

УДК 551.21+550.42

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ БЕЛОГОЛОВСКОГО МАССИВА (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ). ЧАСТЬ 1. ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

© 2014 г. Г. Б. Флеров¹, А. Б. Перепелов², М. Ю. Пузанков¹, А. В. Колосков¹,
Т. М. Философова¹, Ю. Д. Щербаков²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,
e-mail: flerov@kscnet.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664303 Иркутск, ул. Фаворского, 1А,
e-mail: region@igc.ikr.ru

Поступила в редакцию 07.06.2013 г.

Предложена геолого-петрологическая модель формирования Белоголовского вулканического массива позднеплиоценового–раннеплейстоценового времени. Выделено две петрохимические серии пород разной щелочности: нормальной и умеренно-щелочной. Характер эволюции продуктов вулканизма и минералогический состав пород разной щелочности свидетельствуют о пространственной независимости и разной глубине очагов родительских магм их продуцирующих. Ведущим процессом, ответственным за образование расплавов, исходных для спектра пород внутри каждой серии, является кристаллизационная дифференциация. Эволюция щелочно-базальтовой магмы проходила ступенчато с образованием автономных дочерних расплавов состава: трахибазальты–трахиандезиты–трахиты–трахириолиты, комендиты, локализованных в разноглубинных промежуточных очагах.

DOI: 10.7868/S020303061403002X

Среди позднекайнозойских вулканитов Курило-Камчатской островодужной системы выделяется несколько петрогеохимических серий пород по щелочности. Каждая серия характеризуется особенностями вещественного состава и магмогенеза, развита в определенных геолого-структурных зонах и отражает различную геодинамическую обстановку формирования ассоциаций пород определенного геохимического типа – собственно островодужного и внутриплитного [Волынец и др., 1986, 1987, 1990а; Волынец, 1993; Перепелов, 1989; Перепелов и др., 2007; Колосков, 1999, 2006]. В то же время имеют место геологические объекты совместного проявления вулканических ассоциаций пород разных петрогеохимических серий, взаимоотношение которых представляет интерес в отношении петрогенезиса магм. В частности, в пределах Срединного хребта к таким объектам относятся кальдера Уксичан, вулканические массивы Кекукнайский и Белоголовский [Антипин и др., 1987; Флеров и др., 2009; Колосков и др., 2011, 2013]. В настоящей работе представлены результаты петрологических исследований Белоголовского массива, проведенных

нами в районе речной сети 1-я Белоголовая и Морошка в 2005, 2007 гг., а также использованы данные [Волынец и др., 1990б] и материалы геологической съемки¹.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Белоголовский палеовулканический массив располагается в ЮЗ части позднекайнозойского вулканического пояса Срединного хребта Камчатки на западном склоне последнего в верховьях рек 1-я Белоголовая и Морошка в 20–25 км к северу от Ичинского вулкана (рис. 1). Массив представляет собой морфологически плохо выраженную, сильно эродированную вулcano-тектоническую струк-

¹ Хасанов Ш.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Правой Рассошины, Копылье, Быстрой (Хайрюзовки), Быстрой (Козыревки), Сухарики // Отчет Центрально-Камчатской партии о геологическом доизучении ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200000 (издание второе), проведенных в 2003–2007 гг. Листы N-57-II, III. Петропавловск-Камчатский: ФГУ “КамТФГИ”, 2007. Фонды ОАО “Камчатгеология”.

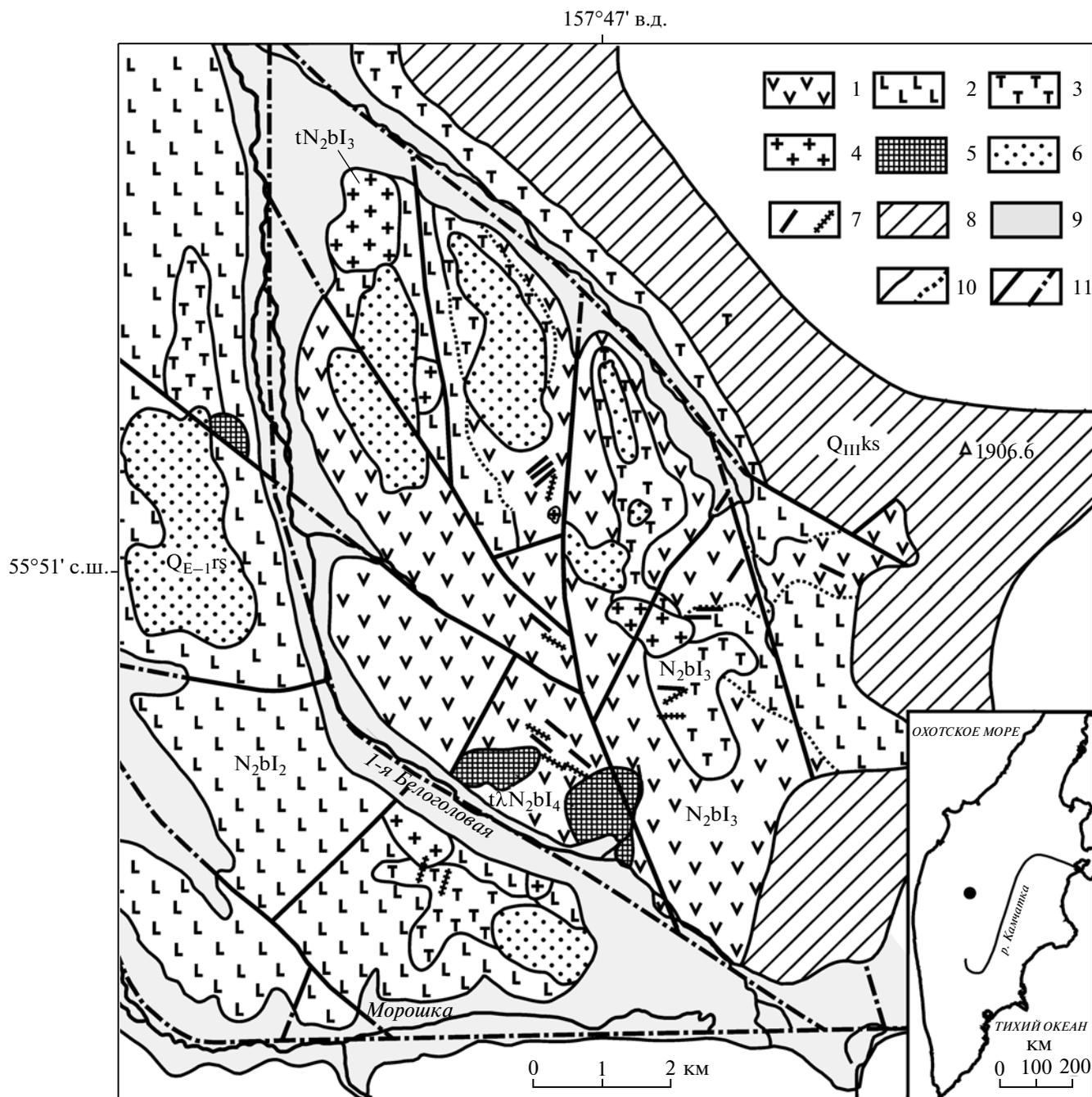


Рис. 1. Геологическая схема Белоголовского массива.

1–5 – Белоголовский комплекс (N_2): 1 – андезибазальты, андезиты, дациты толщи 1 ($N_2 bI_1$); 2 – трахибазальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты толщи 2 ($N_2 bI_2$); 3–4 – трахиты толщи 3 ($N_2 bI_3$): лавовые потоки и туфы (3), экструзии (4); 5 – субвулканические тела трахириолитов и комендитов ($N_2 bI_4$); 6 – андезибазальты, андезиты Рассошинского комплекса (Q_{E-1rs}); 7 – дайки пород основного и среднего составов Белоголовского и Рассошинского комплексов (а), дайки трахитов, трахириолитов и комендитов (б); 8 – оливиновые базальты Козыревского комплекса (Q_{IIIks}); 9 – рыхлые четвертичные отложения; 10 – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 11 – разрывные нарушения: установленные (а), скрытые под рыхлыми отложениями (б). На врезке – район исследований. Схема составлена авторами с привлечением материалов геологических съемок (Ш.Г. Хасанов¹).

туру и осложнен многочисленными разрывными дислокациями различного направления и протяженности, расчленяющими массив на блоки. Он

является фрагментом одноименного комплекса, который включает покровные и субвулканические образования нормально-щелочного и субщелочно-

го состава с широким диапазоном кремнекислотности. Покровные образования представлены переслаиванием андезибазальтов, андезитов, базальтов, их туфов и лавобрекчий, трахибазальтов, трахиандези-базальтов, трахиандезитов, трахитов и их туфов, трахидацитов. Редко в разрезе наблюдаются пласты и прослойки туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов и туфоконгломератов. Возраст комплекса по геологии, калий-аргону и палеомагнитным данным определяется как плиоценовый (N_2) в интервале 1.6–2.8 млн лет назад, мощность его составляет 850 м. В геологическом отношении он занимает положение между нижележащим Кахтунским андезибазальтовым комплексом (N_{1-2}) и несогласно на нем залегающим трахибазальт-базальтовым эоплейстоценовым Рассошинским комплексом (Q_{E-1rs})¹.

В пределах массива Белоголовский комплекс представлен тремя стратиграфически выдержанными лаво-пирокластическими толщами пород состава:

1. Андезибазальты, андезиты, в малой степени дациты ($N_2 bl_1$). Отмечен лишь один поток сильно измененного базальта. С покровными вулканидами тесно связаны жерловые образования и субвулканические проявления габбро-порфиритов, пироксеновых диорит-порфиритов. Полный разрез этой толщи обнажается за пределами Белоголовского массива по р. Носичан, где он представлен серией пород от базальтов до риодацитов.

2. Трахибазальты, трахиандезиты, в малой степени трахидациты ($N_2 bl_2$).

3. Трахиты ($N_2 bl_3$).

Стратиграфические взаимоотношения первых двух толщ неопределенные, однако, слагающие их вулканиды имеют соответствующие им площадные проявления, связанные с автономными, пространственно разбросанными эруптивными центрами. Отложения этих толщ слагают два соседствующих тектонических блока, разделенных дугообразным разломом по реке 1-я Белоголовская. Предположительно виртуальные центры вулканизма располагаются: нормальнощелочного вулканизма – в средней части массива, субщелочного – в юго-западной части последнего. Реконструкция разреза по фрагментам обнажений свидетельствует о гомодромной направленности проявлений вулканизма в каждом из этих центров. В то же время отмечается пространственная сопряженность их проявлений, а в пределах одного разреза наблюдалось переслаивание потоков андезибазальтов и трахиандезитов. Такие соотношения позволяют предполагать субсинхронность извержений магм разной щелочности, что находит свое отражение в наличии промежуточных разностей пород. Трахиты толщи залегают стратиграфически выше и представлены лавами, в меньшей степени лавобрекчиями и туфами. Так же они образуют дайки и экструзии. Последние располагаются в пределах выхода пород толщи I и

хорошо выражены в рельефе. Вулканиды Белоголовского комплекса интродуцированы многочисленными штоками, силлами и дайками состава пород комплекса. На отдельных участках дайки образуют сплошную густую сеть, образуя дайковые поля. Формирование комплекса завершается внедрением небольших тел трахириолитов и комендитов. Контакты с вмещающими породами как рвущие, так и тектонические. Все образования комплекса перекрываются лавами состава андезибазальтов и андезитов Рассошинского комплекса, которые повсеместно слагают гребневые части хребтов и секутся дайками того же состава. Самые молодые вулканические образования представлены оливиновыми базальтами Козыревского комплекса четвертичного возраста ($Q_{III ks}$), сформировавшими покров на северо-восточном и восточном обрамлении массива.

На диаграммах рис. 2 отчетливо выделяются дискретные совокупности фигуративных точек составов пород Белоголовского комплекса, соответствующие вполне определенным природным ассоциациям, слагающим описанные выше толщи.

Нормально-щелочные породы: I. Андезибазальты–андезиты–дациты. Эта ассоциация включает в себя также вулканиды толщи р. Носичан, расширяя интервал составов пород от базальтов до риодацитов.

Умеренно-щелочные породы: II. Трахибазальты–трахиандезибазальты; III. Трахиандезиты–трахидациты; IV. Трахиты.

Умеренно-щелочные и щелочные породы: V. Трахириолиты, комендиты.

Согласно классификации [LeBas et al., 1986], по соотношению щелочей трахибазальты и трахиандезиты представлены как K–Na, так и Na–K разновидностями пород. Если трахибазальтам (II) соответствует один диапазон кремнекислотности, то содержание SiO_2 (мас. %) в трахиандезитах (III) повышается от натриевых разностей к калиевым в интервалах 54.9–56.7 и 56.6–61.2 соответственно. Их геологическое положение в непрерывном разрезе, обнажающемся в правом притоке р. Морощка, позволяет определить временную последовательность их образования в эволюции магмы повышенной щелочности: K–Na трахибазальты → Na–K трахибазальты → Na–K трахиандезиты → K–Na трахиандезиты → трахиты. Андезибазальты и андезиты Рассошинского комплекса занимают промежуточную позицию между нормально и умеренно-щелочными составами. Представительные составы пород выделенных совокупностей представлены в табл. 1.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Породы нормальной щелочности. Андезибазальтам присуща невадитовая серийно-порфировая или серийно-порфировидная структуры, а андезитам и дацитам – мелкопорфировая структура. Объемная доля крапленников и субфенокристал-

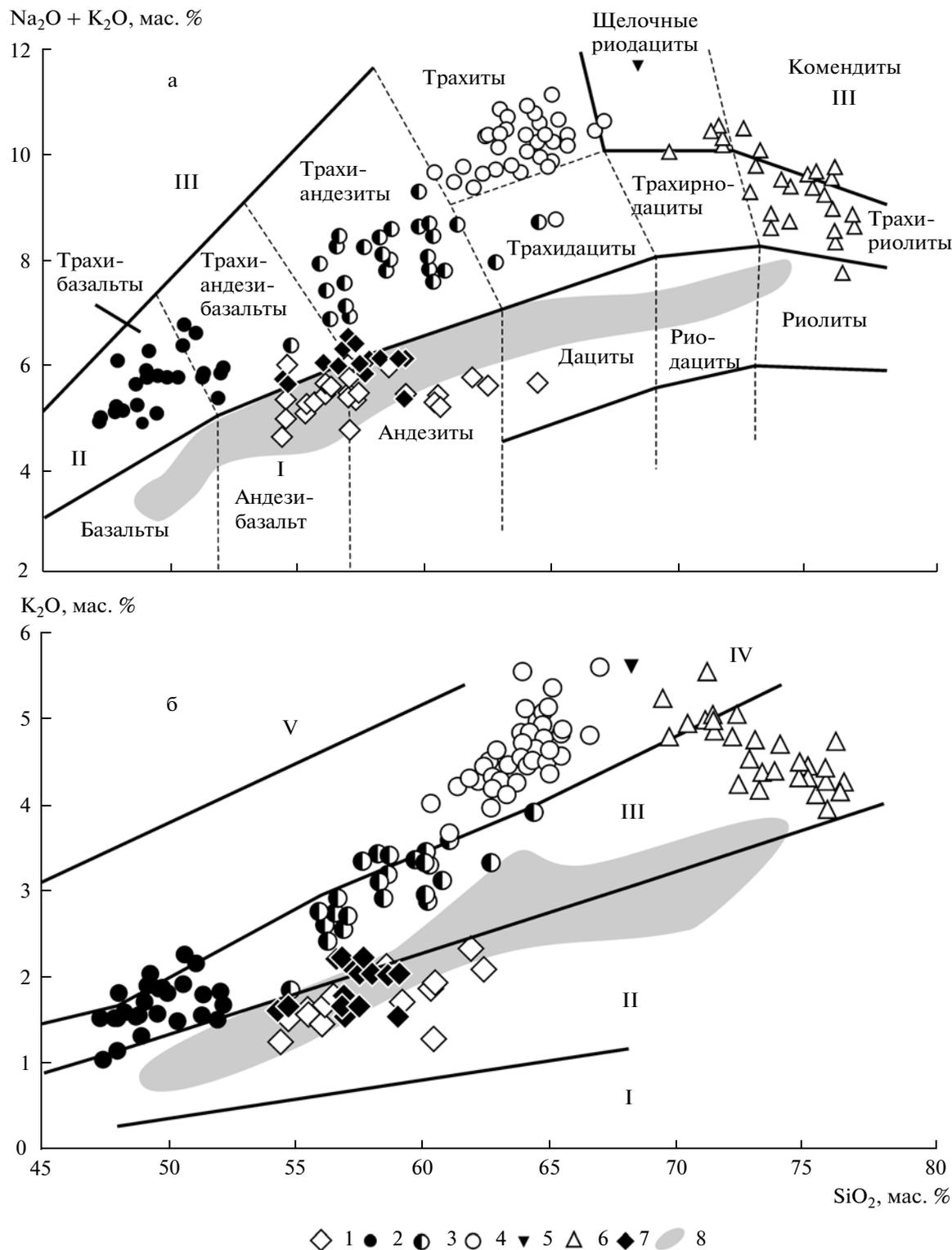


Рис. 2. Соотношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (а) и $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (б) в породах Белоголовского массива.

1–7 – вулканический массив Белоголовский: 1 – андезиты и андезиты (ассоциация I); 2 – трахибазальты и трахиандезиты (ассоциация II); 3 – трахиандезиты (ассоциация III); 4 – трахиты (ассоциация IV); 5, 6 – трахириодациты и комендиты экструзивно-дайкивого комплекса (ассоциация V); 7 – андезиты и андезиты Рассошинского комплекса; 8 – базальты, андезиты, андезиты, дациты и риодациты палеовулкана Носичан (N_2^1). Классификационные диаграммы по [Петрографический кодекс..., 2009] (а) и [Pescerillo, Taylor, 1976] (б). Римскими цифрами обозначены поля серий: а – нормально-щелочной (I), умеренно-щелочной (II), щелочной (III); б – низкокалиевой (I), умеренно-калиевой известково-щелочной (II), высококалиевой известково-щелочной (III), субщелочной (IV).

Таблица 1. Представительные составы (мас. %) пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.27	49.59	47.35	50.31	49.23	52.11	56.54	56.12	58.31	60.09	59.74	65.04
TiO ₂	2.15	2.18	2.26	2.09	2.19	1.85	1.67	1.67	1.35	1.17	1.23	0.75
Al ₂ O ₃	17.20	17.44	17.67	17.09	17.90	18.05	17.26	17.36	17.18	17.47	17.18	16.94
Fe ₂ O ₃	7.80	4.41	4.26	5.75	3.25	4.58	3.38	4.35	4.51	3.93	3.87	2.49
FeO	3.59	5.75	6.64	5.03	6.47	5.03	4.13	3.22	2.33	1.98	2.15	1.44
MnO	0.15	0.16	0.15	0.17	0.16	0.16	0.17	0.14	0.14	0.11	0.15	0.09
MgO	6.74	4.98	6.26	4.27	4.88	3.72	2.06	2.61	2.26	1.58	1.92	1.29
CaO	8.39	8.27	8.02	8.44	8.29	7.74	4.96	5.63	4.49	3.97	3.99	2.26
Na ₂ O	3.35	3.85	3.90	4.22	4.19	4.23	5.55	4.80	4.99	4.60	5.23	4.41
K ₂ O	1.55	1.88	1.07	1.51	2.06	1.70	2.77	2.62	3.11	3.47	3.41	4.36
P ₂ O ₅	0.53	0.68	0.54	0.71	0.67	0.66	0.84	0.74	0.54	0.56	0.56	0.28
LOI	1.69	1.59	2.46	0.17	1.35	0.32	0.56	0.92	0.48	1.20	0.70	0.68
Сумма	100.41	100.76	100.58	99.75	100.63	100.15	99.89	100.17	99.69	100.12	100.13	100.03
Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	62.33	64.99	61.44	74.85	75.96	54.41	60.47	64.30	57.53	57.11	58.60	57.24
TiO ₂	0.88	0.78	0.95	0.16	0.12	1.30	0.94	0.87	1.29	1.27	1.11	1.04
Al ₂ O ₃	17.72	16.80	17.72	13.42	12.58	17.37	16.52	14.40	16.99	17.43	16.64	17.73
Fe ₂ O ₃	4.51	3.08	3.55	1.65	1.28	4.15	2.99	2.19	2.78	3.87	3.01	3.67
FeO	0.29	0.57	0.79	0.22	0.22	4.24	3.23	4.81	4.31	3.23	3.77	3.41
MnO	0.14	0.11	0.17	0.02	0.01	0.12	0.10	0.10	0.12	0.12	0.11	0.12
MgO	0.98	0.80	1.11	0.05	0.05	4.58	2.88	1.69	3.22	3.18	3.24	3.80
CaO	2.10	1.78	2.63	0.09	0.15	8.06	6.19	5.13	6.17	6.09	5.90	6.85
Na ₂ O	6.03	5.73	5.62	5.16	4.51	3.33	3.45	3.54	4.06	4.12	3.96	3.75
K ₂ O	4.34	4.63	4.18	4.49	4.00	1.27	1.95	2.08	2.05	2.16	2.03	1.56
P ₂ O ₅	0.29	0.22	0.40	0.03	0.04	0.39	0.28	0.19	0.46	0.46	0.42	0.42
LOI	0.46	0.27	1.14	0.57	1.15	1.14	1.13	0.63	0.94	0.93	1.08	0.71
Сумма	100.07	99.75	99.70	100.70	100.07	100.36	100.13	99.93	99.91	99.96	99.87	100.30

Примечание. 1–6 – ассоциация II: трахибазальт калиевый (1–2), трахибазальт натриевый (3–5), трахиандезиобазальт (6); ассоциация III: трахиандезиты (7–11), трахидацит (12); 13–15 – трахиты ассоциации IV; 16–17 – комендит и трахириолит ассоциации V; 18–21 – ассоциация I: андезибазальт (18), андезит (19), дацит (20), андезит промежуточный (21); 22–24 – андезиты Рассошинского комплекса. Анализы выполнены рентгенофлюоресцентным методом на спектрометре SRM-25 в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

лов в андезибазальтах достигает 75% объема породы, в средних и кислых разностях — до 35%. Во вкрапленниках всех пород ассоциируют плагиоклаз (всегда преобладает), клино- и ортопироксены. Относительно крупные выделения рудного минерала не характерны для этих пород, а его включения в минералах единичны. Соотношение и набор темноцветных вкрапленников в большой степени определяются основностью пород. В андезибазальтах иногда отмечается оливин во вкрапленниках, а также в виде резорбированных зерен и микровключений овальной формы размером соответственно 0.3 и 0.05 мм в ортопироксене; в гломеропорфировых сростках наблюдается смена парагенезисов с $Pl + Ol \pm Crx$ на $Pl + Orx + Crx$. В пироксеновых диорит-порфиритах среди темноцветных минералов доминирует Orx и встречаются разности с гиперстен-плагиоклазовым парагенезисом вкрапленников. Андезиты и дациты представлены двупироксеновыми разностями с преобладанием Orx . Во вкрапленниках ортопироксена и плагиоклаза из андезитов встречены микровключения оливина, аналогичные вышеописанным. Минеральные ассоциации основной массы всех пород соответствуют таковым вкрапленников, постоянно присутствует рудный минерал, в андезитах отмечается кварц.

Для пород андезибазальтового состава в целом характерны интерсертальная и микродолеритовая микроstructures основной массы. Но в порфировидных субвулканических разновидностях нередко наблюдаются переходы к мелкозернистым габбро-офитовым, пойкилоофитовым, гипидиоморфным структурам основной массы. Кислым андезитам и дацитам присущи гиалопилитовая и флюидальная микроstructures основной массы, реже встречается пилотакситовая, в андезитах из субвулканических пород интерсертальная.

Андезибазальты и андезиты Россошинского комплекса также представлены двупироксеновыми разностями, иногда содержащими оливин. Преобладают андезиты с серийно-порфировой структурой, но нередко можно видеть и субафировые разности. Микроstructures основной массы — от гиалопилитовой до интерсертальной и микродолеритовой. Рудные минералы нередко слагают вкрапленники и субфенокристаллы. Имеются и некоторые другие отличия от белоголовских андезитов: в основной массе отмечается калиевый полевой шпат в микролитах и мезостазице; встречен амфибол в микролите и в виде каемки по клинопироксену, апатит.

Умеренно-щелочные породы. Породы ассоциации II представлены преимущественно субафировыми, редкопорфировыми оливин-плагиоклазовыми долеритами, реже разностями, содержащими стекло в основной массе. Вкрапленники составляют до 10–15 об. %. Клинопироксен в трахибазальтах встречается редко и только в субфенокристаллах. В трахиандезибазальтах он обычен

в субфенокристаллах в ассоциации с титаномангнетитом. Оливин нередко содержит включения шпинели. Ортопироксен в породах ассоциации II обнаружен единично только в протолочных пробах, а в трахиандезибазальтах иногда образует оторочки по оливину. Микролитовый парагенезис представлен $Pl + Ol + Crx + Fsp + TiMt$, присутствует апатит. Калиевый полевой шпат наблюдается не только в микролитах, но и в каемках по плагиоклазу, а также в мезостазице. Для этих пород характерны микродолеритовая и микропойкилоофитовая микроstructures, но встречаются разности с гиалопилитовой, интерсертальной, микропойкилитовой основной массой.

Всем породам III–IV–V ассоциаций присущи крупные выделения (мегакристы) раннего Pl и их сростки. Они нередко корродированы основной массой, переполнены стекловатыми микровключениями и нередко заключены в калишпатовую кайму. Доля вкрапленников и субфенокристаллов доходит до ~30% объема породы, среди них явно преобладают салические минералы. В породах ассоциации III парагенезисы вкрапленников представлены: в основных трахиандезитах — $Pl + Crx + Ol \pm Orx \pm Hbl$; в кислых трахиандезитах — $Pl + Orx + Crx \pm Ol \pm Hbl + Mt$ (Orx всегда преобладает над Crx). Обнаружены микровключения оливина в плагиоклазе, а в темноцветных минералах Mt и Ar . В породах IV и V ассоциаций почти всегда присутствуют Hbl и/или Vt , щелочной полевой шпат (в том числе пертиты) в парагенезисах: в трахитах — $Pl + Fsp + Crx \pm Ol \pm Orx$, $Pl + Fsp + Crx + Mt \pm Hbl \pm V \pm t \pm Orx \pm Q$; в комендитах, трахириолитах — $Pl + KFsp + Vt + Mt \pm Q$; $Pl + Crx + Mt$.

Набор микролитов основной массы обычно в разных сочетаниях повторяет набор вкрапленников (в основных трахиандезитах гидроксилсодержащие минералы отмечаются только во вкрапленниках), всегда присутствует апатит. В породах ассоциаций IV и V обычно присутствие кварца, встречается циркон. Кроме того, в комендитах по [Вольнец и др., 1990б], были обнаружены сфен, корунд и ортит. Обычно субщелочным породам присущи серийно-порфировая (серийно-порфировидная) и крупнопорфировая структуры, вплоть до мегапорфировой (мегапорфировидная). Отмечены микроstructures основных масс: микродолеритовая в основных трахиандезитах, гиалопилитовая, трахитовая, витрофировая, фельзитовая в кислых разностях трахиандезитов и трахитах. Для трахириолитов и комендитов обычны субафировые и афировые структуры (иногда это сливные стекловатые породы) с микроstructureй основной массы: витрофировой, сферолитовой, флюидальной, фельзитовой, микрогранитовой.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД

Составы минералов определялись на микроанализаторе "САМЕВАХ" в ИВиС ДВО РАН

Таблица 2. Представительные составы (мас. %) оливинов из пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	В	вкл. в Орх	В	В	В	В	М	В	В	В	В	М
SiO ₂	38.77	37.14	37.94	40.17	38.84	38.94	36.78	39.31	37.99	37.87	36.75	37.01
FeO	19.96	28.71	27.43	14.53	21.12	19.92	33.31	17.94	27.52	25.96	29.15	31.52
MgO	40.54	34.17	34.13	43.23	39.63	39.79	29.16	40.73	35.56	36.23	34.25	31.42
CaO	0.11	0.16	0.40	0.19	0.22	0.25	0.40	0.12	0.28	0.21	0.25	0.29
MnO	0.09	0.32	0.27	0.00	0.10	0.10	0.51	0.23	0.26	0.37	0.33	0.35
NiO	0.01	0.03	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.67	100.60	100.19	98.28	99.91	99.00	100.19	98.51	101.60	100.71	100.73	100.60
Fo, ат. %	78.37	67.96	68.92	84.13	76.98	78.07	60.93	80.21	69.73	71.35	67.68	63.98
Компоненты	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	В	М	В	В	В	В	В	В	М	вкл. в Орх	М	вкл. в Орх
SiO ₂	37.35	36.52	39.18	39.18	39.19	37.18	37.41	38.09	36.74	35.08	34.49	36.07
FeO	28.65	36.73	17.11	20.12	16.84	28.65	25.61	25.05	37.48	39.94	42.80	34.18
MgO	32.81	26.97	42.94	39.69	43.62	33.70	36.48	34.78	24.57	23.52	19.87	29.15
CaO	0.21	0.31	0.10	0.15	0.12	0.11	0.14	0.20	0.22	0.02	0.10	0.14
MnO	0.37	0.62	0.14	0.22	0.16	0.56	0.43	0.43	1.08	2.25	2.19	0.52
NiO	0.00	0.00	0.17	0.17	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.41	101.20	99.66	99.55	100.04	100.26	100.13	98.62	100.13	100.87	99.53	100.06
Fo, ат. %	67.12	56.69	81.75	77.87	82.20	67.70	71.74	71.24	53.90	51.24	45.31	60.34

Примечание. 1–2 – ассоциация I: базальт (1), андезитобазальт (2); 3–12 – ассоциация II: трахибазальт калиевый (3–7), трахибазальт натриевый (8–12); 13–21 – трахиандезиты ассоциация III; 22, 23 – трахит ассоциации IV; 24 – андезит Рассошинского комплекса. 2, 22, 24 – включение в Орх; здесь и далее в – вкрапленник, М – микролит.

Таблица 3. Представительные составы (мас. %) шпинелидов из пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	0.00	0.36	0.00	0.06	0.01	0.03	0.83	0.03	0.00	1.36	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	15.34	4.84	11.44	0.67	2.14	7.53	1.72	6.13	2.00	2.49	14.96	14.97	15.64
Al ₂ O ₃	4.08	26.39	9.86	38.52	42.94	11.18	34.59	19.22	35.37	29.94	4.30	2.47	1.36
Fe ₂ O ₃	36.16	25.43	29.43	8.80	10.91	40.66	23.6	31.95	15.73	17.37	36.29	37.83	37.75
FeO	39.8	26.1	37.5	17.79	21.92	35.39	27.6	33.26	19.85	22.33	39.74	43.16	43.51
Cr ₂ O ₃	0.40	7.93	8.03	21.34	9.56	2.93	6.08	6.39	13.99	14.19	0.00	0.36	0.00
MgO	3.78	9.57	3.77	13.77	12.02	3.15	8.49	4.81	12.35	11.65	3.34	1.22	0.65
MnO	0.35	0.17	0.29	0.17	0.12	0.18	0.20	0.18	0.17	0.16	0.46	0.47	1.18
Сумма	99.97	100.80	100.36	101.13	99.71	101.05	103.13	101.98	99.66	99.63	99.17	100.54	100.34
F/FM, ат. %	85.53	60.48	84.81	42.03	50.57	86.31	64.58	79.51	47.42	51.82	86.96	95.22	97.41
Fo, ат. %	в	67.68	68.92	84.13	78.07	67.68	69.73	71.35	81.75	77.87	71.24	в	в

Примечание. 1 – андезибазальт ассоциации I; 2–8 – ассоциация II: трахибазальт калиевый (2–5), трахибазальт натриевый (6–8), трахиандезибазальт (9,10); 11,12 – трахиандезиты ассоциации III; 13 – трахит ассоциации IV. Включения в: Орх (1), ОI (2–11). Fo – магнезиальность оливина, Fe₂O₃ рассчитано по стехиометрии.

Таблица 4. Представительные составы (мас. %) клинопироксенов из пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	в	м	м	в	м	м	м	м	в	в	м	м	м
SiO ₂	51.20	48.61	47.64	52.36	49.82	48.72	48.53	48.01	52.87	52.61	51.99	51.19	50.60
TiO ₂	1.52	2.11	2.40	1.35	1.60	1.74	1.87	2.04	0.94	0.97	0.99	1.34	1.48
Al ₂ O ₃	2.99	4.25	4.64	2.31	3.10	4.31	4.06	4.10	2.62	2.19	1.76	2.64	2.94
FeO	8.17	8.83	9.65	8.20	8.17	8.73	9.35	9.69	8.19	8.85	10.03	10.18	10.07
MgO	14.11	13.05	12.13	13.94	13.62	12.84	12.63	12.38	15.47	15.52	14.59	14.54	13.63
CaO	21.42	21.03	21.41	21.98	21.95	22.18	21.32	21.09	20.31	19.77	18.82	19.31	19.24
Na ₂ O	0.21	0.34	0.42	0.68	0.27	0.43	0.64	0.67	0.47	0.21	1.65	0.15	0.48
MnO	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.04	0.04	0.16	0.08	0.18
Сумма	99.66	98.30	98.33	100.82	98.55	98.96	98.82	98.13	100.92	100.16	99.99	99.44	98.64
WOLL	45.16	45.65	46.73	46.01	46.42	47.35	46.16	45.97	42.11	40.95	40.08	40.67	41.77
EN	41.38	39.40	36.83	40.58	40.08	38.11	38.04	37.54	44.63	44.74	43.24	42.59	41.17
FS	13.45	14.96	16.44	13.40	13.49	14.54	15.80	16.49	13.26	14.31	16.67	16.74	17.06
F/FM, ат. %	24.53	27.51	30.86	24.83	25.19	27.61	29.34	30.52	22.91	24.23	27.83	28.21	29.30
Компоненты	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	в	в	м	в	м	в	в	в	в	в	в	в	м
SiO ₂	52.15	50.61	47.79	51.83	51.91	52.51	51.27	53.63	51.74	53.65	51.36	50.88	50.29
TiO ₂	0.78	1.11	1.58	0.71	1.17	0.32	0.79	0.28	1.05	0.35	0.38	0.85	1.40
Al ₂ O ₃	2.12	2.96	4.23	2.40	1.79	1.12	2.12	0.70	3.36	0.96	3.47	2.12	1.62
FeO	7.86	8.37	9.26	8.85	11.02	9.92	11.18	9.68	9.64	12.93	7.59	13.16	19.95
MgO	15.97	14.83	14.08	14.60	13.33	14.42	13.72	14.77	14.25	13.12	14.82	15.32	14.38
CaO	20.78	20.68	21.13	20.31	19.82	20.89	19.42	19.07	19.54	18.87	21.45	16.32	11.62
Na ₂ O	0.36	0.46	0.62	0.00	0.40	0.06	0.39	0.31	0.69	0.58	0.45	0.23	0.47
MnO	0.11	0.39	0.21	0.26	0.35	0.30	0.13	0.54	0.51	1.04	0.03	0.28	0.46
Сумма	100.15	99.41	98.91	98.97	99.78	99.57	99.04	99.02	100.79	101.49	99.67	99.19	100.31
WOLL	42.30	43.22	43.68	42.74	42.21	42.91	41.12	40.43	41.68	39.96	44.69	34.07	24.62
EN	45.22	43.13	44.13	42.73	39.48	41.19	40.41	43.55	42.27	38.66	42.96	44.49	42.39
FS	12.48	13.65	12.20	14.53	18.31	15.90	18.47	16.02	16.05	21.38	12.34	21.44	32.99
F/FM, ат. %	21.63	24.05	26.96	25.37	31.68	27.86	31.37	26.90	27.52	35.61	22.32	32.52	43.77

Примечание. 1–13 – ассоциация II: трахибазальт калиевый (1–3), трахибазальт натриевый (4–8), трахиандезибазальт (9–13); 14–21 – ассоциация III: трахиандезиты (14–20), 21 – трахидацит; 22–23 – трахит ассоциации IV; 24–26 – ассоциация I: базальт (24), андезибазальт (25), андезит (26). F/FM – железистость минерала.

Таблица 5. Представительные составы (мас. %) полевых шпатов из пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	В	В	М	В	В	М	В	В	М	В	М	М
SiO ₂	50.09	61.20	64.01	50.77	60.70	65.45	61.42	47.88	64.73	53.26	60.27	66.08
TiO ₂	0.01	0.04	0.19	0.00	0.04	0.12	0.00	0.00	0.29	0.01	0.24	0.14
Al ₂ O ₃	31.35	25.47	20.65	31.32	25.12	19.29	22.92	33.51	19.21	28.86	23.93	20.40
FeO	0.72	0.47	0.46	0.63	0.48	0.48	0.24	0.56	0.62	0.48	1.39	0.50
CaO	14.32	6.82	1.09	14.27	6.15	0.50	4.98	15.70	0.30	12.51	5.57	1.30
Na ₂ O	2.68	6.53	4.57	2.63	7.60	6.54	8.13	2.42	5.17	3.61	7.30	7.04
K ₂ O	0.15	0.89	8.72	0.20	1.04	7.53	1.24	0.09	8.73	0.34	1.82	4.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.34	101.43	99.70	99.83	101.32	100.00	98.94	100.28	99.04	99.08	100.55	100.06
ORT	0.93	5.39	52.59	1.21	5.87	42.09	6.99	0.53	51.85	2.11	10.34	28.06
AB	25.03	59.99	41.88	24.72	65.03	55.54	69.47	21.68	46.66	33.61	63.09	65.29
AN	74.04	34.62	5.53	74.07	29.10	2.37	23.53	77.79	1.49	64.28	26.57	6.65
Компоненты	13	14	15	16	78	18	19	20	21	22	23	24
	В	В	М	В	В	М	В	В	М	В	В	В
SiO ₂	51.31	60.25	66.51	60.13	63.21	67.06	51.14	54.52	56.20	63.73	68.03	69.18
TiO ₂	0.04	0.00	0.05	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	30.55	23.54	21.74	25.67	22.14	19.43	30.64	27.77	26.24	17.95	18.33	19.53
FeO	0.75	0.28	0.49	0.58	0.37	0.54	1.03	0.82	1.02	0.04	0.57	0.16
CaO	13.00	5.51	2.99	6.76	3.67	0.70	14.81	11.41	9.07	0.38	0.43	0.39
Na ₂ O	3.87	7.94	5.00	6.29	7.03	5.04	2.94	4.68	5.27	0.20	5.43	10.55
K ₂ O	0.26	1.52	3.29	0.82	3.62	7.11	0.19	0.44	0.79	17.36	6.79	0.34
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.85	99.08	100.08	100.27	100.21	99.95	100.74	99.70	98.62	99.67	99.65	100.18
ORT	1.53	8.33	24.57	5.08	20.79	46.26	1.09	2.57	4.81	96.55	44.09	2.06
AB	34.48	66.28	56.72	59.57	61.47	49.90	26.15	41.49	48.79	1.68	53.58	95.99
AN	63.99	25.39	18.72	35.35	17.74	3.85	72.76	55.94	46.40	1.77	2.33	1.95

Примечание. 1–9 – ассоциация II: трахибазальт калиевый (1–3), трахибазальт натриевый (4–6), трахиандезитобазальт (7–9); 10–15 – трахиандезиты ассоциации III; 16–18 – трахит ассоциации IV; 19–21 – ассоциация I: базальт (19), андезитобазальт (20, 21); 22–24 – трахириолит ассоциации V.

(табл. 2–5). Исследования проводились в аншлифах пород и в мономинеральных шашках, включающих зерна размером более 0.25 мм из протолочных проб весом до 300 грамм. Метод минеральных шашек привлекался в целях получения статистической информации о минералах вкрапленников, порой не попадающих в объект исследования. Поскольку составы микролитов обычно являются продолжением эволюционных трендов минералов вкрапленников и часто соответствуют такому субфенокристаллов на диаграммах составов вкрапленники – микролиты отражаются одним символом.

Оливины из нормально-щелочных пород ассоциации I Белоголовского комплекса обнаружены в виде единичных кристаллов размером 0.2 и 0.05 мм

в базальте, а также в виде корродированных реликтов и “оплавленных” включений в Орх из андезитобазальтов и андезитов. В целом, в кристаллизационном ряду пород от базальта к андезиту, несмотря на значительную вариабельность содержаний CaO и MnO, последние связаны линейной корреляцией с трендом эволюции состава от Fo_{80.6} до Fo_{58.1} (рис. 3а, 3б). По-видимому, оливин в средних породах представляет собой раннюю метастабильную фазу, подвергнувшуюся пироморфизму в результате резкого изменения РТ условий кристаллизации. В одной протолочной пробе андезита обнаружены зерна оливина с аномально высоким содержанием Fo₉₀ и NiO 0.3–0.4 мас. %, которые явно представляют ксеногенную фазу. Оливины из андезита Россошинского комплекса содержат

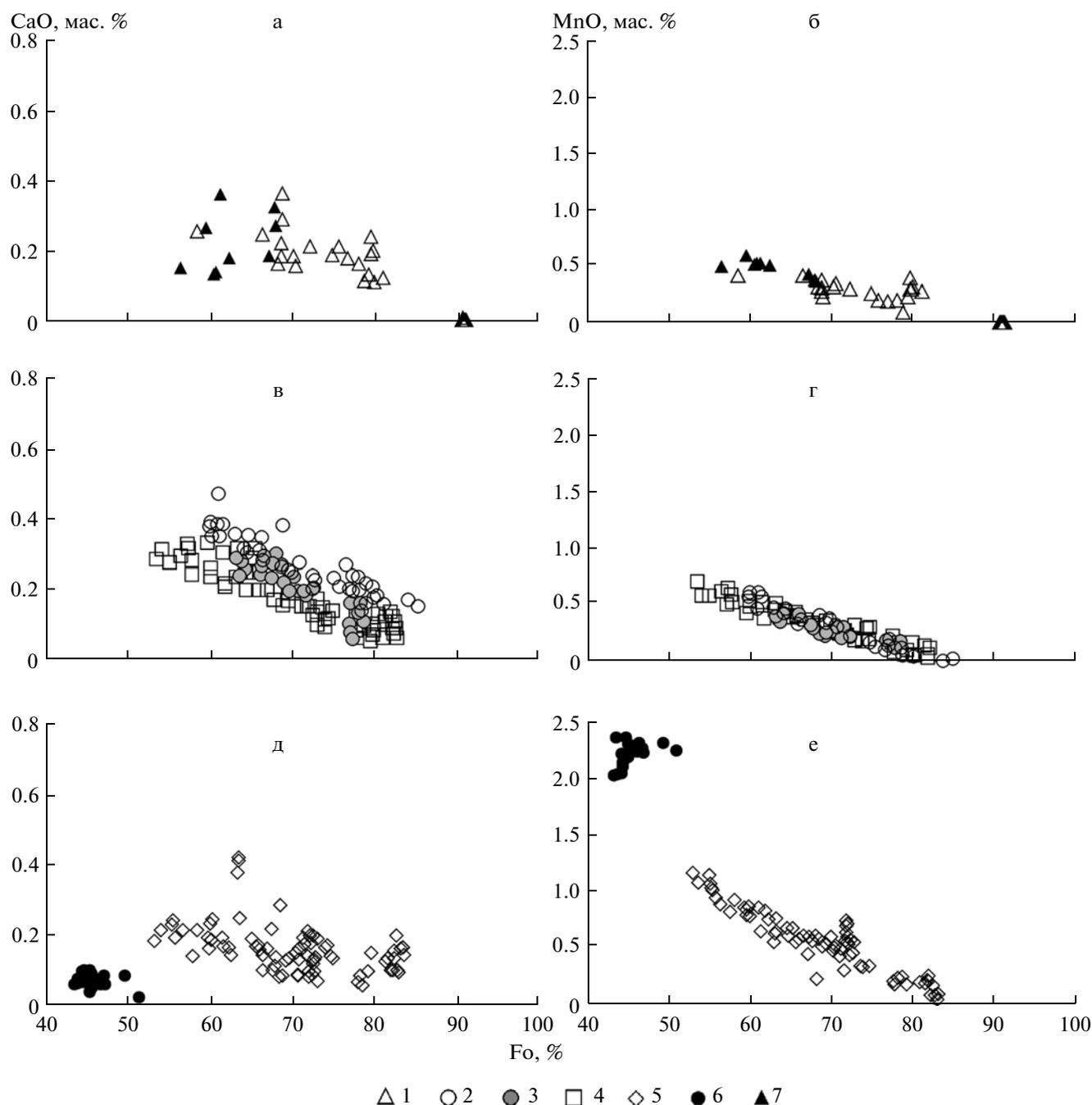


Рис. 3. Вариационные диаграммы соотношения Fo (ат. %) – CaO, MnO (мас. %) в оливинах из пород Белоголовского массива.

а, б – ассоциация I; в, г – ассоциация II; д, е – ассоциация III. 1–6 – Белоголовский комплекс: 1 – андезибазальты и андезиты ассоциации; 2–4 – трахибазальты Na-K (2) и K-Na (3), трахиандезибазальты (4); 5 – трахиандезиты; 6 – трахиты; 7 – андезибазальты и андезиты Рассошинского комплекса.

$Fo_{67.6-56.1}$ и соответствуют таковым Белоголовского, продолжая общий тренд их эволюции.

Интервалы содержания Fo (%) в оливинах из умеренно-щелочных пород лежат в пределах: 85.3–60.2 для трахибазальтов, 82.5–53.2 для трахиандезибазальтов и трахиандезитов (см. рис. 3в,

3г, 3д, 3е). Если фигуративные точки составов оливинов ассоциации II образуют на диаграммах непрерывные эволюционные ряды, то для оливинов из трахиандезитов ассоциации III отмечается бимодальное распределение: выделяется две дискретные совокупности с интервалами $Fo_{71.9-53.2}$ и

$Fo_{83.5-79.0}$. Первая совокупность является типоморфной для этой породной ассоциации с кремнекислотностью $SiO_2 = 54.9-60.8\%$, вторая соответствует оливинам ассоциации II, которые, по видимому, представляют собой унаследованные минералы ранних стадий кристаллизации магм последней. Содержание CaO в оливинах в целом прямо коррелируется с их железистостью, а с повышением кремнекислотности-щелочности пород от трахибазальтов к трахиандезибазальтам и далее трахиандезитам в минерале содержание кальция отчетливо понижается.

Резко дискретную позицию занимают оливины из трахитов, интервал их составов: $Fo_{52-43.5}$, CaO – 0.02–0.10 мас. %, MnO – 2.03–2.37 мас. % (см. рис. 3д, 3е). Они обнаружены в зернах размером до 0.15 мм, в виде реликтовых включений в Орх и в микролитах. Это свидетельствует о том, что эти оливины кристаллизовались непосредственно в трахитовом расплаве с повышенной водонасыщенностью и фугитивностью.

Среди *шпинелидов* Белоголовского комплекса отчетливо выделяются группы, соответствующие пикотитам и титаномагнетитам с переходными разностями (рис. 4). Пикотиты являются обычным минералом включений в оливинах из пород ассоциации II. Титаномагнетиты характерны для поздних стадий кристаллизации этих пород и типичны для трахиандезитов ассоциации III, трахитов и нормально-щелочных пород ассоциации I. Они отмечены как самостоятельная фаза и как включения в минералах. Титаномагнетиты из пород нормальной щелочности значимо более титанистые. Ильменит обнаружен в сростках с ОI + Орх в трахиандезите, в виде включения в Орх из трахиандезита, трахидацита и андезита, а также в оливине $Fo_{61.5}$ и $Fo_{72.3}$ из трахибазальта и трахиандезибазальта соответственно.

Клинопироксены из пород ряда базальт – андезит нормальной щелочности ассоциации I эволюционируют в широком диапазоне составов от авгитов $Wo_{44.7-42.1} En_{43.0-45.3} Fs_{12.3-12.6}$ во вкрапленниках и субфенокристаллах до пижонитов основной массы (рис. 5а). В умеренно-щелочных вулканитах они представлены рядом салит – авгит, но направления трендов эволюции их составов в породах ассоциации II и III несколько отличаются (см. рис. 5б, 5в). В первых он параллелен стороне треугольника $Wo-En$ в интервале $Wo_{48.2-47.4} En_{37-34.1} Fs_{14.8-18.5} Wo_{35.8-35.4} En_{45.1-50.3} Fs_{19.1-14.3}$, во вторых этот вектор смещен к Fs -составляющей в интервале $Wo_{46.5-45.6} En_{40.2-39.1} Fs_{13.3-15.3} Wo_{38.2-40.3} En_{43.5-41.8} Fs_{18.3-17.9}$. В трахитах клинопироксен представлен авгитом $Wo_{43.0-32.3} En_{40.5-45.6} Fs_{16.5-22.1}$, иногда наблюдаются каемки пижонита (см. рис. 5г).

На диаграммах рис. 6 видны существенные различия в характере распределения содержаний Ti, Al относительно железистости клинопироксе-

нов из вулканитов разной щелочности. Кальциевые пироксены нормально-щелочных пород ассоциации I и Рассошинского комплекса характеризуются протяженным по железистости трендом с интервалом $F/Fm = 21.0-48.8$, линии регрессии их составов пологие с прямой корреляционной зависимостью F/Fm к Ti, и слабой обратной к Al, а содержание Ti в них низкое (см. рис. 6а, 6б). Железистость клинопироксенов из умеренно-щелочных пород ассоциаций II и III в целом определяется интервалом $F/Fm = 21.2-34.9$ и в каждой породной группе для них характерны крутые тренды прямой корреляции F/Fm с Ti, Al (см. рис. 6в, 6г, 6д, 6е). Наблюдается явная тенденция понижения концентраций Ti, Al в клинопироксенах породных групп с повышающейся кремнекислотностью-щелочностью, соответственно, от минералов из трахибазальтов к таковым из трахиандезибазальтов ассоциации II и далее к таковым из пород ассоциации III. Составы клинопироксенов из трахиандезитов ассоциации III характеризуются широкой вариабельностью содержаний упомянутых элементов. Однако можно отметить два разнонаправленных тренда их кристаллизации. В одном случае линии регрессии содержаний элементов в каждой породной группе соответствуют общей закономерности последовательной кристаллизации с линейной прямой корреляцией их с железистостью; в другом случае проявляется ортогональный тренд с обратной корреляционной зависимостью в направлении от трахиандезитов к трахидацитам и трахитам (см. рис. 6д, 6е). Часть клинопироксенов из трахиандезитов, занимающих дискретную позицию на диаграмме, соответствуют составам Srx из трахиандезибазальтов, что предполагает наследие минеральных фаз в ряду эволюции пород. Составы клинопироксенов из трахитов по содержанию Ti и Al большей частью перекрываются с таковыми поздних стадий кристаллизации трахиандезитов и трахидацитов. В трахириолитах и комендитах ассоциации V пироксен представлен манганомферроавгитом; кроме того, были обнаружены марганцевый эгирин-авгит в краевой зоне клинопироксена и магнезиальный щелочной амфибол в основной массе [Вольнец и др., 1983].

Ортопироксены представлены непрерывной серией бронзит–гиперстен в интервале железистости 21.7–39.2 в породах ряда нормальной щелочности и 27.0–35.0 в трахиандезите и оливинсодержащих трахитах; гиперстеном – в безоливиновых разностях трахитов ($F/Fm = 40.5-50.2$). Единичные зерна энстатита с $F/Fm = 9$, обнаруженные в андезите и трахибазальте, явно являются ксеногенным материалом (см. рис. 5).

Полевые шпаты из пород ряда базальт–андезит ассоциации I Белоголовского комплекса представлены плагиоклазом состава от битовнита

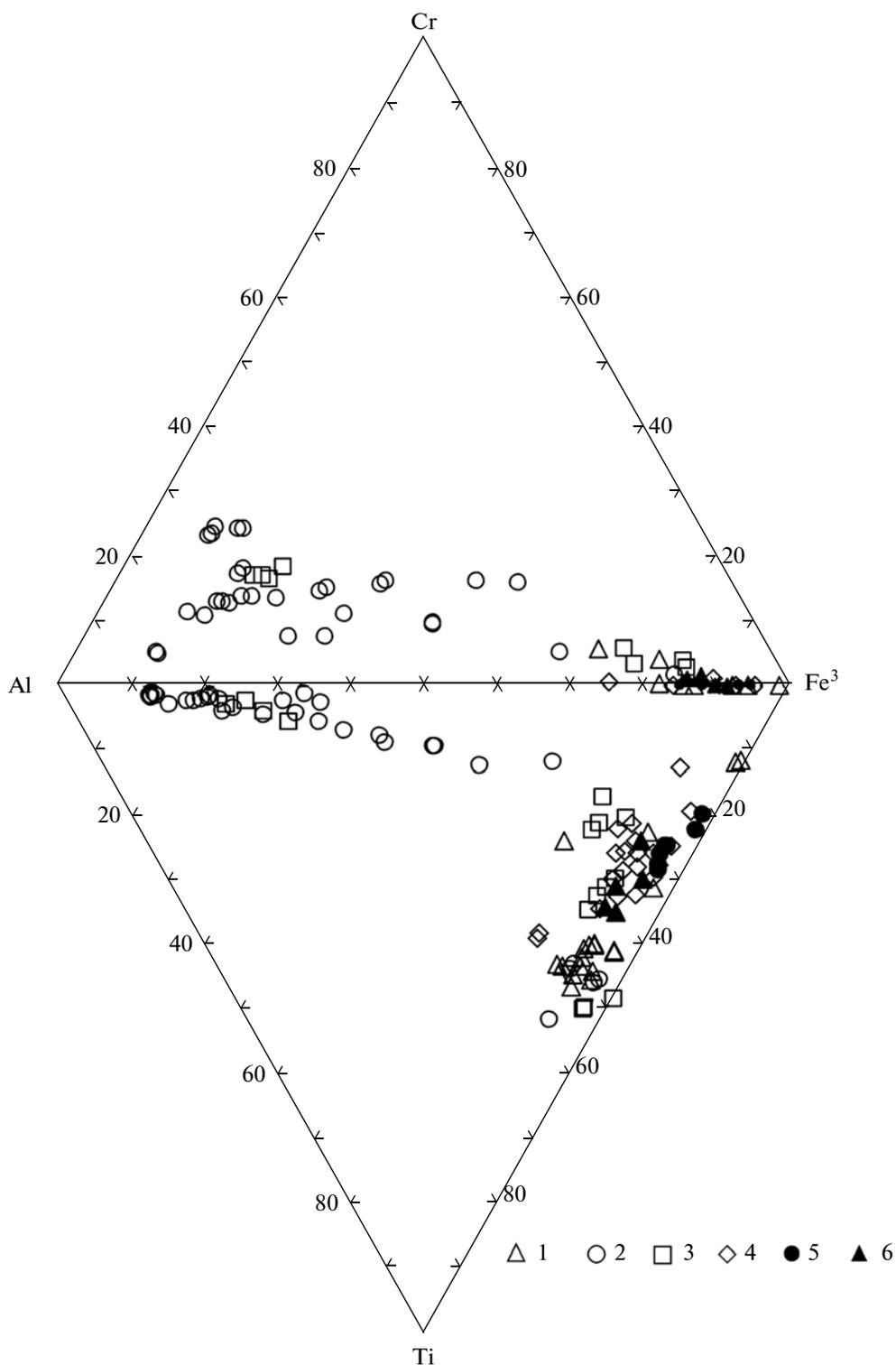


Рис. 4. Композиционная диаграмма Cr–Al–Fe³–Ti (катионы) для шпинелидов из пород Белоголовского массива. 1–6 – Белоголовский комплекс: 1 – андезибазальты и андезиты ассоциации I; 2–3 – ассоциация II: трахибазальты (2), трахиандезибазальты (3); 4 – трахиандезиты ассоциации III; 5 – трахиты ассоциации IV; 6 – андезибазальты и андезиты Рассошинского комплекса.

Ф. ед. – атомарное содержание элемента в кристаллохимической формуле минерала, рассчитанной на 32% кислорода.

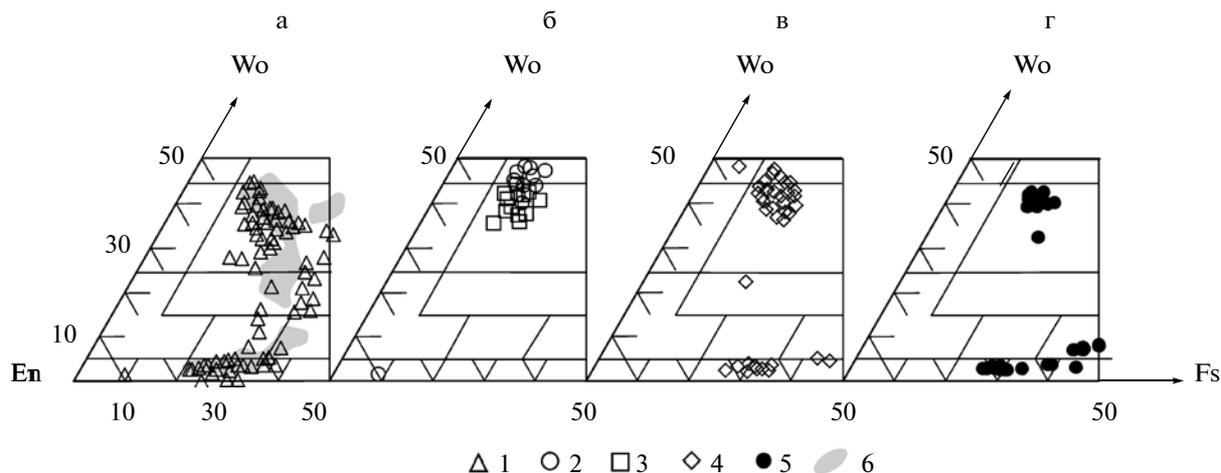


Рис. 5. Композиционная диаграмма Wo–En–Fs (ат. %) для клинопироксенов из пород Белоголовского массива. Условные обозначения 1–5 см. на рис. 4; 6 – андезибазальты и андезиты Рассошинского комплекса.

An_{77.8} до андезина An_{38.6} и единично щелочным полевым шпатом An_{7.8}Ort_{41.7}–An_{2.9}Ort_{52.8} в мезостази основной массы. Встреченное в базальте одно зерно An₉₅ скорее всего является ксеногенной фазой (рис. 7а). Полевые шпаты из умеренно-щелочных пород слагают прерывистую серию An_{77.8–29.1} и An_{22.2}Ort_{17.6}–An_{1.4}Ort_{67.6} в породах ассоциаций II и непрерывную от лабрадора An_{67.8} до ортоклаза An_{1.9}Ort_{56.6} в породах ассоциаций III (см. рис. 7б, 7в). Интервал составов полевых шпатов из трахитов андезин An_{36.7}–An_{1.2}Ort_{51.0}. Трахириолиты содержат вкрапленники и микролиты калиевого полевого шпата (ортоклаза), санидина и альбита (см. рис. 7г). Полевые шпаты из пород Рассошинского комплекса представлены плагиоклазом An_{63.2–38.4}, калиевым олигоклазом и ортоклазом в микролитах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Согласно классификации типов вулканических серий по содержанию K₂O [Rosserillo, Taylor, 1976; Волюнец и др., 1987] породы нормальной щелочности ассоциации I относятся к умеренно-калиевому известково-щелочному типу. В ряду умеренно-щелочных пород ассоциации II, III и V соответствуют высококалиевому известково-щелочному типу, а трахиты и часть трахиандезитов смещаются в область субщелочных, что свидетельствует о повышении роли калия в балансе щелочей в эволюции пород (см. рис. 2б). При этом, по отношению щелочных элементов к SiO₂ для умеренно-щелочных вулканических пород ассоциаций II–IV характерен тренд с возрастанием щелочности в ряду повышающейся кремнекислотности, а породы ряда андезибазальт–дацит Белоголовско-

го комплекса формируют тренд, близкий к горизонтальному.

По классификации типов петрогеохимических серий Камчатки, предложенной [Волюнец и др., 1987, 1990б] вулканиды умеренно-щелочного ряда относятся к щелочной оливиновый базальт–трахит–командитовой серии. Примечательно, что в области средне-кислых составов от трахиандезитов наблюдается разветвление тренда эволюции пород в направлении, в одном случае, к трахитам, в другом – к трахидацитам и трахириолитам. Обращает на себя внимание факт смещения составов андезибазальтов и андезитов ассоциации I в интервале SiO₂ = 54–59.6 мас. % в область более высокой общей и калиевой щелочности, что свидетельствует о существовании пород состава промежуточного между нормально- и умеренно-щелочными. При этом, они располагаются целиком в поле пород Рассошинского комплекса (см. рис. 2).

На диаграммах SiO₂–оксиды (рис. 8) видно, что породы каждой из пяти выделенных ассоциаций образуют довольно компактные дискретные группы, которые слагают индивидуальные корреляционные ряды, связанные линейной зависимостью с несколько разной направленностью трендов. Сравнение составов пород одной кремнекислотности показывает более высокие содержания TiO₂, P₂O₅ и более низкие MgO, CaO в вулканидах ряда повышенной щелочности относительно таковых ряда нормальной щелочности Белоголовского и Рассошинского комплексов. Позиция точек Рассошинского комплекса соответствует таковой породам нормальной щелочности. Однако, по концентрациям CaO и TiO₂ в породах последних наблюдается значимое смещение ряда точек в область составов трахиандезитов.

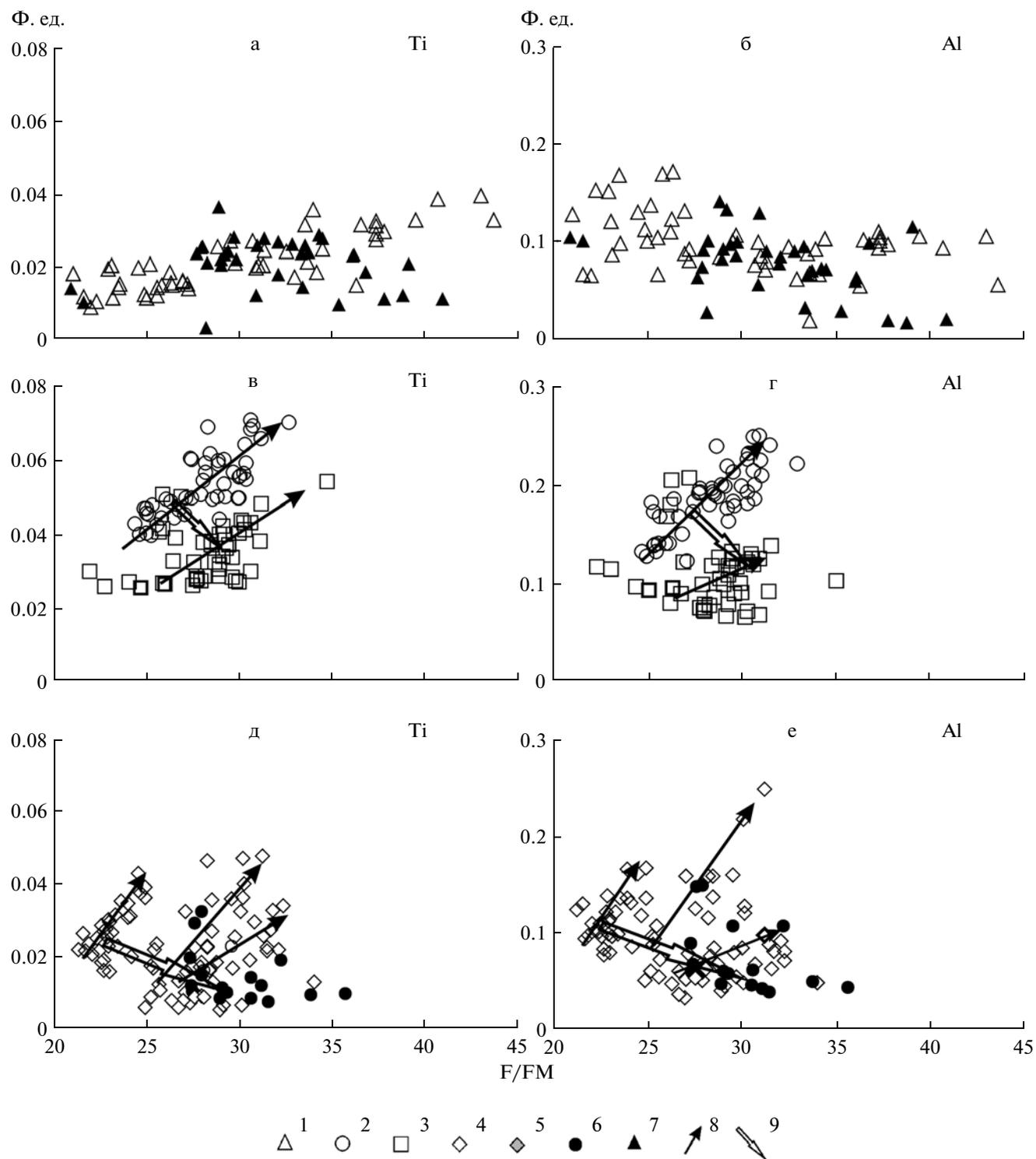


Рис. 6. Вариационные диаграммы соотношения F/FM–Ti, Al (катионы) в клинопироксенах из пород Белоголовского массива.

1–6 – Белоголовский комплекс: 1 – андезибазальты и андезиты ассоциации I; 2–3 – ассоциация II: трахибазальты (2), трахиандезибазальты (3); 4–5 – ассоциация III: трахиандезиты (4), трахидациты (5); 6 – трахиты ассоциации IV; 7 – андезибазальты и андезиты Рассошинского комплекса; 8 – тренды эволюции составов в отдельно взятых породах; 9 – тренд эволюция составов клинопироксенов в ряду повышающейся кремнекислотности-щелочности пород. Φ. ед. – атомарное содержание элемента в кристаллохимической формуле минерала, рассчитанной на 6% кислорода.

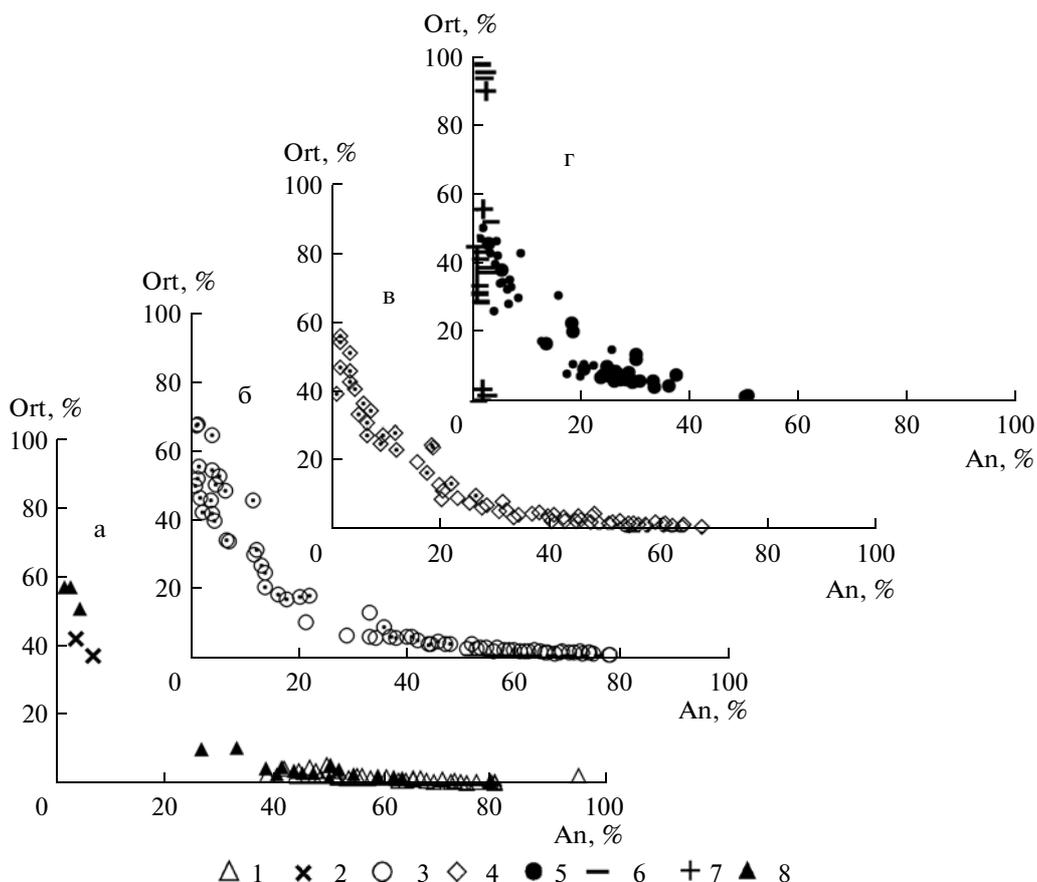


Рис. 7. Вариационные диаграммы соотношения An—Ort (ат. %) в полевых шпатах из пород Белоголовского массива. 1–6 – Белоголовский комплекс: 1–2 – андезитобазальты и андезиты ассоциации I: вкрапленники (1), мезостазиы основной массы андезита (2); 3–5 – вкрапленники из трахиобазальтов и трахиандезитобазальтов ассоциации II (3), трахиандезитов ассоциации III (4), трахитов ассоциации IV (5); 6–7 – трахириолиты и комендиты: вкрапленники (6), микролиты (7); 8 – андезитобазальты и андезиты Рассошинского комплекса. Символы с точками – микролиты соответствующих пород.

Различия в тенденциях эволюции главных типов пород разной щелочности находят свое выражение и в ряду составов: порода → основная масса (растровые анализы) → матричные стекла. Составы их стекол существенно различаются, а на диаграмме рис. 9 они располагаются в областях, соответствующих петрохимическим типам вулканических пород нормальной и умеренной щелочности. В то же время, оба типа стекол были определены в основной массе андезитобазальтов и андезитов Рассошинского комплекса, а щелочное стекло, кроме того, и во включении в клинопироксене из андезита (см. рис. 9). Более того, в ортопироксене из трахиандезита встречено кислое стекло, по составу подобное таковому основной массы пород нормальной щелочности (см. рис. 9 и 10; табл. 6). Эти факты можно рассматривать как признаки взаимодействия расплавов разной щелочности.

Особую позицию занимает дискретная группа кислых щелочных и субщелочных разностей –

комендиты, трахириолиты, линия регрессии состава которых отличается отрицательной корреляционной зависимостью SiO₂–щелочи. Информацию об этих породах и их генезисе можно найти в работе [Волынец и др., 1990б].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований показали значимые различия петрографического, минерального составов и петрохимии пород рядов: нормальной и повышенной щелочности. Для пород нормальной щелочности как во вкрапленниках, так и в основной массе типично присутствие в минеральных парагенезисах ортопироксена, практически отсутствие во вкрапленниках титаномагнетита. Содержание клинопироксена подчиненное, в основной массе присутствует пижонит; оливин единичен в базальтах, а в средних породах, главным образом, представлен реликтовыми фор-

Таблица 6. Средние составы (мас. %) стекол из пород Белоголовского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71.57	68.44	63.01	68.36	67.31	65.26	66.53
TiO ₂	0.77	1.14	0.66	0.59	0.23	0.37	0.22
Al ₂ O ₃	14.89	14.50	18.01	16.52	17.28	17.34	18.03
FeO	1.34	2.27	2.22	1.08	2.69	1.22	1.05
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	0.00	0.17	0.55	0.00	2.92	0.14	0.00
CaO	1.72	0.19	3.16	3.31	0.49	0.73	0.78
Na ₂ O	2.28	3.83	5.08	3.28	0.91	3.39	4.99
K ₂ O	4.04	6.90	3.97	3.04	4.28	7.79	6.49
n	24	3	5	1	4	7	2

Примечание. 1–4 – Белоголовский комплекс: матричные стекла из: андезибазальтов и андезитов ассоциации I (1), трахиандезибазальта ассоциации II (2), трахиандезита ассоциации III (3); включение в Орх из трахиандезита (4); 5–7 – Рассошинский комплекс (андезит): матричные стекла (5, 6), включение в Срх (7); n – количество анализов.

мами. Включения титаномагнетита во вкрапленниках единичны. В то же время в породах повышенной щелочности оливин является типоморфным минералом, обычно содержит включения шпинели во вкрапленниках из основных разностей и титаномагнетита из средних. Ортопироксен отсутствует; среди полевых шпатов, кроме плагиоклаза, всегда присутствует калиевый олигоклаз и щелочные полевые шпаты в основной массе, а из аксессуарных минералов апатит. Каждому ряду соответствует своя тенденция эволюции составов горных пород (а также вал → основная масса) и минералов. Наличие двух трендов эволюции клинопироксенов ассоциации III и присутствие в породах оливинов, типоморфных для пород ассоциации II, может рассматриваться как один из признаков фракционной кристаллизации.

Наличие минерального парагенезиса Ol + AlSp в вулканитах ассоциации II, сменившегося на Ol + TiMt в породах трахиандезитового и Rx + TiMt андезибазальтового составов соответственно (рис. 11), свидетельствует о значимо более высоких РТ параметрах кристаллизации пород ассоциации II и в соответствии с этим о большей глубине очага щелочно-базальтовой магмы, продуцирующего их.

Линейная корреляционная зависимость валовых составов в ряду трахиандезиты → трахиты, а также составов клинопироксенов из них, выраженная едиными трендами (см. рис. бд, бе) предполагает их генетическое родство. Однако, дискретная позиция трахитов на диаграммах рис. 2, оливинов и плагиоклазов из них (см. рис. 3, 7), постоянное наличие гидроксилсодержащих минералов, свидетельствующее о кристаллизации пород в условиях повышенной флюидо- и водонасыщенности, позволяют рассматривать трахитовую магму как относительно самостоятельную,

представляющую собой продукт кристаллизационной дифференциации трахиандезитовой магмы в малоглубинном очаге. О двух направлениях эволюции трахиандезитовой магмы – к трахитам и к трахириолитам, комендитам – подробно написано в работе [Вольнец и др., 1990б], где показано, что они связаны в первом случае с фракционированием ортопироксена, во втором – калиевого полевого шпата. Обращает на себя внимание то, что полнокристаллические минеральные сростки (с малым содержанием остаточного стекла) в базальтоидах ассоциации II, андезибазальтах и трахитах сложены парагенезисом минералов, являющихся, соответственно, типоморфными именно для этих породных групп. При этом размеры их минералов заметно превышают таковые вкрапленников. Возможно, эти сростки представляют собой полностью закристаллизованные породы краевых частей очага или подводящего канала, захваченные в процессе извержения.

Таким образом, весь комплекс данных, с учетом того, что для всех пород характерны серийно-порфировые структуры, свидетельствует об образовании серий пород трахибазальт–трахиандезит–трахит и базальт–андезибазальт–андезит–дацит в результате кристаллизационной дифференциации соответствующих им магм в пространственно изолированных очагах, что подтверждает вывод, сделанный ранее [Вольнец и др., 1990б]. В то же время, дискретное распределение породных совокупностей базальтовых (ассоциация II), средне-кислых (ассоциация III) и кислых (ассоциации IV, V) составов на диаграммах рис. 2 отражает их дискретность во времени проявления, что определило фазовый характер вулканической деятельности формирования Белоголовского комплекса. По всей видимости, вулканическая деятельность обязана транзитно-

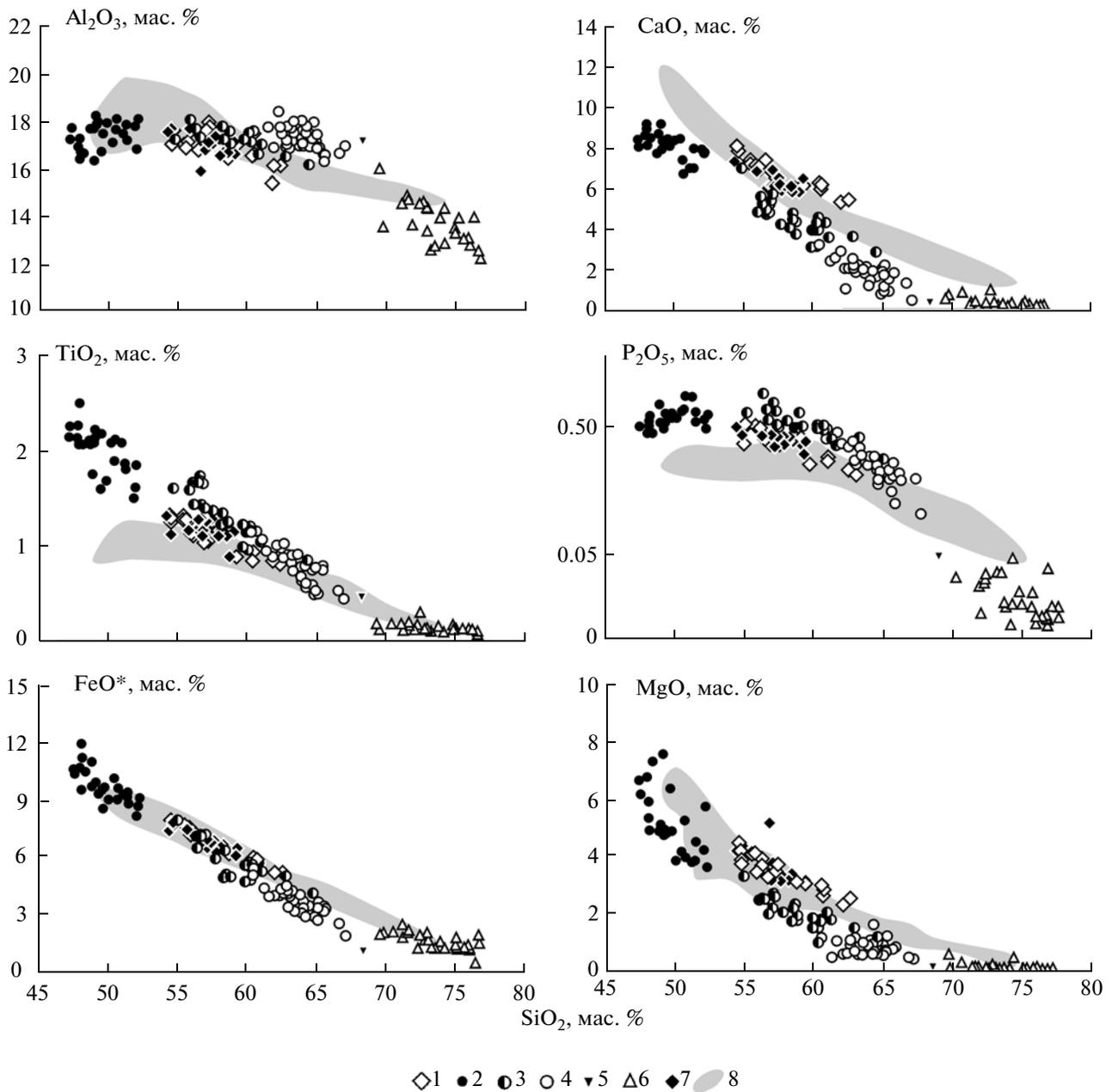


Рис. 8. Диаграммы распределения петрогенных оксидов для пород вулканического массива Белоголовский. Условные обозначения см. на рис. 2.

му поступлению магм через систему разноглубинных промежуточных очагов, в которых их ступенчатая дифференциация обеспечила разнообразие пород и принадлежность их к единой серии. Изотопный состав стронция в породах субщелочной серии свидетельствует о мантийной природе трахибазальтов и трахиандезитов. В то же время, прямая линейная корреляция SiO_2 – $^{87}Sr/^{86}Sr$ от трахиандезита к трахитам и трахириолитам свидетельствуют о коровой контаминации магм по-

родных ассоциаций IV и V и, соответственно, о пространственной независимости промежуточных очагов, локализованных в пределах коры (табл. 7; рис. 12).

Сонахождение в одной ассоциации K–Na и Na–K разностей трахибазальтов (см. табл. 1) предполагает, что в исходном расплаве проявляется эффект перераспределения щелочных элементов, в результате чего могут образоваться значительные объемы расплавов с калиевой и натри-

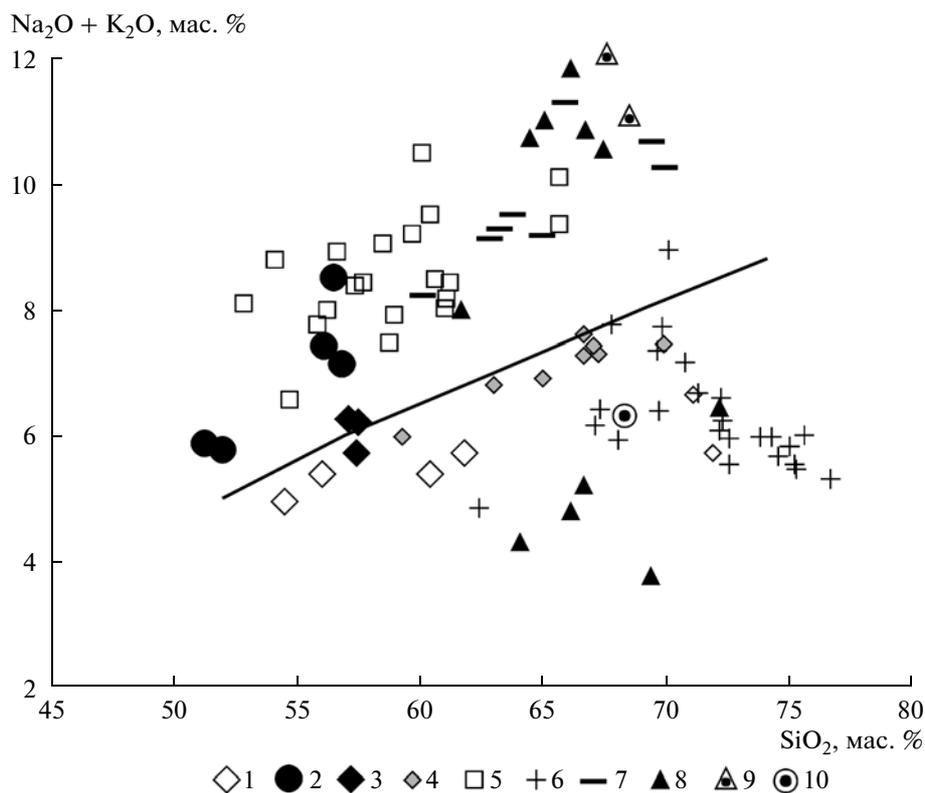


Рис. 9. Вариационная диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ в основных массах (растр) и матричных стеклах пород Белоголовского массива.

1–3 – породы: андезибазальты и андезиты ассоциации I (1), трахиандезибазальты и трахиандезиты ассоциаций II, III (2), андезиты Рассошинского комплекса (3); 4–5 – основная масса из: андезибазальтов и андезитов ассоциации I (4), трахиандезибазальтов и трахиандезитов ассоциаций II, III (5); 6–7 – матричные стекла из: андезибазальтов и андезитов ассоциации I (6), трахиандезибазальтов и трахиандезитов ассоциаций II, III (7), андезитов Рассошинского комплекса (8); 9–10 – включение стекла в Сrx из андезита Рассошинского комплекса (9) и в Орх из трахиандезита (10). Сплошная линия – граница раздела пород нормальной и умеренной щелочности.

евои спецификой. При этом более низкое положение в магматическом источнике вероятно занимают расплавы с калиевой спецификой, о чем может свидетельствовать последовательность проявлений трахибазальтов от натриевых к калиевым, наблюдаемая в разрезе обнажения. Соответственно, это нашло отражение в различии термобарических параметров парагенезиса $\text{Ol} + \text{Sr}$ и магнезиальности ранних оливинов из этих разновидностей, при более высоких значениях для Na-K трахибазальтов (см. рис. 3, 11; табл. 2, 3). Такое разделение находит свое объяснение в модели флюидно-магматической дифференциации под контролем калиевого флюида подобно тому, как это представляется для Кекукнайского массива [Колосков и др, 2013].

Показателем привноса щелочного флюида с приоритетом калия в магматическую систему по мере ее развития служит прогрессивное повышение щелочных компонентов (крутой тренд) в эволюции трахиандезитов и далее к трахитам. Появление среди средних пород ассоциации I промежу-

точных разновидностей с повышенными содержаниями щелочей, титана и кальция (см. рис. 2, 8), щелочного полевого шпата в мезостазице основной массы также свидетельствует о повышении щелочности среды в процессе их кристаллизации. Такое отклонение находит объяснение с позиции флюидно-магматического взаимодействия трахиандезитовой и андезибазальтовой магм в ходе их субсинхронных извержений. Вероятно подобное взаимодействие в существенно большем масштабе проходило и в докристаллизационный период непосредственно в питающем очаге, следствием чего явилось образование магм промежуточного состава Рассошинского комплекса.

На основании всего изложенного предлагается следующая концептуальная модель формирования Белоголовского массива:

1. Магматическая деятельность, сформировавшая Белоголовский массив, началась с извержений базальтовой магмы нормальной щелочности в геодинамической обстановке сжатия, свойственной островодужному типу вулканизма [Во-

Таблица 7. Изотопный состав стронция в породах Белоголовского массива

Ассоциации	№ обр.	Порода	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Год анализа
II	ПП-3064	Трахибазальт	49.59	3.85	1.88	0.703380	2011
	ПП-2601	Трахибазальт	50.31	4.22	1.51	0.703553	2008
	ПП-2500	Трахибазальт	49.04	4.03	1.72	0.703677	2008
	ПП-2706	Трахибазальт	47.99	4.22	1.84	0.703506	2008
	6257*	Трахибазальт	50.75	—	2.4	0.70329	—
	6254*	Трахибазальт	48.78	—	1.73	0.70328	—
III	6267*	Трахиандезит	60.22	—	2.98	0.70328	—
IV	6353*	Трахит	61.66	—	4.8	0.70348	—
	6297*	Трахит	63.80	—	5.18	0.70416	—
	523*	Трахит	66.6	—	—	0.70461	—
V	6296*	Трахириолит	70.99	—	—	0.70619	—
	4001/11*	Трахириолит	71.50	—	—	0.70510	—

Примечание. * Данные из [Покровский, 2000].

лынец и др., 1990а]. В процессе кристаллизационной дифференциации этой магмы, проходившей, по-видимому, уже в промежуточном очаге, на поверхность последовательно поступали расплавы состава от базальта до дацита, представленные дифференцированным рядом пород ассоциации I.

2. Формирование серии повышенной щелочности проходило в обстановке рифтинга, которая обеспечила проявление вулканизма внутриплитного типа [Волынец и др., 1990а]. Изменение геодинамического режима приводит к возникновению глубоко проникающих разломов, достигающих мантийный источник генерации щелочно-базальтовой магмы. Магма устремляется к поверхности и при этом образует промежуточный очаг (или систему промежуточных очагов) в верхних слоях литосферы, где в условиях декомпрессии в результате снижения парциального давления происходит ее дифференциация с образованием спектра пород ассоциации II. Продолжающийся процесс кристаллизационной дифференциации с сопутствующим ему привнесом щелочного флюида приводит к образованию трахиандезитовой магмы породной ассоциации III, и далее магмы трахитового состава. Трахитовая магма формирует пространственно изолированный малоглубинный промежуточный очаг в коре, где происходит ее контаминация коровым материалом. Ее извержение проявляется в виде эффузивных излияний и экструзий. Завершается этап внедрением субвулканических тел трахириолитов и комендитов.

В период смены геодинамических обстановок извержения магм нормальной и повышенной щелочности были сопряжены во времени, что создает обстановку для их взаимодействия, результатом которого явилось ощелачивание магмы нормальной

щелочности в питающем очаге и в процессе кристаллизации пород, что и выразилось в появлении промежуточных разновидностей пород.

3. В позднем плиоцене активная магматическая деятельность щелочной специфики на площади занимаемой Белоголовским массивом зату-

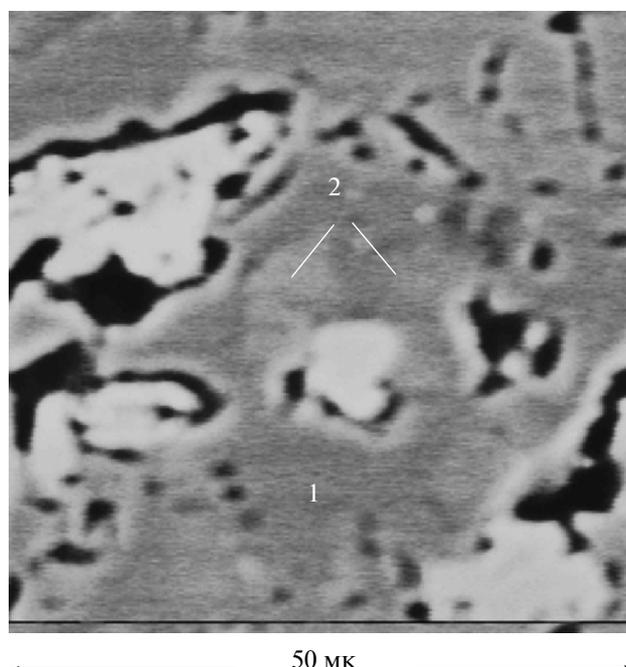


Рис. 10. Матричные стекла в основной массе андезита Рассошинского комплекса.

Микроснимок. 1 – стекло нормальной щелочности, 2 – стекло щелочное.

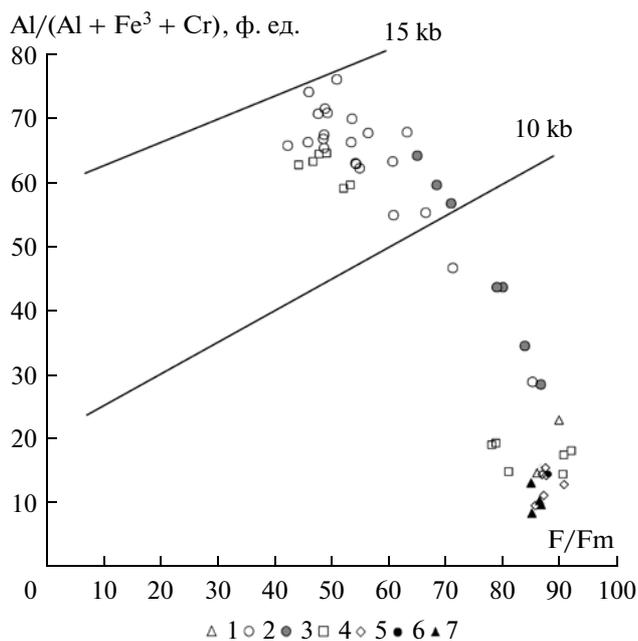


Рис. 11. Диаграмма соотношения $Al/(Al + Fe^3 + Cr)$ – F/Fm (катионы) в шпинелидах включений в минералах из пород Белоголовского массива.

1–6 – включения в минералах из пород Белоголовского комплекса: ортопироксенах из андезитов и андезибазальтов (1), оливинах из трахибазальтов калиевых (2) и натриевых (3), трахиандезибазальтов (4), трахиандезитов (5), трахита (6); 7 – включения в Орх и Срх из пород Рассошинского комплекса. Линии на диаграмме – границы полей по [Колосков, 2001].

хает. Вновь активизируется и начинает функционировать верхний очаг базальтовой магмы. На поверхность поступают дифференциаты, представленные андезибазальтами и андезитами нормальной и повышенной щелочности, эоплейстоценового Рассошинского комплекса.

ВЫВОДЫ

1. В пределах Белоголовского массива выделяется две серии пород разной щелочности: нормальной щелочности ряда базальт–андезибазальт–андезит–дацит и повышенной – ряда трахибазальт–трахиандезит–трахит (трахириолит, комендит). При этом ведущим процессом, ответственным за образование расплавов, исходных для спектра пород внутри каждой серии, является кристаллизационная дифференциация.

2. Характер эволюции пород разной щелочности свидетельствует о различных тенденциях формирования двух серий и, соответственно, о пространственной независимости и разной глубине очагов родительских магм их продуцирующих. При этом их дифференциация и последующее поступление к поверхности проходило транзитно через систему промежуточных очагов.

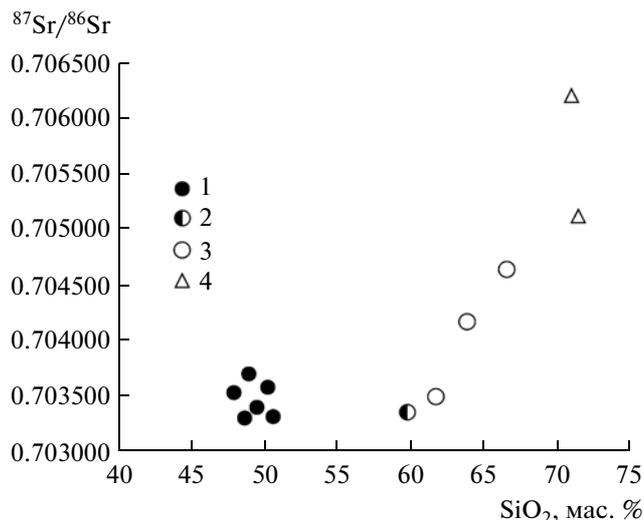


Рис. 12. Соотношение SiO_2 – $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Белоголовского комплекса.

1 – трахибазальты, 2 – трахиандезит, 3 – трахиты, 4 – трахириолиты. Числовые значения точек см. табл. 7.

3. Образование пород промежуточного состава обязано процессу взаимодействия сосуществующих магм разного состава в системе промежуточных камер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б. и др.* Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен–четвертичного известково–щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 73–90.
- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... д. геол.-минер. н. М.: МГУ, 1993. 67 с.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С.* Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 10–16.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В.* Курило–Камчатская дуга. Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 56–85.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990а. № 5. С. 3–13.
- Вольнец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н.* Вопросы генезиса щелочных и субщелочных лав Камчатки // Геохимия. 1990б. № 4. С. 506–525.
- Вольнец О.Н., Патока М.Г., Филоsoфова Т.М., Чубаров В.М.* Первая находка щелочных темноцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1182–1185.

Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коро- мантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГИГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М: Научный мир, 1999. 223 с.

Колосков А.В. Аномальные магматические зоны современных островодужных систем. Корякско-Камчатская вулканическая зона // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х кн. Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 398–417.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17–41.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности,

модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 1–27.

Перепелов А.Б. Геохимия позднекайнозойских высококальциевых вулканических серий островодужной системы Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. н. Иркутск, 1989. 26 с.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В. и др. Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералогическо-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 524–546

Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // М.: МАИК “Наука, Интерпериодика”. 2000. 228 с.

Флеров Г.Б., Филоsofova Т.Г., Пузанков М.Ю. Серии пород палеовулкана Белоголовский как отражение магмагенеза источников (Срединный хребет Камчатки) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 208–211.

LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.

Poccerillo A, Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Tukey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976, V. 58. № 1. P. 63–81.

THE SPACE–TIME RELATIONSHIPS BETWEEN VOLCANIC ASSOCIATIONS OF DIFFERENT ALKALINITIES: THE BELOGOLOVSKII MASSIF IN KAMCHATKA’S SREDINNYI RANGE. PART 1. THE GEOLOGY, MINERALOGY, AND PETROLOGY OF VOLCANIC ROCKS

G. B. Flerov^a, A. B. Perepelov^b, M. Yu. Puzankov^a, A. V. Koloskov^a,
T. M. Filosofova^a, and Yu. D. Shcherbakov^b

^a Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
9 Piipa Boulevard, Petropavlovsk–Kamchatskii, 683006 Russia

e-mail: flerov@ksnet.ru

^b Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, ul. Favorskogo 1A, 664303 Russia

e-mail: region@igc.ikr.ru

Received June 7, 2013

Abstract—We proposed a geological and petrologic model for the generation of the Belogolovskii Late Pliocene to Early Pleistocene volcanic massif. We identified two petrochemical series of rocks with varying alkalinities, viz., normal and moderate. The evolution of volcanic products and the mineralogical composition of rocks of varying alkalinities provide evidence that the sources of parent magmas are spatially independent and reside at different depths. Crystallization differentiation is the leading process that is responsible for the generation of the initial melts that give rise to the range of rocks within a series. The evolution of the alkaline basaltic magma occurred stepwise, producing autonomous daughter melts with the following compositions: trachybasalt–trachyandesite–trachyte–trachyrhyolite and comendite. These melts were localized in intermediate magma chambers at different depths.