из областей межконтинентальной коллизии, океанического спрединга, субдукции и континентального рифтинга, составы представителей

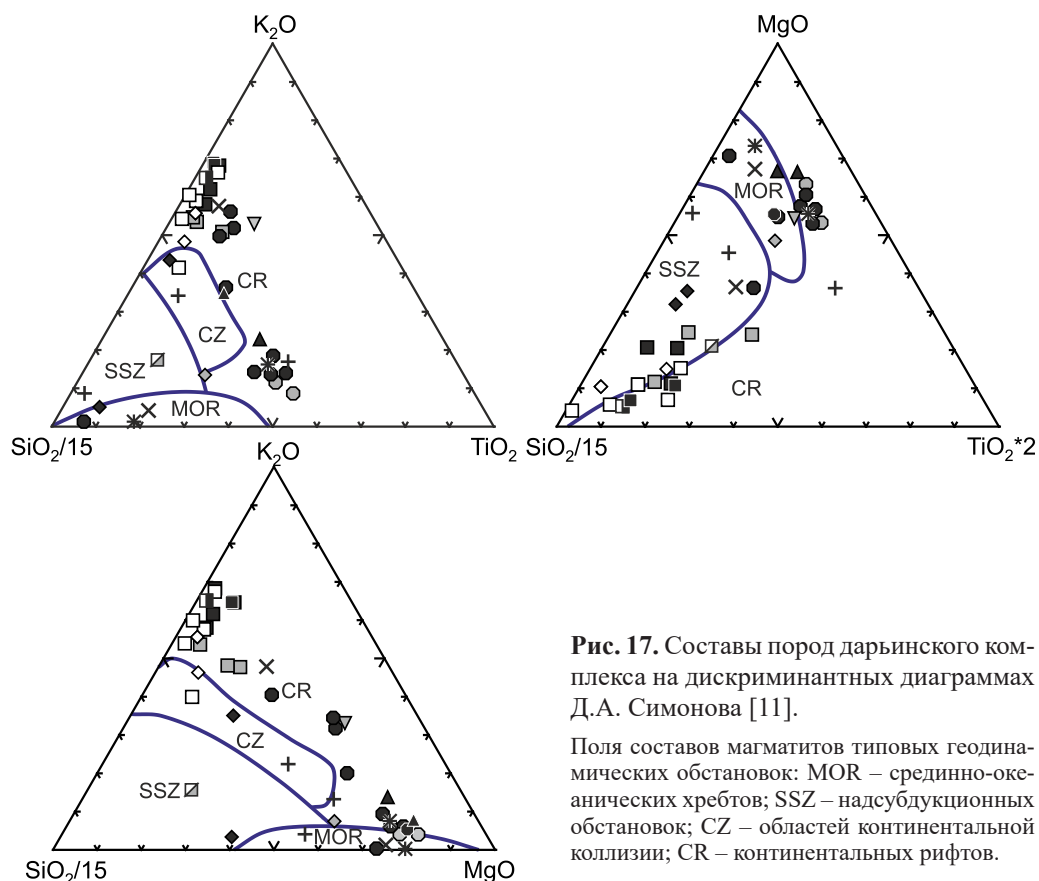


Рис. 17. Составы пород дарьинского комплекса на дискриминантных диаграммах Д.А. Симонова [11].

Поля составов магматитов типовых геодинамических обстановок: MOR – срединно-океанических хребтов; SSZ – надсубдукционных обстановок; CZ – областей континентальной коллизии; CR – континентальных рифтов.

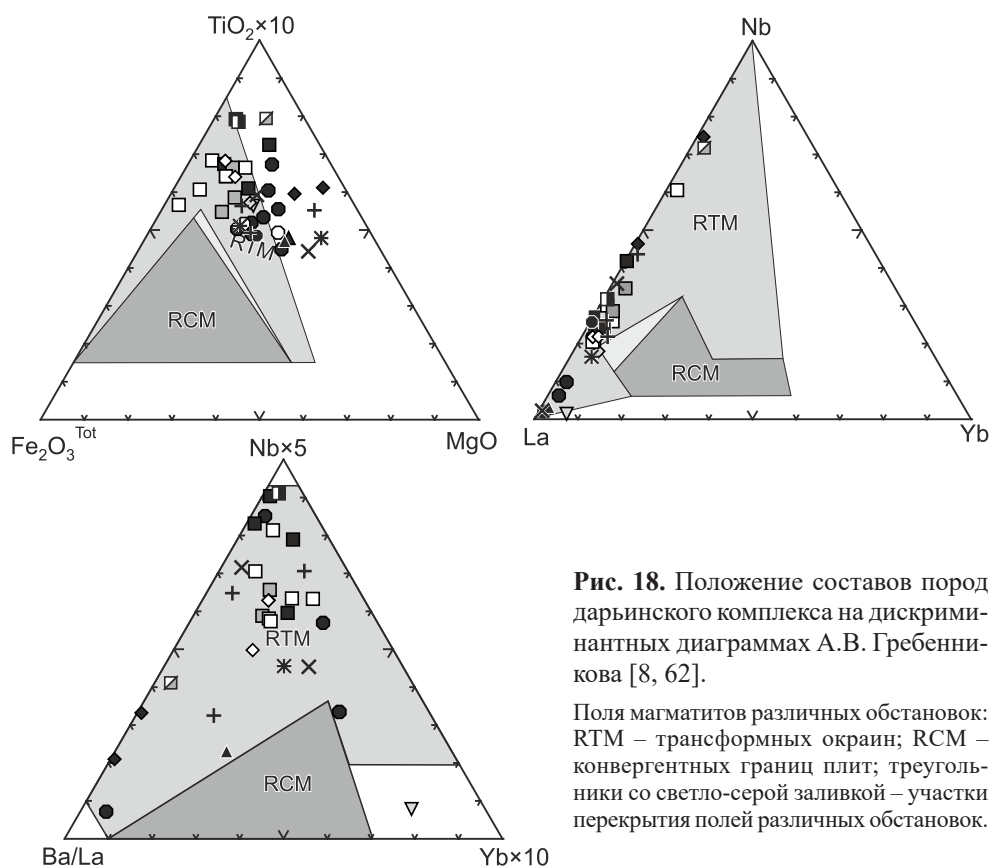


Рис. 18. Положение составов пород дарьинского комплекса на дискриминантных диаграммах А.В. Гребенникова [8, 62].

Поля магматитов различных обстановок: RTM – трансформных окраин; RCM – конвергентных границ плит; треугольники со светло-серой заливкой – участки перекрытия полей различных обстановок.

дарьинского комплекса находятся в полях континентально-рифтогенных магматитов, подобных, согласно представлениям автора диаграмм, породам африканских рифтов. Наблюдаемые значимые отклонения некоторых фигуративных точек в поля пород срединно-океанических хребтов (ультраосновные «камафугиты») и надсубдукционных обстановок (ТЛЩС ассоциация) объясняются ограничениями диаграммы по составам пород.

Схожая с предыдущей ситуация наблюдается на дискриминантных геодинамических диаграммах А.В. Гребенникова (рис. 18), позволяющих отличать магматические породы надсубдукционного типа от магматитов, образованных в обстановках дивергентных границ плит, в частности, связанных со скольжением плит относительно друг друга. На диаграммах этого автора дарьинские магматиты уверенно занимают поля пород из областей скольжения литосферных плит, что в принципе согласуется с результатами дискриминантного анализа по диаграммам Д.А. Симонова.

Подводя итог результатам геодинамического дискриминирования пород дарьинского комплекса, подчеркнём, что распределение составов преобладающего их числа на большинстве использованных диаграмм свидетельствует о континентально-рифтогенном (или близком к нему, по сути) происхождении изученных образований, что принципиально не противоречит первым из предложенных ранее трактовок геодинамической позиции становления зон позднемезозойской ТМА АЩ (напр., [6, 21, 23, 33, 38–41, 46; 51]).

На основе наблюдаемого, по многим параметрам, несоответствия составов магматитов дарьинского комплекса типичным надсубдукционным образованиям (напр., [39, 70]; эта статья), и при учёте геологических [6, 28, 49; МГСР], геофизических [26], петрогенетических [39] сведений и результатов геодинамической типизации его пород, наиболее реалистичной представляется гипотеза становления дарьинского комплекса и его аналогов на территории АЩ в условиях континентального рифтинга, связанного с геодинамической обстановкой скольжения литосферных плит [6, 33; и др.]. Такая позиция совпадает или близка многим из ранее высказанных соображений о геодинамике становления магматитов как ККЮМП, так и других позднемезозойских магматогенных провинций АЩ, основанных на анализе состава пород, их геологического положения и данных геофизических исследований (работы О.А. Богатикова, Н.В. Владыкина, В.А. Кононовой, А.Я. Кочеткова, Е.П. Максимова, А.О. Морина, Л.М. Парфёнова, В.Ф. Полина с их соавторами; и др.).

ВЫВОДЫ

Геологическое, петрографическое и петрогеохимическое изучение магматитов дарьинского комплекса показало, что образован он контрастными по многим параметрам сериями: условно «камафугитовой» и «тефрит-лейцитит»–щёлочносалической, имеющими мантийное и мантийно-коровое происхождение. Установлено, что по содержанию индикаторных редких элементов разные виды пород комплекса обнаруживают характеристики симатических, коровых и гибридных нефелиновых сиенитов. По совокупности полученных данных предложена гипотеза двухэтапного и двухуровневого формирования комплекса.

Результаты геодинамического дискриминирования дарьинских магматитов указывают на континентально-рифтогенное (или близкое к нему, по сути) происхождение комплекса, что согласуется с одной из ранних трактовок [51] геодинамической позиции становления зон позднемезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита.

По материалам геодинамического дискриминирования дарьинского и курунгского [46] комплексов можно сделать предварительный пока вывод о синонимичности понятий «тектоно-магматическая активизация» и «рифтогенез», в приложении к происхождению провинций позднемезозойского магматизма Алданского щита.

БЛАГОДАРНОСТИ И ФИНАНСИРОВАНИЕ

Авторы благодарны анонимному рецензенту за критические замечания, позволившие существенно улучшить рукопись статьи, и глубоко признательны Л.С. Цуриковой за неоценимую помощь при технической подготовке рукописи к печати.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Дальневосточного геологического института ДВО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGGMS RAS. 1997. № 2. V. 1. <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/2-97/magma.htm> Дата обращения: 25 января 2024 г.
2. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Ганзеев А.А. // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск: 1971. С. 159–176.
3. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
4. Владыкин Н.В., Царук И.И. Геология, химизм и генезис Ba-Sr («бенстонитовых») карбонатитов Мурунского массива // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 325–339.
5. Вовна Г.М., Мишкин М.А., Ленников А.М., Октябрь-

- ский Р.А., Полин В.Ф., Бадрединов З.Г., Ясныгина Т.А. Геохимия и исходная природа метаморфических пород Батомгской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 66–74.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981, [10 с.] + 5 п. л. цв. вкл. ISBN 5-8044-0634-5.
 7. Головки А.Ф., Диваев Ф.К. Некимберлитовые алмазонасные породы Узбекистана // Тр. VII Междунар. семинара «Щелочной магматизм, его источники и плюмы». Иркутск-Неаполь: Изд-во Института географии СО РАН, 2007. Вып. 2. С. 124–145. ISBN 978-594797-128-6.
 8. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа. Основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24.
 9. Гузев В.Е., Леонтьев Б.В., Беляцкий А.В., Молчанов А.В. Геохимические и изотопные характеристики магматических пород массива Гора Рудная (Южная Якутия): источники и условия формирования // Георесурсы. 2024. Т. 26, № 2. С. 17–33. <https://doi.org/10.18599/grs.2024.2.4>
 10. Даченко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы: Материалы Второго Всерос. петрографического совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 2. С. 270–274.
 11. Дёмина Л.И., Симонов Д.А. Вулканы как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 6. С. 793–796.
 12. Елисеев Н.А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород // Зап. ВМО. 1957. Ч. 86, № 5. С. 629–631.
 13. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
 14. Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косцитов массива Кондёр (по палеомагнитным характеристикам) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.
 15. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочное пособие / Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремов С.В. и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
 16. Кононова В.А., Богатиков О.А., Первов В.А., Еремеев Н.В., Саддэби П. Геохимия и условия формирования калиевых магматических пород Центрального Алдана // Геохимия. 1994. № 7. С. 937–954.
 17. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: Геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
 18. Кочетков А.Я., Лазебник К.А. Щелочные ультрабазиты и базиты Якокутского массива (Центральный Алдан) // Геохимия и минералогия базальтов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 62–82.
 19. Кочетков А.Я., Кравченко С.М., Лазебник К.А. Мезозойские магматические формации и серии Алданского щита // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм: доклады советских геологов на XXVIII сессии Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1989 г.). М. 1989. С. 226–235.
 20. Кузнецова А.И., Петров Л.Л., Финкельштейн А.Л., Меньшиков В.И. Оценка качества элементного анализа силикатных горных пород по результатам участия в международной программе профессионального тестирования геоналитических лабораторий – GEORT // Аналитика и контроль. 2002. Т. 6, № 5. С. 584–592.
 21. Магматические горные породы. Т. 2. М.: Наука, 1984. 416 с.
 22. Магматические горные породы. Т. 6. М.: Наука, 1987. 440 с.
 23. Максимов Е.П. Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима // Геология и геофизика. 1982. № 5. С. 11–19.
 24. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Якутск: НТИ ЯГУ им. М.К. Амосова, 2003. 36 с.
 25. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-Алданская сверхпродуктивная золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 3–26.
 26. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Каплун В.Б., Романовский Н.П., Гурович В.Г. Геофизическая характеристика и металлогения востока Алдано-Станового щита (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 3–16.
 27. Методические указания № 74. НСАМ. Управление качеством аналитической работы / М.: ВИМС, 1997. 15 с.
 28. Морин А.О., Матвеев А.В., Стефаненко А.А. и др. Отчет по поисковым и поисково-оценочным работам на рудное золото в междуречье Бол. Аим–Омня–Маймакан–Учур в 1997–2002 гг.; в 5 томах (8 книгах) и 6 папках / Под ред. А.О. Морина. Хабаровск: Геологоразведочная экспедиция ЗАО «Артель старателей «Амур», 2002. Т. 1. 299 с.
 29. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
 30. Орлова М.П., Авдонцев С.Н., Щаденков Е.М. Щелочной магматизм Алданского щита и его минералогическая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций Малого БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1986. С. 4–12.
 31. Орлова М.П., Жидков А.Я. К классификации и номенклатуре щелочных (бесплагиоклазовых) интрузивных горных пород // Зап. ВМО. 1990. Ч. CXIX. Вып. 2. С. 1–7.
 32. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
 33. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 34. Первов В.А., Кононова В.А., Саддэби П., Терлуолл М.Ф., Фрун П., Богатиков О.А., Алтон Б.Г.Дж., Вулли А.Р. Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 467–484.
 35. Пермяков Б.Н. Петрохимическая типизация магматических ассоциаций // «Петрография на рубеже 21 века»: Материалы Второго Всерос. петрографического Совещания, г. Сыктывкар, Россия, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. I. С. 159–161.

36. Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова; отв. ред. Л.В. Шарпенюк. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
37. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. Эволюция мезозойского магматизма и формационная принадлежность магматических комплексов Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита: Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО. Магадан: 2001. Т. 1. С. 185–191.
38. Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткарско-Юонской магматической провинции Алдана // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 3. С. 364–367.
39. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Соляник А.Н. Петрогенезис дарьинского щелочного комплекса Кеткарско-Юонской магматической провинции Алдана // Докл. АН. 2004. Т. 398, № 3. С. 385–389.
40. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2006. Т. 409, № 2. С. 241–247.
41. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монзонит-сиенитового магматизма Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 1. С. 74–80.
42. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В., Сандимиров И.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткарско-Юонской магматической провинции Алдана: изотопные данные // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 2. С. 181–187.
43. Полин В.Ф., Глебовицкий В.А., Мицук В.В., Киселёв В.И., Будницкий С.Ю., Травин А.В., Ризванова Н.Г., Бариннов Н.Н., Екимова Н.И., Пономарчук А.В. Двухэтапность становления щелочной вулканоплутонической формации в Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита: новые данные изотопной периодизации // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 1. С. 67–72.
44. Полин В.Ф., Дриль С.И., Ханчук А.И., Веливецкая Т.А., Владимирова Т.А., Ильина Н.Н. Вариации изотопного состава свинца в полиформационных магматитах Кеткарско-Юонской магматической провинции Алданского щита как свидетельство мантийно-корового взаимодействия // Докл. АН. 2016. Т. 468, № 5. С. 566–571.
45. Полин В.Ф., Зверева Н.М., Травин А.В., Пономарчук А.В. Возраст золотого оруденения Кеткарско-Юонской магматической провинции, формационная принадлежность рудоносных комплексов и одновременность позднемезозойского магматизма в разных частях Алданского щита // Тихоокеан. геология. 2022. Т. 41, № 5. С. 3–19.
46. Полин В.Ф., Остапенко Д.С. Щелочно-салический курунгский комплекс Кеткарско-Юонской магматической провинции (Алданский щит, Россия): петрогенезис и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 2024. Т. 65, № 3. С. 325–352. DOI: 10.15372/GIG2023183, EDN: PYVDOL
47. Пономарёв А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 414 с.
48. Сафонов О.Г. Камафугитовые расплавы как продукты взаимодействия перидотита с хлоридно-карбонатными жидкостями при давлениях 1–7 ГПа // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 1. С. 111–115.
49. Степанов Н.Н., Морин А.О., Емельяненко Е.П. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на рудное золото в западной части Кет-Капского золоторудного района (Бокурский объект) в 2000–2003 гг., в 1 томе (1 книге) и 1 папке / Под ред. Н.Н. Степанова. Хабаровск: Геологоразведочная экспедиция ЗАО «Артель старателей «Амур», 2004. 273 с.
50. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: 1987. С. 102–133.
51. Ферштатер Г.Б. Rb-Sr-диаграммы для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Ежегодник-1980: Информационные материалы / Свердловск: 1981. С. 86–88.
52. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тезисы XXX тектонического совещания. Москва, 1997. С. 240–243.
53. Химический анализ горных пород и минералов / Ред. Н.П. Попов, И.А. Столярова. М.: Недра, 1974. 248 с.
54. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Природа позднемезозойских рудно-магматических систем Алданского щита // Литосфера. 2016. Т. 2. С. 70–90.
55. Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма: сумма щелочей – кремнезём для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–56.
56. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутрплитная позднемезозойско-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
57. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
58. Debon F., Le Fort P. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 1983. V. 73. P. 135–149. <http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300010117>
59. De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1-R2 Diagrams and Major Element Analyses—Its Relationships with Current Nomenclature // Chemical Geology. 1980. V. 29. P. 183–210. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
60. Foley S., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth Science Reviews. 1987. V. 24. P. 81–134.
61. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics / New York: Springer-Verlag. 1981. 390 p.
62. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2020. P. 2–29. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>
63. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Canadian J. Earth Science. 1971. V. 8. P. 523–548.
64. Le Maitre R.W. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 1989. 193 p. ISBN 063202593X, 9780632025930

65. Mackenzie D.E., Chappell B.W. Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highlands Papua New Guinea // *Contrib. Mineral. and Petrology*. 1972. V. 35. P. 50–62.
66. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
67. Müller D., Groves D.I. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization // *Mineral Resource Reviews*, Springer Nature. 2019. P. 31–71. ISBN 978-3-319-92978-1; ISBN 978-3-319-92979-8 (eBook); <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
68. Pang K.-N., Zhou M.-F. et al. Erratum to «Flood basalt related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China» // *Lithos*. 2013. V. 119. P. 123–136.
69. Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* / Thorpe R.S., Ed. / Wiley, Chichester. 1982. P. 525–548.
70. Polin V.F. Petrogenesis of the Dar'ya alkaline complex of the Ketkap-Yuna magmatic province of the Aldan shield from geochemical data // *Proceedings of the Interim IAGOD Conference. Vladivostok / Russia: 1–20 September 2004. Vladivostok: Dal'nauka*, 2004. P. 247–249.
71. Sun S.-S., McDonough W.I. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean Basins* / Ed. Sunders A.D., Norry M.J. / Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
72. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
73. Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1984. Ser. A. V. 310. P. 675–692.
74. Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 45, N 2. P. 326–336. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](http://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X)
75. Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T. Sr and Nd isotopes geochemistry of alkaline and carbonatite complexes of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // *Problems of sources of deep magmatism and plumes. Irkutsk: 2005. V. 1. P. 19–37.*

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 26.05.2025 г.

принята к печати 08.07.2025 г.

PETROGENESIS AND GEODYNAMICS OF FORMATION OF THE DAR'INSKY FOIDOLITE-FOIDOSYENITE COMPLEX OF THE KETKAP-YUN MAGMATIC PROVINCE OF THE ALDAN SHIELD (RUSSIA) FROM PETROGEOCHEMISTRY DATA: ARTICLE 1 - PETROGEOCHEMICAL TYPIFICATION AND GEODYNAMICS

V.F. Polin, S.Yu. Budnitsky

*Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: vfpolin@mail.ru*

Geological data and petrogeochemical characteristics of the foidolite-foidosyenite magmatites of the Darya complex of the Ketkap-Yun magmatic province of the Aldan shield, together with the published data on isotope geochronology and geochemistry, suggest their formation in the Early Cretaceous in a setting of fundamental restructuring of the southern periphery of the Siberian platform, caused by the sliding of lithospheric plates. Petrographic and petrogeochemical studies on magmatites from the Darya Complex showed that it was formed by the series that contrast in many parameters: “kamafugit” and “tephrite-leucitite” - alkali-salic. The results of geodynamic discrimination of Darya magmatites indicate a continental-riftogenic (or close to it, in essence) origin of magmatites of the complex, which is consistent with one of the previously proposed interpretations of the geodynamic position for the formation of zones of late Mesozoic tectonic-magmatic activation of the Aldan Shield.

Key words: foidolites, foid syenites, Darya Complex, geodynamics, continental rifting, Aldan shield.