

УДК 552.313:550.4

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ, ГЕОМЕТРИЯ СУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ, МОДЕЛЬ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

© 2001 г. А. В. Колосков

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006*

Поступила в редакцию 14.07.1999 г.

Проведено обобщение литературного, а также оригинального авторского петрохимического и изотопно-геохимического материала по плиоцен-четвертичным вулканитам Камчатки. Показано, что при переходе от фронтальной к тыловой зоне, наряду с изменением калиевой щелочности пород и независимо от нее в вулканитах нарастает содержание Ti, Sr, Nb, Ta, увеличивается La/Yb-отношение, уменьшается кремнекислотность пород и относительное содержание Rb, U, Th, Pb. Впервые для Камчатки выявлен “японский” тип Sr-изотопной зональности: уменьшение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения во фронтальной зоне, возрастание в промежуточной и новое уменьшение в тыловой зоне. Повышенные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения для вулканитов в районе выходов Срединного массива метаморфических пород, наряду с увеличением содержаний в них U, Th и Pb, позволяют предполагать участие корового материала в составе соответствующих магматических расплавов. Установлено наличие Pb-изотопной зональности: повышение Pb-изотопных отношений в породах фронтальной зоны. Сравнение выделенных петрохимических и изотопно-геохимических границ с особенностями геометрии сейсмофокальной зоны показало, что степень накопления в породах всех петрогенных и большинства редких элементов (малорастворимых во флюидной фазе) не связана с процессами, происходящими в этой зоне. Поведение Rb, Sr и Sr-изотопных отношений в базальтоидах островодужного типа определяется в основном динамикой флюидной фазы, отделяющейся при дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Локальное обогащение вулканитов фронтальной зоны Pb, U и Th, так же, как и возрастание здесь Pb- и уменьшение Sr-изотопных отношений, вызвано проявлением малоглубинного флюидного источника, непосредственно не связанного с сейсмофокальной зоной.

Анализ составов вулканитов как отражение глубинных процессов, которые совершаются на границе литосферных плит, является сейчас одной из основных задач вулканической петрологии при изучении переходных зон между континентом и океаном.

Вопросы латеральной петрохимической, геохимической, изотопной и минералогической неоднородности позднекайнозойских вулканитов Камчатки неоднократно обсуждались в геологической литературе [9, 10, 12, 14, 29, 31, 32, 38, 40, 44, 53, 61 и др.]. При этом во многих работах [10, 12, 28, 36, 39, 41 и др.] было показано наличие поперечной петрогеохимической зональности для четвертичных вулканитов Курило-Камчатского региона. Особенно отчетливо эта зональность проявляется в увеличении концентраций K, Rb, и Sr при движении от фронтальной к тыловой части островодужной системы, независимо от кремнекислотности пород.

Наиболее полно проблема поперечной петрогеохимической зональности была рассмотрена на основании анализа пространственного распрост-

ранения различающихся по щелочности серий позднекайнозойских вулканических пород Камчатки [13, 14, 19, 41, 44]. Так, низкокальциевые толеитовые серии проявляются главным образом во фронтальных частях Центрально-Камчатского и Южно-Камчатского ареалов проявления вулканизма. Лавы известково-щелочной и субщелочных серий широко распространены в западных частях Центрально-Камчатского ареала, включая Центральную Камчатскую депрессию. Развита она также в тыловой части Южного ареала и на территории Западной Камчатки. Щелочные серии распространены исключительно в тыловой части Срединного хребта и на территории Западной Камчатки. Однако разные по щелочности серии пород могут сосуществовать на одних и тех же вулканах или в пределах одних и тех же вулканических центров [2]. Нарушение зональности – проявление высококальциевых серий во фронтальных частях некоторых ареалов – иногда наблюдается в поперечных зонах северо-западного простирания [37].

В общих чертах поперечная геохимическая зональность в пределах Камчатского полуострова

выражается в повышении с востока на запад концентраций в лавах таких элементов, как K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo и величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Th/U отношений [37].

Оценивая существовавший к тому времени диапазон изменения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7031–0.7040) в позднекайнозойских лавах Камчатки, ряд авторов [37] приходят к выводу о том, что в базальтах различной щелочности величины Sr-изотопных отношений практически совпадают. Совпадение интервалов изменения этих отношений для лав Восточного вулканического пояса и Срединного хребта (районов, характеризующихся различной мощностью гранитно-метаморфического слоя), по мнению этих исследователей, свидетельствует об отсутствии существенного влияния силикатического фундамента на состав вулканических продуктов. Другие авторы [8] отмечают, что кислые разновидности вулканических пород обычно содержат несколько более радиогенный стронций, чем генетически связанные с ними основные породы. При этом делается вывод о том, что в районе выходов метаморфических пород Срединного массива происходит увеличение степени зараженности вулканитов коровым материалом.

Опубликованные к настоящему времени данные по изотопии неодима и свинца [4, 5, 15, 16, 53, 61, 62] не столь многочисленны для суждения о характере изотопной зональности. Тем не менее, были высказаны некоторые соображения о том, что лавы Восточной вулканической зоны отличаются более радиогенным Nd и Pb, чем вулканиты северного сегмента [53]. При этом породы Центральной Камчатской депрессии характеризуются значениями изотопов неодима, сходными с таковыми для базальтов срединно-океанических хребтов, но отличаются несколько повышенными значениями изотопных отношений Sr и Pb [53].

Цель настоящего сообщения – обобщить весь имеющийся изотопно-геохимический материал и показать, какая зависимость существует между пространственной вещественной неоднородностью вулканитов, с одной стороны, и особенностями положения и геометрией сейсмофокальной зоны, с другой.

Анализ такой зависимости позволит сделать вывод о том, в какой мере состав продуктов вулканизма контролируется процессами, происходящими в этой зоне, а также оценить участие иных источников в процессах магмообразования.

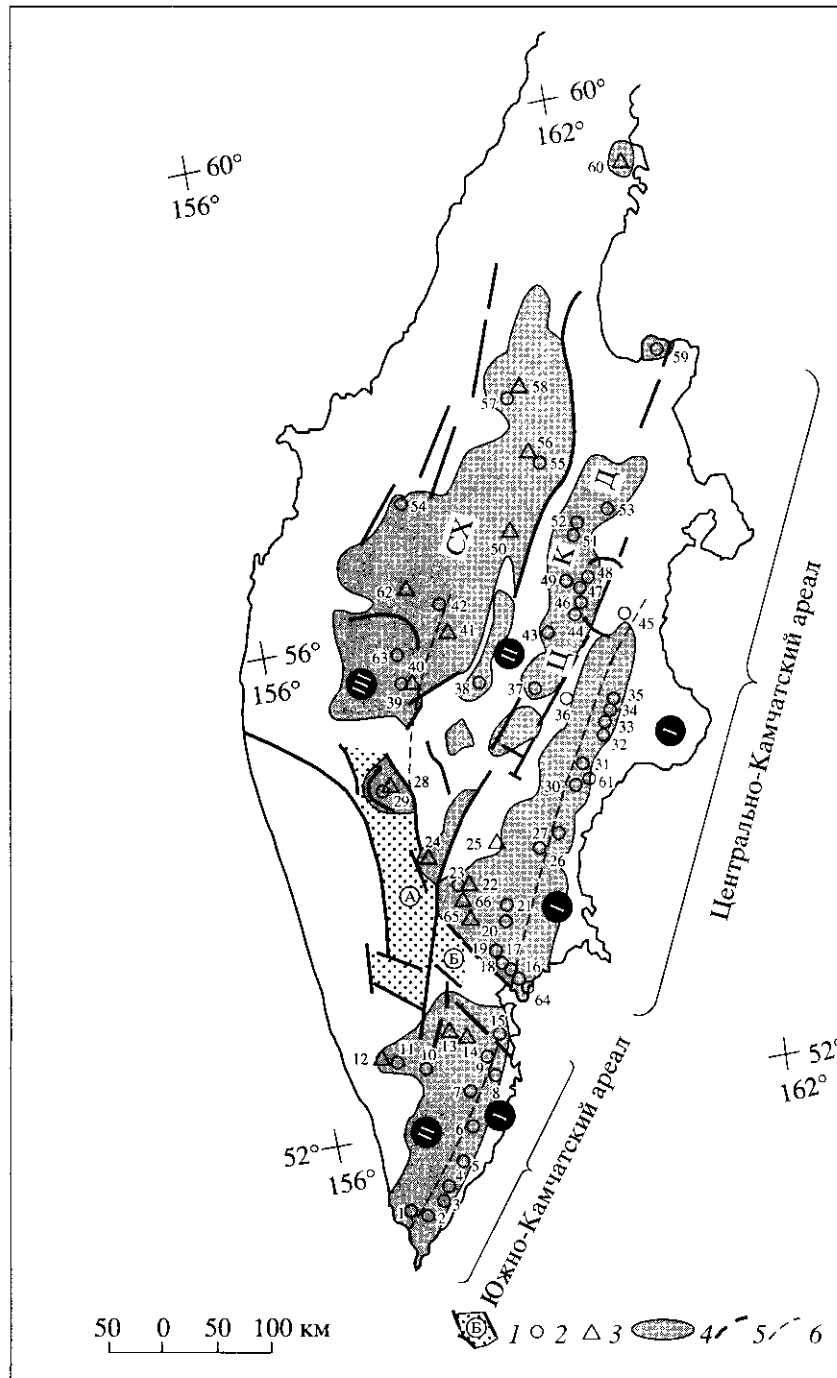
**Геолого-геофизические особенности рассматриваемой территории.** Камчатка является крупным фрагментом единой Курило-Камчатской островодужной системы, которая характеризуется сложностью геологического строения и пестротой состава продуктов позднекайнозойского вул-

канизма. Позднекайнозойские вулканические ареалы Камчатки заложены на гетерогенном фундаменте, в составе которого отмечаются выступы кристаллических пород домелового возраста (метаморфиды Срединного и Ганальского массивов, а также Хавывенской возвышенности). Мозаично-блоковое строение региона обуславливает пространственную и вещественную неоднородность проявлений вулканизма в этих ареалах [37]. Здесь обычно выделяется [12, 13] четыре пространственно обособленные вытянутые в северо-восточном направлении вулканические зоны: Южно-Камчатская, Восточно-Камчатская, Центральной Камчатской депрессии, Срединного хребта и Западной Камчатки.

Беря за основу особенности вещественного состава вулканитов (преобладание того или иного петрогеохимического типа базальтоидов для отдельной зоны или нескольких типов для ареала), в пределах Камчатского фрагмента островодужной системы можно выделить следующие ареалы и зоны проявления позднекайнозойского вулканизма (рис. 1).

1. Южно-Камчатский ареал, отделенный на севере Малкинско-Петропавловской зоной поперечных дислокаций. Он характеризуется наличием двух вулканических зон. В составе первой зоны, узкой полосой протянувшейся вдоль юго-восточной оконечности полуострова, располагаются вулканы: Камбальный, Дикий Гребень, Ильинский, Желтовский, Ксудач, Ходутка, Асача, Мутновский, Горелый, Вилучинский. В пределах этой зоны среди базальтов преобладают низкокальциевые толеиты, однако, переход к более кислым разновидностям иногда сопровождается значительным возрастанием щелочности вулканитов. Примером может служить сложно построенное лавово-экструзивное вулканическое сооружение Дикий гребень, состав продуктов которого меняется от андезитов до риодацитов известково-щелочной серии [33]. Западнее, несколько особняком, образуя вторую зону, выделяются вулканические центры Опала и Большая Ипелька, где распространены вулканиты субщелочного состава. Кроме того, в эту зону попадают субщелочные базальты голоценовых лавовых потоков Толмачева Дола, нижнечетвертичных плато Шиковой тундры и горы Каньчева, а также вулканы Камбальный, Асача и Горелый. Граница между зонами определяется переходом от низкокальциевых толеитов Мутновского вулкана к умеренно калиевым базальтам вулкана Горелый. Оба типа базальтов резко противопоставляются и по другим геохимическим характеристикам [30].

2. Центрально-Камчатский ареал на юге ограничивается поперечной Малкинско-Петропавловской зоной, а на севере – Камчатским перешейком, где проявления позднекайнозойского вул-



**Рис. 1.** Схема проявлений позднекайнозойского вулканизма на территории Камчатки: 1 – выходы древних метаморфических пород Срединного (А) и Ганальского (Б) массивов; 2, 3 – проявления плиоцен-четвертичных вулканитов: вулканы (2); покровы, отдельные потоки, силлы, дайки (3); 4 – ареалы и зоны проявления вулканизма; зоны: I – фронтальная; II – промежуточная; III – тыловая; 5 – тектонические нарушения; 6 – границы вулканических зон. СХ – Срединный хребет; ЦКД – Центрально-Камчатская депрессия. Вулканические проявления. Вулканы: 1 – Камбальный; 2 – Дикий Гребень; 3 – Ильинский; 4 – Желтовский; 5 – Ксудач; 6 – Ходутка; 7 – Асача; 8 – Мутновский; 9 – Горелый; 10 – Опала; 11 – Б. Ипелька; лавовые плато: 12 – горы Канычева; 13 – Шиковая Тундра; лавовые потоки р-на Толмачева Дола (14); вулканы: 15 – Вилючинский; 16 – Авачинский; 17 – Корякский; 18 – Ааг; 19 – Арик; 20 – Купол; 21 – Дзензур; покровные базальты в фундаменте вулкана Бакенинг (22); вулкан Бакенинг (23); плато-базальты в верховьях р. Озерная Камчатка (24); дайки и силлы базальтов внутриплитного геохимического типа на р. Степанова (25); вулканы: 26 – Карымский; 27 – М. Семячик; вулканическое плато Голодьк (28); вулканы: 29 – Хангар; 30 – Узон; 31 – Крашенинникова; 32 – Кроноцкий; 33 – Шмидта; 34 – Гамчен; 35 – Комарова; 36 – Кизимен; 37 – Николка; вулканическая группа Ахтанг (38); вулкан Ичинский (39); покровные базальты Ичинского вулкана (40); базальты и отдельные конусы в окрестностях поселка Эссо (41); вулкан Уксичан (42); группа конусов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) (43); вулканы: 44 – Зимина; 45 – Лавовый Шиш; 46 – Безымянный; 47 – Камень; 48 – Ключевской; 49 – Плос-

низма практически отсутствуют. Здесь можно выделить три вулканические зоны: фронтальную, промежуточную и тыловую. Первая представлена вулканами, на которых распространены базальтоиды преимущественно низкокальциевой толеитовой серии – Авачинский, Малый Семячик, Узон, Кихпинич, Крашенинникова, Кроноцкий, Шмидта, Гамчен и Комарова. Промежуточная зона включает вулканы с преобладанием базальтов и андезитов-базальтов известково-щелочной и субщелочной серий – Корякский, Аг, Арик, Карымский, Кизимен, Лавовый Шиш, Купол, Дзендзур, Бакенинг. Сюда же относятся плиоцен-нижнечетвертичные плато-базальты в верховьях р. Озерная Камчатка, в бассейне р. Лев. Авача, в районе вулкана Бакенинг, горы Сарайная (“Утюги”), базальты плато и отдельных конусов в окрестностях пос. Эссо, горы Крюки, дайки и силлы базальтов на р. Степанова, вулканическая группа Ахтанг. Граница между фронтальной и промежуточной зоной с юго-западной стороны определяется переходом: базальтоиды Авачинского – Корякского (современная постройка) вулкана, а с северо-восточной – переходом между вулканитами М. Семячика (современный этап вулканизма) и Карымского вулканов. Тыловая зона представлена отдельными вулканами и вулканическими центрами с широким развитием основных пород щелочной и субщелочной серий: Хангар и близрасположенное плато Голодьяк, Ичинский, Белоголовский, Уксичан, Кетепана, Большой и рядом расположенные ареальные и покровные базальты Дола Геологов. В тыловую зону попадают также многочисленные проявления щелочного базальтового вулканизма Западной Камчатки, представленные лавовыми покровами и субвулканическими телами, возраст которых колеблется от палеогена до нижнечетвертичного. Граница тыловой зоны определяется переходом к базальтоидам с преобладанием щелочных разностей (вулканиты окрестностей пос. Эссо или базальты горы Половинной, с одной стороны, и базальты вулканов Теклетунуп и Уксичан, с другой).

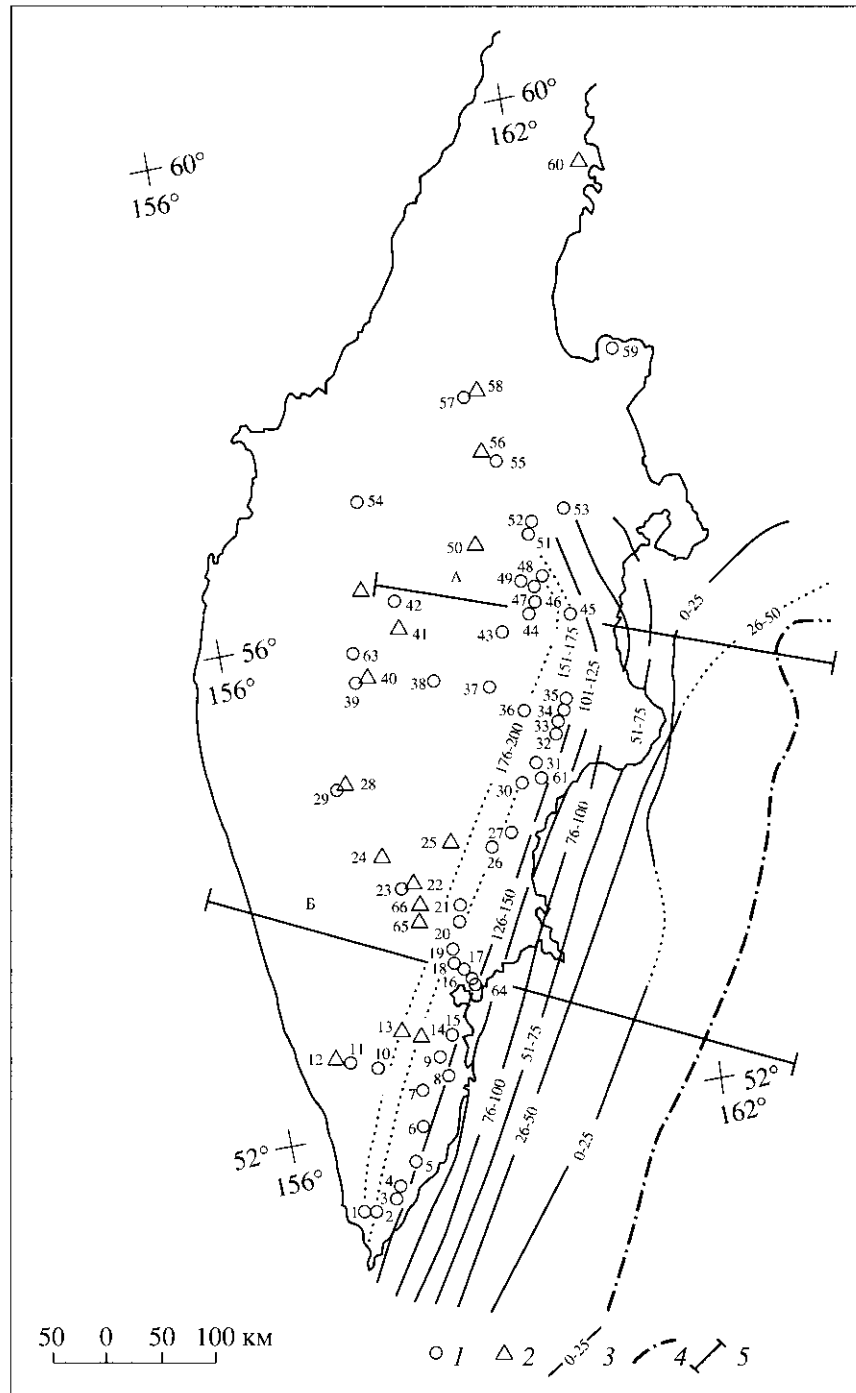
3. Особое положение занимают проявления вулканизма Центральной Камчатской депрессии. Хотя она и рассматривается в качестве единой зоны [37], но имеет сложное строение. Морфологически депрессия представляет собой серию грабенов и по комплексу признаков рассматривается в качестве рифтогенной структуры [22]. Широким распространением здесь пользуются базальты

покровов и крупных щитовых вулканов плиоцен-четвертичного возраста [35]. По составу преобладают субщелочные, близкие к шошонитам базальтоиды [35, 49], которые рассматриваются как типоморфные для этой рифтовой зоны [35]. В качестве примера подобных проявлений будут рассмотрены шошонитовые платобазальты в верховьях р. Озерная Камчатка. В южной части рассматриваемой зоны находятся несколько плиоценовых вулканов преимущественно базальтового состава. В северной части депрессии располагаются многочисленные полигенные, существенно базальтовые вулканы, а также множество мелких базальтов конусов. Большинство из вулканов являются активными или потенциально действующими. Среди них будут рассмотрены следующие: Николка, группа конусов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), Зимина, Безымьянный, Камень, Ключевской, Плоский (Ушковский), Шивелуч, Харчинский, Заречный. Базальтоиды этих вулканов относятся к известково-щелочной и субщелочной (шошонитовой) сериям. Сведения о геологии, вещественном составе и характере эволюции отмеченных вулканических проявлений приведены в многочисленных публикациях [2, 7, 12, 14, 20, 21, 23, 30, 36–38, 40, 44, 53].

В плане общей петрогеохимической систематизации большинство позднекайнозойских вулканитов относятся к обычному островодужному типу. Однако среди покровных образований плиоцен-четвертичного возраста (в районе вулкана Бакенинг, плато Голодьяк, Дола Геологов, гора Плоская и др.) и в составе отдельных вулканов (Белоголовский) или вулканических сооружений (покровы и конуса в районе Ичинского вулкана) проявляется внутриплитный геохимический тип базальтоидов [14, 15, 25, 44], который отличается от обычных островодужных вулканитов, приближаясь по своим петрогеохимическим характеристикам к вулканитам континентальных рифтов.

Камчатка, как один из фрагментов переходной области между океаном и континентом, характеризуется сложностью геофизических полей и аномалий, неоднозначностью их интерпретации в трехмерных средах [20]. Земная кора полуострова по своему строению и мощности соответствует континентальному типу [3]. В районах выходов Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород мощность ее около 30 км. В районах проявле-

кий (Ушковский); вулканические проявления горы Крюки (50); вулканы: 51 – Заречный; 52 – Харчинский; 53 – Шивелуч; 54 – Кетепана; 55 – Орловский; покровные базальты горы Столбовой и горы Половинной (56); вулкан Теклетунуп (57); лавовые плато горы Плоской (58); вулкан Начикинский (59); лавовые плато вблизи поселка Тымлат (60); вулкан Кихпинич (61); ареальные и покровные проявления Дола Геологов (62); вулканы: 63 – Белоголовский; 64 – Козельский; покровные проявления; 65 – “Утюги”; 66 – р. Лев. Авача.



**Рис. 2.** Схема расположения вулканических объектов и особенности геометрии сейсмофокальной зоны (нумерация объектов та же, что и на рис. 1); 1, 2 – то же, что и 2, 3 на рис. 1; 3 – проекция средних линий (медиан) сейсмофокальной зоны на земную поверхность с указанием интервалов глубин, км; 4 – положение оси глубоководного желоба; 5 – линии профилей (см. рис. 7). Использованы материалы из [46].

ния активной вулканической деятельности граница Мохоровичича недостаточно четкая. Здесь отмечается мощная переходная зона со сложным распределением скоростей сейсмических волн. В районе Авачинско-Корякской группы вулканов она прослеживается на глубинах от 20 до 30 км, а под

Ключевской группой – на глубинах от 30 до 40 км [20]. Особый интерес при дальнейшем изложении материала представляет геометрия сейсмофокальной зоны. Работами камчатских сейсмологов она изучена достаточно детально [20, 46]. Как видно на рис. 2, проекции в плане средних линий по-

Таблица 1. Представительные анализы валовых химических и редкоэлементных составов пород различных вулканических зон Камчатки

Компоненты	Фронтальная зона				Промежуточная зона								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	57.33	56.18	56.69	53.25	51.06	57.21	53.40	48.50	62.30	49.80	49.60	50.95	52.84
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.87	0.70	0.84	1.04	0.99	0.84	1.14	0.56	1.42	0.80	1.20	1.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.75	18.19	19.05	16.56	17.36	17.25	15.90	17.40	17.70	16.60	15.26	16.49	16.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.76	7.67	7.35	8.79	10.69	8.68	8.53	10.85	5.40	10.30	3.43	2.77	3.47
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.62	5.97	6.08
MnO	—	0.13	0.15	0.16	—	—	0.14	0.18	0.11	0.19	0.16	0.15	0.15
MgO	2.76	3.9	3.64	7.91	7.35	4.33	8.02	7.55	1.50	7.25	9.26	8.08	5.39
CaO	7.84	8.49	8.11	8.96	9.39	7.19	8.95	10.70	5.00	8.00	10.30	9.29	7.55
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.54	3.67	3.1	2.42	2.94	3.25	2.60	4.23	3.95	2.91	3.39	3.41
K <sub>2</sub> O	0.53	0.65	0.59	0.55	0.53	1.2	0.95	0.66	1.81	1.54	1.44	1.06	2.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.12	0.17	0.12	0.16	0.21	0.17	0.18	0.27	0.51	0.33	0.34	0.53
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.36	1.20	0.29	0.04	0.38	1.05
Сумма	100.00	99.75	100.13	100.24	100.00	100.00	100.07	100.12	100.08	99.86	100.15	100.05	100.11
Mg#	58.48	40.45	39.14	56.77	73.14	41.93	78.83	73.38	52.39	73.60	66.90	66.61	55.69
Li	—	—	—	—	—	—	6.17	—	—	—	—	8.4	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.95	—
Sc	—	28	17.8	34	32.8	—	28.7	39	7.4	21	28	36	28
V	—	250	138	252	—	—	251	330	76	200	243	280	277
Cr	—	24	14	384	158	—	411	220	15	260	545	224	149
Co	43	—	56	42	35.1	44	42.44	—	—	—	43	36	33
Ni	8	14	6	126	70.6	18	147	82	10	132	230	92	66
Rb	10	8	7	7	18.4	20	15	9.4	35.7	17.4	26	18	43
Sr	396	350	350	315	399	440	407	435	520	700	558	613	510
Y	27	16	19	17	26	33	14	21	17	30	21	20	34
Zr	102	68	90	66	82	140	59	64	135	172	117	102	221
Ga	22	19	18	17	21	19	—	—	—	—	17	17	19
Nb	2.3	—	—	—	1.8	3	4.04	2.3	4.1	26	7	5.0	15
Cs	—	—	0.32	0.52	0.324	0.739	0.23	—	—	—	—	0.58	—
Ba	—	235	314	210	306	—	243	205	605	288	329	380	490
La	—	4	6.1	4.6	6.33	—	6.02	6.7	15	22	12.7	14.7	—
Ce	—	10	16.5	12.9	14.6	—	15.07	16	34	49	31	36.2	50
Pr	—	—	—	—	—	—	2.11	—	—	—	4.8	5.7	—
Nd	—	—	11.5	7.9	10.6	—	10.03	13	16	31	22	25.0	—
Sm	—	—	2.81	2.7	3.16	—	2.64	—	—	—	5.3	5.0	—
Eu	—	—	0.98	0.87	1.07	—	0.95	1.1	1.0	2.05	1.48	1.6	—
Gd	—	—	—	—	—	—	3.06	—	—	—	4.2	4.5	—
Tb	—	—	0.55	0.49	—	—	0.4	—	—	—	0.64	0.7	—
Dy	—	—	—	—	—	—	2.47	3.6	2.7	5.2	3.7	3.7	—
Ho	—	—	—	—	—	—	0.49	—	—	—	0.69	0.7	—
Er	—	—	—	—	—	—	1.45	2.1	1.7	2.8	1.9	2.0	—
Tm	—	—	—	—	—	—	0.22	—	—	—	0.26	0.3	—
Yb	—	—	2.07	1.97	2.1	—	1.39	1.95	1.6	2.5	1.65	1.6	—
Lu	—	—	0.29	0.29	0.293	—	0.21	0.55	1.51	1.28	0.25	0.3	—
Hf	—	—	2.56	1.89	2.22	—	—	—	—	—	2.6	2.9	—
Ta	—	—	0.14	0.08	0.204	—	—	—	—	—	0.44	0.3	—
Th	—	—	0.66	0.49	0.902	2	0.85	—	—	—	1.26	1.3	—
U	—	—	—	—	—	—	0.44	—	—	—	0.66	0.6	—
Pb	—	4	4	4	2	6	3.02	—	—	—	1.9	3.5	—
Компоненты	Центральная Камчатская депрессия										Тыловая зона		
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	54.99	55.93	51.71	50.08	53.56	50.41	50.54	50.46	51.10	51.07	51.99	49.53	59.10
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.69	0.85	0.88	0.89	0.99	1.12	0.95	1.59	1.39	0.85	1.64	0.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	15.16	13.64	13.46	14.95	15.27	16.83	13.42	17.51	18.37	14.70	16.66	16.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.17	2.62	1.78	3.95	2.49	3.47	3.05	2.14	2.25	4.79	3.01	9.51	1.66
FeO	2.80	4.88	7.34	5.42	5.85	6.64	6.81	7.16	7.20	4.96	5.62	0.89	4.76
MnO	0.15	0.15	0.17	0.16	0.17	0.19	0.18	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16	0.12

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Центральная Камчатская депрессия										Тыловая зона		
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
MgO	7.01	7.42	10.43	12.29	8.21	7.97	7.13	9.67	4.34	3.56	8.41	6.76	3.29
CaO	8.54	8.56	9.35	9.62	9.66	10.30	10.32	11.60	8.30	8.20	10.07	8.75	6.37
Na <sub>2</sub> O	3.24	3.39	2.70	2.69	2.90	2.59	2.74	2.37	3.46	3.56	2.66	3.76	3.86
K <sub>2</sub> O	1.33	1.29	1.05	0.89	0.92	0.87	0.57	0.85	1.97	2.36	1.46	1.38	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.23	0.19	0.18	0.17	0.22	0.15	0.21	0.56	0.61	0.23	0.49	0.34
H <sub>2</sub> O	0.59	0.29	0.61	0.69	0.34	0.67	0.58	0.63	0.79	0.82	0.63	0.60	1.11
Сумма	99.73	100.59	99.81	100.31	100.10	99.58	100.03	99.63	99.22	99.84	99.79	100.14	100.27
Mg#	62.65	64.63	67.52	70.95	64.40	59.27	57.08	65.48	45.62	40.63	64.30	56.03	48.40
Li	9.80	8.40	7.80	7.40	11.30	6.80	8.60	7.10	14.60	16.50	7.00	13.34	12.90
Be	0.92	0.69	0.59	0.49	0.61	0.52	0.52	0.55	1.31	1.17	0.91	2.65	1.26
Sc	34	29	37	32	38	39	45	43	23	27	39	42	17
V	185	205.5	255	252	250	308	318	270	270	265	243	241	164
Cr	555	366	840	862	391	462	231	418	165	147.5	346	247	51
Co	34	30	48	50	38	39	39	41	29	27	40	50	21
Ni	57	74.5	141	255	87	84	33	99	45	21.5	92	94	25
Rb	25	24	19	14	—	17	—	20	52	42	25	21	33
Sr	512	508	378	476	322	363	300	292	362	468.5	503	672	526
Y	17	16	18	16	20	20	23	19	32	29	18	25	20
Zr	81	80.5	71	66	82	76	70	79	199	176	95	152	173
Ga	16	17	15	17	16	15	17	16	19	18	16	18	18
Nb	2.2	2.0	1.4	1.2	1.5	1.5	1.5	1.7	5.4	4.7	3.9	14.6	7.4
Cs	0.72	0.41	0.34	0.28	0.45	0.38	0.23	0.49	1.67	0.24	0.37	0.26	0.58
Ba	347	340.5	290	331	331	307	168	229	467	688.5	443	469	659
La	8.00	7.8	5.8	6.5	6.2	6.8	4.3	6.2	16.4	20.1	9.0	17.1	18.8
Ce	18.6	18.0	14.5	17.0	14.9	16.6	11.9	16.0	41.0	49.1	21.2	40.7	42.3
Pr	2.9	2.8	2.5	2.7	2.5	2.7	2.1	2.6	6.2	7.8	3.4	5.9	5.9
Nd	13.2	13.0	11.9	13.6	11.7	13.6	10.8	13.4	28.5	33.8	15.4	26.1	23.5
Sm	3.4	3.3	3.3	3.7	3.3	3.7	3.3	3.7	6.9	7.5	3.8	6.0	4.9
Eu	1.0	0.9	1.0	1.1	1.0	1.1	1.1	1.1	1.8	1.9	1.1	1.7	1.3
Gd	3.0	2.9	3.1	3.2	3.3	3.6	3.5	3.5	6.1	6.0	3.4	5.2	4.0
Tb	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	1.0	0.9	0.5	0.8	0.6
Dy	2.8	2.7	3.1	2.9	3.3	3.7	3.8	3.5	5.7	5.1	3.1	4.4	3.4
Ho	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.8	0.7	1.2	1.0	0.6	0.8	0.7
Er	1.7	1.5	1.9	1.7	2.1	2.2	2.4	2.0	3.5	3.0	1.8	2.4	2.1
Tm	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3
Yb	1.6	1.6	1.7	1.5	1.9	2.1	2.3	1.9	3.2	2.8	1.7	2.1	1.9
Lu	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.3	0.3	0.3
Hf	2.2	2.1	1.9	2.0	2.1	2.0	1.8	2.0	4.7	4.1	2.6	3.4	4.1
Ta	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.4	0.2	0.8	0.5
Th	1.0	1.2	0.6	0.5	0.7	0.6	0.3	0.6	2.6	2.4	1.4	1.3	2.4
U	0.5	0.6	0.4	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	1.3	1.3	0.7	0.5	1.0
Pb	6.1	3.7	2.8	3.1	2.8	3.0	2.2	2.1	7.6	7.0	4.2	3.6	7.3

Примечание. Вулканы: 1–2 – Козельский (образцы: koz-1 и koz-xda); 3–4 – Авачинский (образцы: ava-07 и ava-92); 5–6 – Корякский (образцы: kru-11 и kru-01); 7 – покровные образования в районе г. Сарайная (“Уттоги”) (образец к-98-6/1); 8 – шлаковый конус в районе вулкана Бакенинг (образец bak-46); 9 – вулкан Новый Бакенинг (образец bak-2); 10–11 – покровные образования в районе вулкана Баксенинг (образцы: bak-48 и 95/23); 12–13 – гора Песчаная (вулкан Заварицкого). (образцы: О-95-26 и О-95-81); 14–15 – вулкан Шивелуч (образцы: 2569 и 2585); 16 – вулкан Заречный (образец 90093); 17 – вулкан Харчинский (образец 8837); 18 – вулкан Ключевской (образец klu-1); 19 – вулкан Ушковский (образец 2330); 20 – вулкан Камень (образец 2310); 21 – магнезиальный базальт северного (образец 655) и 22 – глиноземистый базальт (образец 22-8) южного прорывов БТТИ\*; 23 – вулкан Николка (образец 8883); 24–26 – Ичинский вулкан (образцы: 6250, 6283, 6334/1). В анализах: 1–6 петрогенные и некоторые редкие элементы определены методом XRF в Университете Оклахома и в Австралийском Национальном Университете, основная масса микрокомпонентов определена методом нейтронно-активационного анализа в Радиационном Центре Государственного Университета Оргоны. В анализах: 7, 11–26 петрогенные и некоторые редкие элементы (Ba, Co, Cr, Ga, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, V, Y, Zr) определены методом XRF, другие редкие элементы – методом ICPMS в лаборатории Геохимического Института Геттингенского Университета (Германия). В анализах: 8–10 петрогенные элементы, а также Sr, Ba и Rb определены методом XRF, Sc, Cr, Ni, Zr, Y, Nb, REE, Hf, Th и U – методом ICP-MS в лабораториях Онтарио (Канада) и Брест-Университета. Помимо материалов автора использованы образцы: Дж. Давидсона и Б. Кастелланы, отобранные во время совместной Российско-Американской экспедиции (№ 1–6), совместных маршрутах с П. Кепжинским (№ 8–10), И.В. Мслекесцева, О.В. Дирксена (№ 12–13); О.Н. Вольница (№ 14–16, 24–26); Г.Б. Флерова (№ 19–22); С.А. Хубуная (№ 18).

Mg#MgO/(MgO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO), мол. %.

#Большое Трещинное Толбачинское Извержение.

ложения этой зоны для различных глубин и простираение оси Курило-Камчатского глубоководного желоба в большей своей части ориентируются вдоль Камчатки в северо-восточном направлении, параллельно фронтальной вулканической зоне. Однако в области сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг можно наблюдать отчетливый разворот к северу проекций средних линий сейсмофокальной зоны для глубин 0–25 км и 51–200 км и сдвиг в том же направлении фронта активных вулканов. При этом наибольшее совпадение в плане сейсмического и вулканического поясов наблюдается для глубин землетрясений 126–175 км. Такое совпадение является веским аргументом в пользу наличия взаимосвязи между вулканизмом и сейсмичностью. В чем конкретно выражается эта взаимосвязь? Учитывая подобную зависимость, ряд исследователей [20] считают, что область первичного выплавления магм вулканов Камчатки находится внутри сейсмофокального слоя или около его верхней границы на глубинах от 100 до 220–250 км. Более распространенной, однако, является точка зрения о том, что первичные очаги камчатских вулканов располагаются в пределах мантийного клина, в значительной степени переработанного флюидами, выделяющимися при дегидратации поддвигаемой океанической плиты [11, 51, 53, 54, 61 и др.]. При этом, до конца не выясненным остается вопрос участия этой океанической плиты в процессах островодужного магмообразования. Ряд исследователей [56, 63, 64] полагают, что она является не только источником флюидов, но также и магматических расплавов, прямым следствием которых могут быть адakitы – магнезиальные андезиты, экзотический тип пород, недавно выделенный на Камчатке [64].

Попробуем рассмотреть эту проблему дифференцированно, используя данные по особенностям вещественного состава различных вулканических проявлений Камчатки.

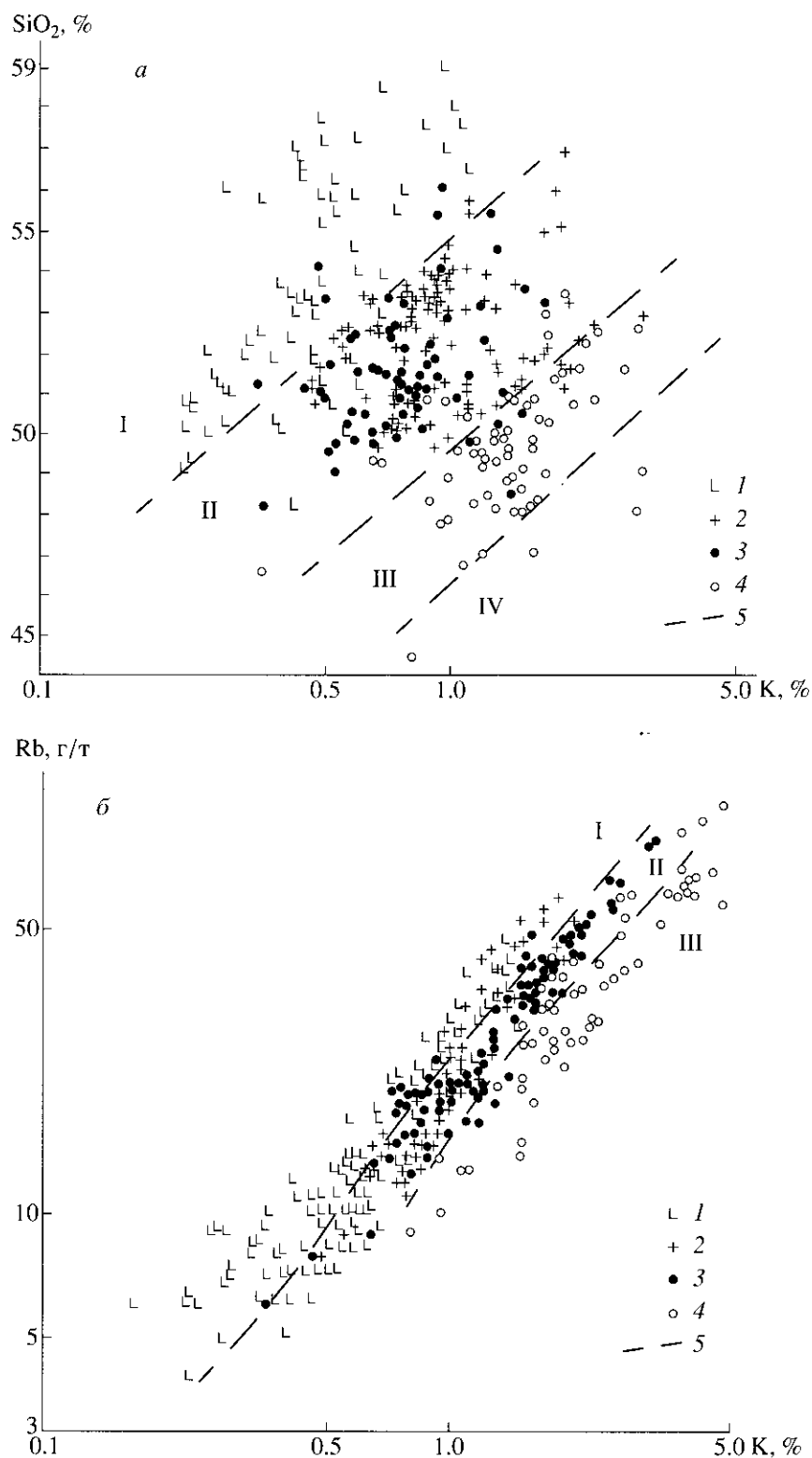
**Петрохимическая и изотопно-геохимическая неоднородность позднекайнозойских вулканитов Камчатки.** Изучение особенностей вещественного состава вулканитов проводилось в два этапа. На первом этапе составлялись рабочие коррелятивные диаграммы для различных компонентов вулканических пород, характеризующих объекты, располагающиеся в различных зонах Камчатки. Понятно, что корректное сопоставление таких материалов возможно в случае минимального проявления процессов малоуглубинной дифференциации, которые нарушают картину геохимической неоднородности первичных расплавов. Поэтому, использовались в основном базальт-андезитобазальтовые составы. Для построения таких диаграмм, помимо материалов автора (наиболее представительные составы вулканитов для раз-

личных зон суммированы в табл. 1), была привлечена обширная литература [2, 6, 12, 17, 19, 21, 28, 30, 34, 36, 40, 41, 43, 44, 51, 53, 54, 61]. На втором этапе проводилось построение схем распространения вулканитов, отличающихся по своим петрохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам.

**Анализ петрохимических и геохимических диаграмм.** Известно, что калиевая щелочность пород является наиболее чувствительным индикатором для выявления поперечной петрохимической зональности вулканитов в островодужных системах. Вместе с тем, известно также, что большинство макро- и микрокомпонентов вулканических пород хорошо коррелируются с этим элементом. Поэтому, автономное поведение отдельных компонентов необходимо оценивать, сравнивая составы пород не только близкой кремнекислотности, но и близкой щелочности. Для такого анализа была построена серия диаграмм, на которых концентрации того или иного элемента в породе наносились по отношению к содержанию калия (рис. 3).

Рассмотрим одну из наиболее популярных классификационных петрохимических диаграмм вулканитов  $\text{SiO}_2\text{--K}$ , но в несколько ином ракурсе (рис. 3а). Между кремнеземом и калием для любой островодужной серии пород существует прямая корреляционная зависимость. Однако скорость накопления того или иного компонента может быть различной для разных серий или меняться в ходе эволюции магматической системы. На диаграмме рис. 3а видно, что для вулканитов фронтальной зоны пропорциональное возрастание (с минимальной дисперсией) обоих компонентов сохраняется примерно до 54%  $\text{SiO}_2$ . Затем наблюдается резкое увеличение кремнекислотности пород в сравнительно узком диапазоне изменения калиевой щелочности. В первом интервале мы, вероятно, имеем дело с наименее дифференцированными составами вулканитов. Поэтому, далее на этой диаграмме для характеристики остальных зон проявления вулканизма использована именно та область, где сохраняется эта пропорциональная зависимость. Как видно из диаграммы, при переходе от фронтальной к тыловой зоне островодужной системы основность вулканитов в области наименее дифференцированных составов закономерно уменьшается, приближаясь к значениям, характерным для образований внутриплитного типа, которые, помимо внутриконтинентальных областей, встречаются также в пределах активных континентальных окраин [26]. На этой диаграмме выделены границы зон по преимущественному распределению соответствующих фигуративных точек. Граница между фронтальной и промежуточной зоной в общих





**Рис. 3.** Соотношение петрогенных и микроэлементных компонентов; *a* – SiO<sub>2</sub>–K; *б* – Rb–K; *в* – Sr–K; *г* – (La/Yb)*n* (нормированы по ординарному хондриту) – K; *д* – Nb–K; *е* – Ni–K в породах различных вулканических поясов Камчатки. 1–4 – базальтоиды различных зон и ареалов проявления вулканизма: 1 – фронтальной зоны; 2 – Центральной Камчатской депрессии; 3 – промежуточной зоны; 4 – тыловой зоны; 5 – границы вулканических зон. I–III – вулканические зоны Камчатки; фронтальная (I), промежуточная (II), тыловая (III); IV – поле распространения внутриплитного геохимического типа вулканитов, проявившегося в пределах активной континентальной окраины (для его выделения использованы материалы по юго-восточному Вьетнаму [26]).

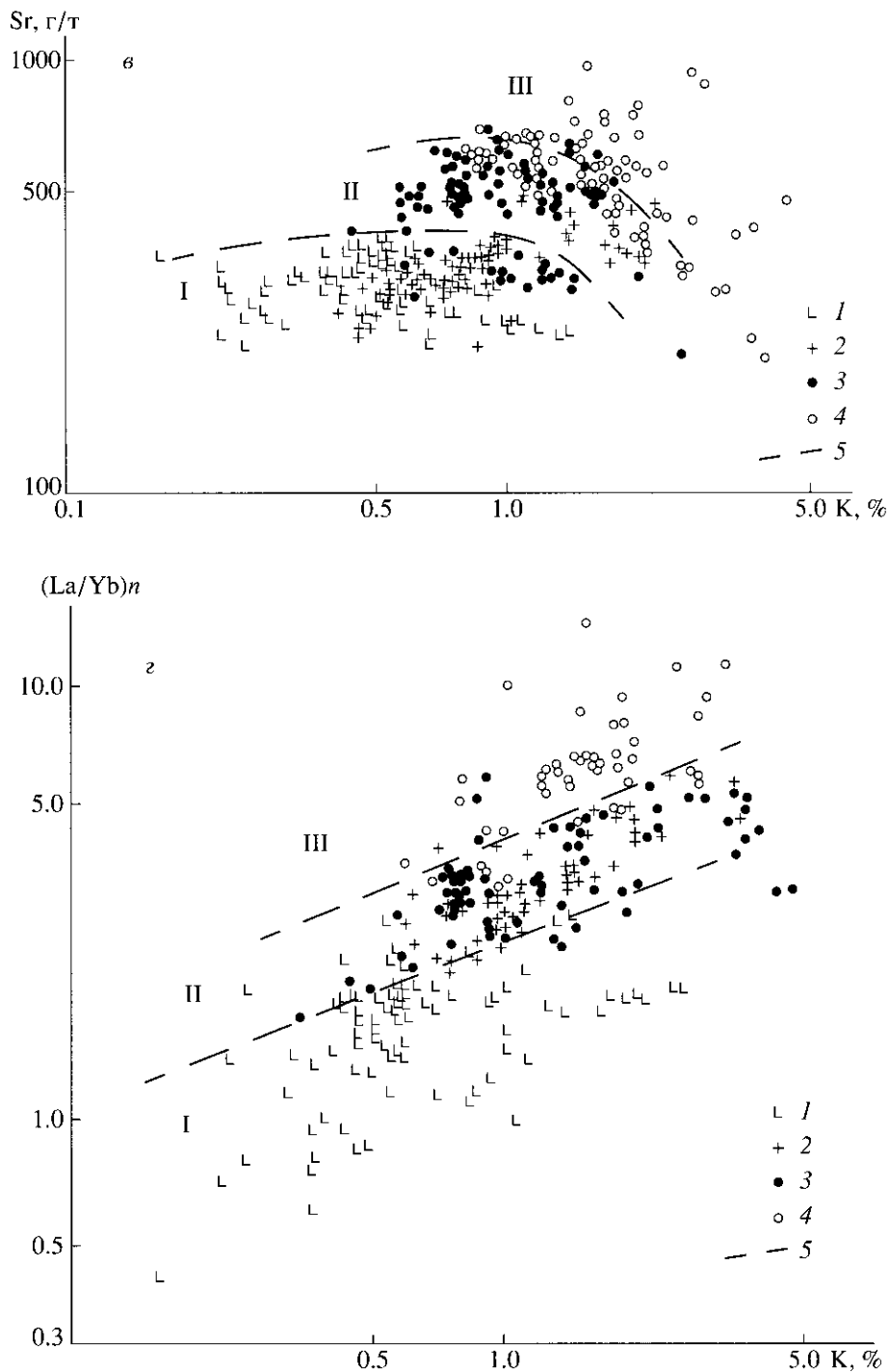


Рис. 3. Продолжение.

чертах отвечает смене низкокалиевых толеитовых пород известково-щелочными (что соответствует переходу Мутновский – Горелый, Авачинский – Корякский или М. Семячик – Корымский вулканы), а вторая граница – смене известково-щелочных и субщелочных разностей пород щелочными образованиями (при переходе: вулкани-

ты района Эссо – породы вулкана Уксичан или г. Половинной – вулкана Теклетунуп).

Эти граничные переходы и были использованы в дальнейшем при построении всех дискриминантных диаграмм.

Интересная картина наблюдается на диаграмме Rb–K (рис. 3б). Оба элемента характеризуют

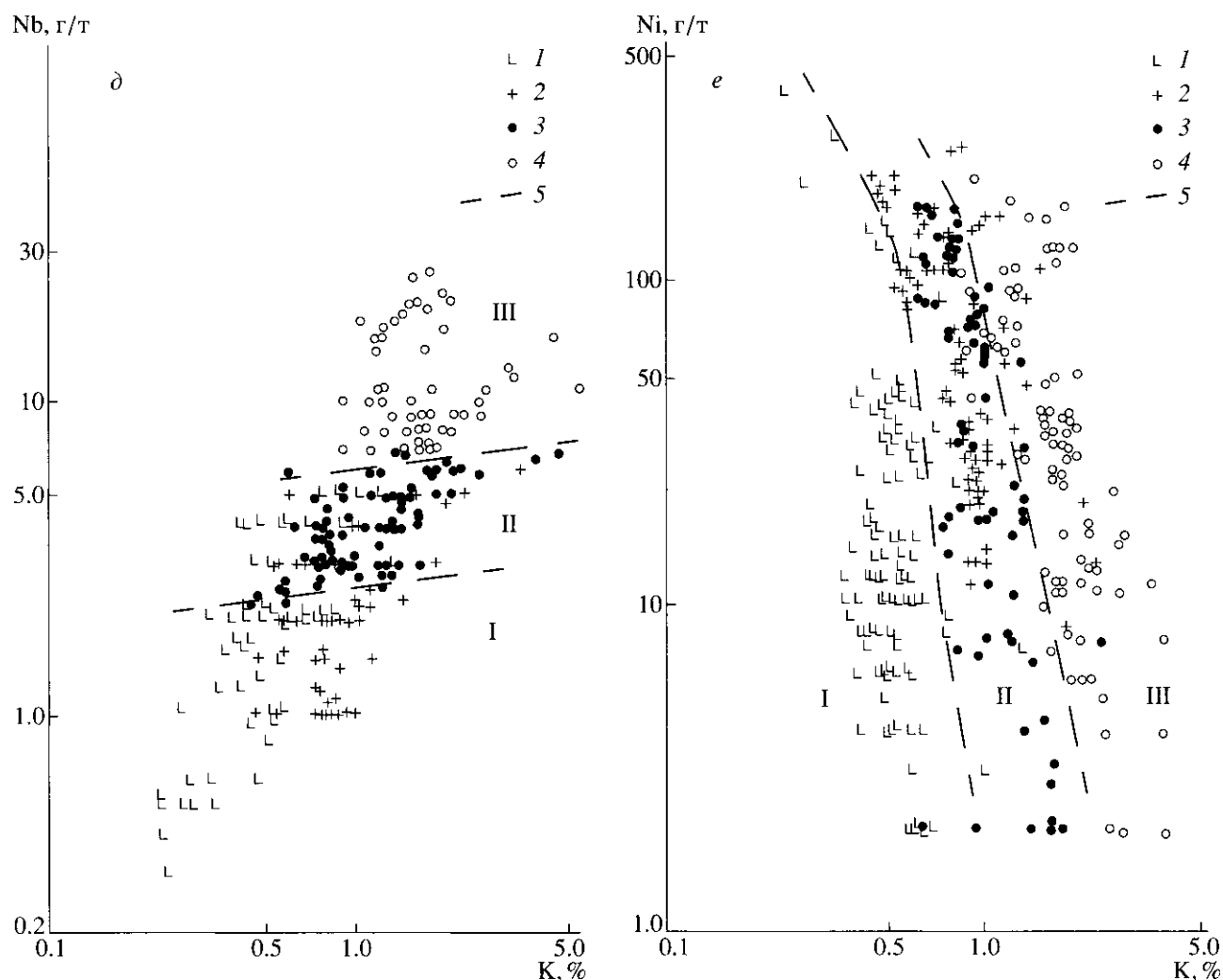


Рис. 3. Окончание.

ся четко выраженной прямой коррелятивной зависимостью. Вопреки распространенному мнению о том, что содержание рубидия в породах близкой кремнекислотности возрастает при движении от фронтальной к тыловой части островодужной системы, напротив, при одной и той же калиевой щелочности (и близкой кремнекислотности) вулканыты фронтальной зоны обогащены, а тыловой – обеднены этим элементом. Парадокс объясняется тем, что в тыловой зоне большим распространением пользуются высококалиевые породы.

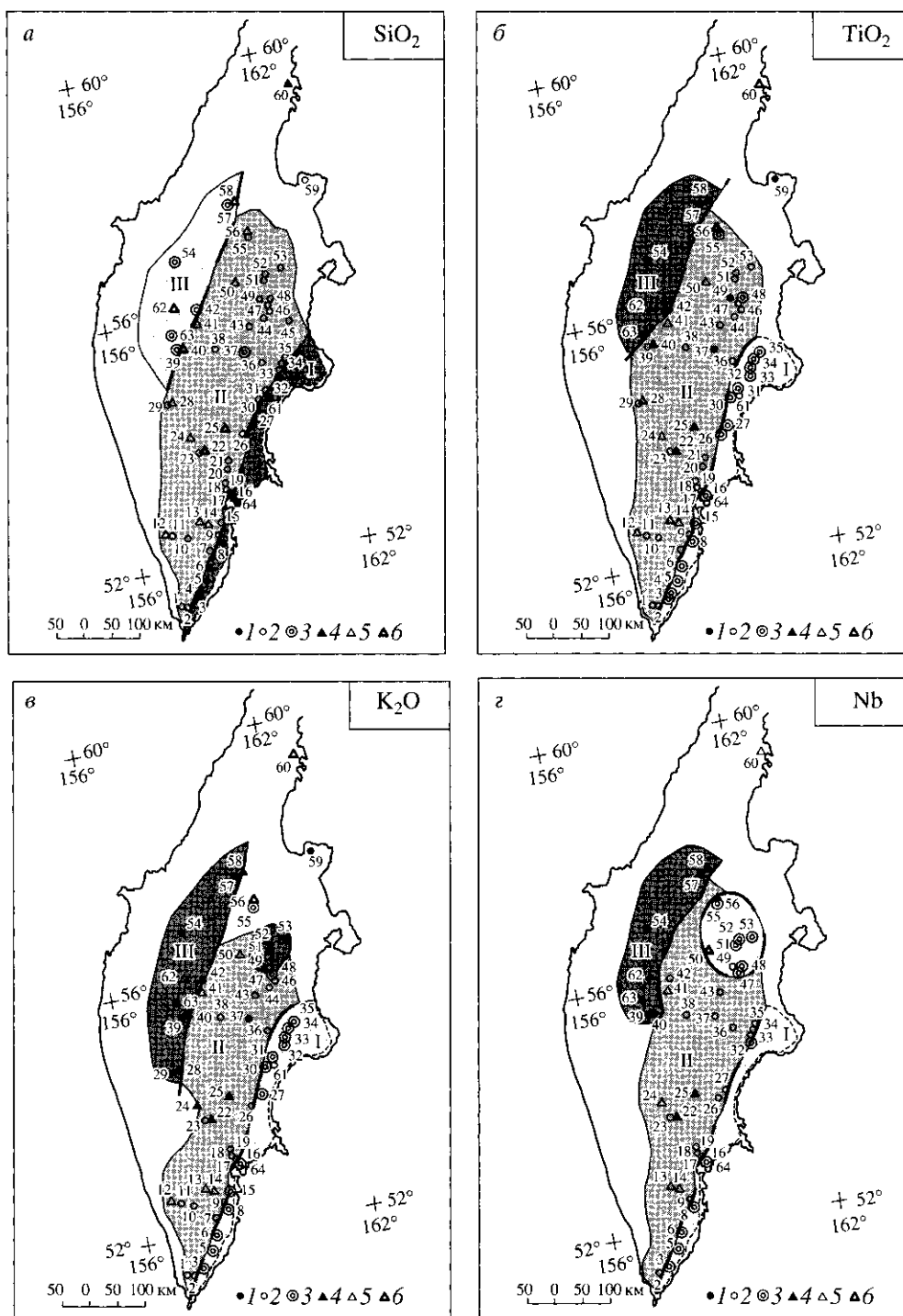
Для стронция (рис. 3в) мы имеем более сложную картину. В ряду базальтов – андезитобазальтов и некоторых андезитов наблюдается прямая корреляционная зависимость Sr–K. Однако при переходе к более кислым и щелочным разностям она сменяется на обратную. Вместе с тем достаточно четко проявлены три поля, которые характеризуются возрастанием содержания строн-

ция в вулканытах при переходе от фронтальной зоны к тыловой независимо от их калиевой щелочности.

Характер соотношения легких и тяжелых редких земель (РЗЭ) представлен на рис. 3г. Для всей массы точек отмечается прямая корреляционная зависимость  $(La/Yb)_n$ –K. В пределах выделенных полей наблюдается та же зависимость, но с более пологим трендом по отношению к калию. Отчетливо видно также, что при близкой калиевой щелочности вулканыты тыловой области значительно обогащены, а фронтальной – обеднены легкими РЗЭ.

Сходная картина наблюдается на диаграмме Nb–K (рис. 3д), причем границы зон представлены почти горизонтальными линиями.

Необычная по характеру коррелируемых компонентов диаграмма Ni–K (рис. 3е) представлена для того, чтобы можно было оценить степень распространенности высокомагнезиальных по-



**Рис. 4.** Схемы распространения базальтоидов Камчатки с различными относительными содержаниями и отношениями компонентов: а – SiO<sub>2</sub>; б – TiO<sub>2</sub>; в – K<sub>2</sub>O; г – Nb; д – Sr; е – Rb; ж – Rb/Sr; з – (La/Yb)<sub>n</sub>; и – U; к – Pb. 1–3 – вулканы с повышенными (1), средними (2) и пониженными (3) содержаниями и отношениями компонентов; 4–6 – то же для вулканитов покровов, отдельных потоков, силлов и даек.

род среди вулканитов различных зон (при прямой корреляционной зависимости Ni–Mg), а также независимое от магнезиальности распределение в них калия. Наблюдаемый на графике излом границ при значениях Ni около 100 г/т соответствует

переходу от глиноземистых к магнезиальным разновидностям вулканитов. Как видно из графика, магнезиальные базальтоиды наиболее распространены среди пород Ключевской группы вулканов и менее всего – среди образований фронталь-

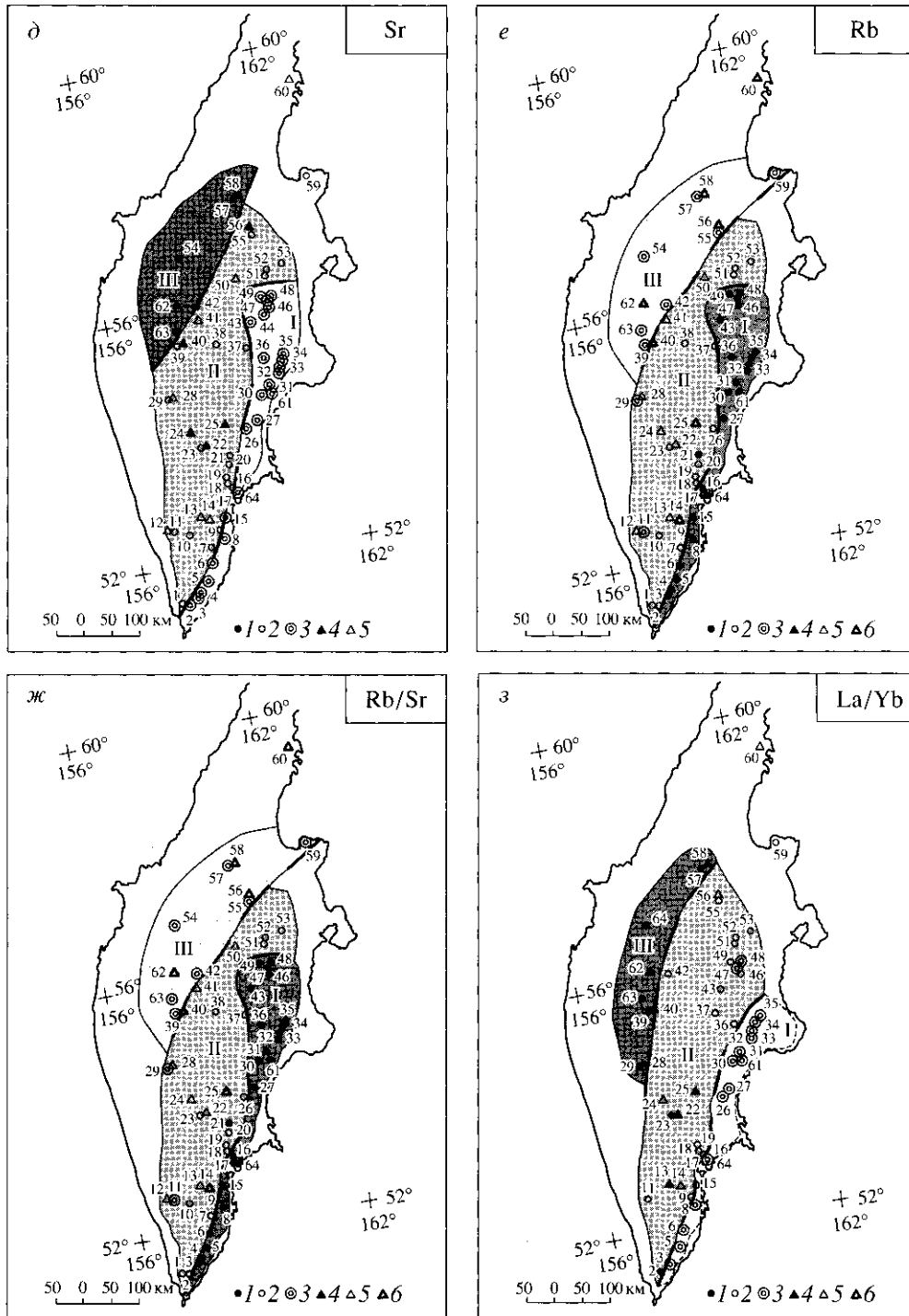


Рис. 4. Продолжение.

ного пояса (практически только на одном Авачинском вулкане).

Дискриминантные диаграммы для U, Th и Rb имеют своеобразный характер с одной разграничительной линией, отделяющей вулканиты фронтальной зоны от проявлений вулканизма остальной части полуострова. Они здесь не приводятся.

**Схемы распространения вулканитов с различными вещественными характеристиками.** С использованием границ, установленных на рис. 3, была проведена соответствующая оценка содержания компонентов для каждого вулканического объекта и проведено их разделение на рассматриваемой территории (рис. 4).

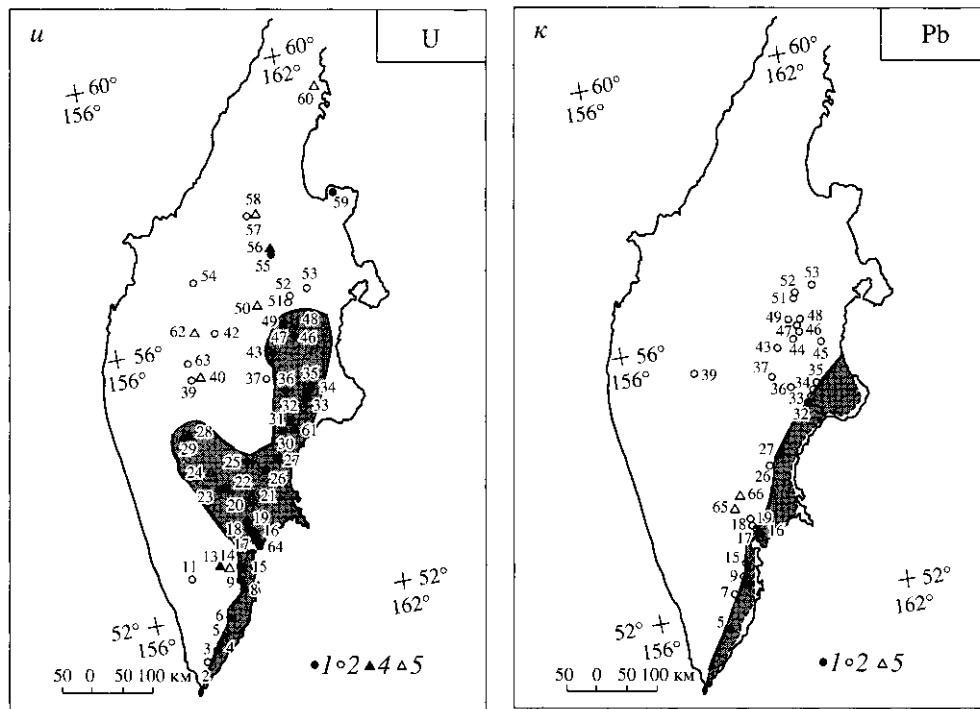


Рис. 4. Окончание.

**Особенности распределения базальтоидов в зависимости от их относительной обогащенности – обедненности по  $\text{SiO}_2$ .** Как видно на рисунке 4а, в пределах Камчатки наблюдается хорошо выраженная поперечная петрохимическая зональность относительного возрастания кремнекислотности пород при движении от тыловой к фронтальной зоне. Границы между зонами проявления вулканитов, отличающихся по содержанию  $\text{SiO}_2$ , представлены двумя субпараллельными линиями северо-восточного простирания. Аномальными по своей низкой кремнеземистости (при повышенной калиевой щелочности) являются проявленияпокровного вулканизма в фундаменте вулкана Бакенинг и субвулканические тела нижней части разреза шапинской свиты по руч. Степанова. Оба типа базальтоидов отличаются также по другим геохимическим характеристикам и были выделены в качестве внутриплитного геохимического типа [14, 25]. Сравнительно низкими содержаниями кремнезема характеризуются базальтоиды шошонитовой серии на вулкане Николка. Это один из немногих примеров проявления шошонитового вулканизма не в тыловой, а в промежуточной зоне островодужной системы. Возможно, это связано с особенностями положения вулкана в пределах интрадуговой рифтовой зоны.

**$\text{TiO}_2$  неоднородность состава вулканитов.** С использованием коррелятивной диаграммы Ti–K была построена схема распространенности различных по титанистости пород в пределах Камчат-

ки (рис. 4б). Здесь также наблюдается достаточно простой тип зональности с двумя субпараллельными граничными линиями северо-восточного простирания. Аномально повышенной титанистостью характеризуются базальтоиды внутриплитного геохимического типа из покровных образований в фундаменте вулкана Бакенинг (табл. 1, № 10), некоторые разности пород вулканов Заварицкого (табл. 1, № 13) и Ичинского (табл. 1, № 25), щелочные базальты Южного прорыва БТТИ (табл. 1, № 22), шошониты вулкана Николка (табл. 1, № 23). Кроме того, повышенные значения  $\text{TiO}_2$  отмечаются в андезито-базальтах вулкана Плоский и в базальтах Начикинского вулкана. Напротив, пониженной титанистостью, не укладывающейся в общую картину поперечной зональности, характеризуются магнезиальные базальты Ключевского вулкана, а также низкокальциевые базальты Орловского вулкана и платобазальты горы Столбовой и горы Половинной, а также андезито-базальты покровов в районе пос. Тымлат.

**К-ая щелочность базальтоидов.** Калий обычно рассматривается как один из наиболее информативных элементов, отражающих процессы, происходящие в субдукционной зоне. Граничные значения при выделении объектов с различными относительными содержаниями этого элемента были получены с использованием графика Ni–K (рис. 3е), а схема распространения вулканитов с различной калиевой щелочностью представлена

на рис. 4в. Выделенные границы в общем совпадают с теми, что мы видим на рис. 4а, 4б. Аномально высокими содержаниями рассматриваемого элемента отличаются шошониты Николки (табл. 1, № 23) и шошонитовые базальты плато по р. Озерная Камчатка, субщелочные базальты БТТИ (табл. 1, № 22), покровные базальты внутриплитного геохимического типа в фундаменте вулкана Бакенинг (табл. 1, № 10) и по руч. Степанова. Повышенными значениями этого элемента характеризуются базальтоиды вулканов Начикинский, Шивелуч (табл. 1, № 14, 15) и Плоский. К низкокалийевым породам относятся базальты Орловского вулкана, близлежащих плато и покровные андезито-базальты Тымлата. В большинстве случаев нарушение зональности по калию прямо отражается и в особенностях распространения пород с различным содержанием титана.

Геохимической историей титана в вулканах, как правило, во многом предопределяется поведение и других высокозарядных элементов, таких как Nb, Ta, Hf. Рассмотрим первый из них.

**Ниобий в Камчатских базальтоидах.** С использованием граничных значений для этого элемента, установленных на рис. 3д, была построена схема распространенности пород с различной обогащенностью или обедненностью ниобием (рис. 4г). На этой схеме, с одной стороны, выделяется поле низкониобиевых проявлений вулканизма, которое в основном совпадает с фронтальной зоной. Граница его вытянута на северо-восток, так же, как и для подобных границ на предыдущих диаграммах. Несколько повышенными концентрациями Nb характеризуются вулканы Гамченского ряда – Комарова, Гамчен и Шмидта. Поэтому они отделены граничной линией от Кроноцкого вулкана. С другой стороны, повышенными концентрациями рассматриваемого элемента отличаются вулканы Срединного хребта – Ичинский (табл. 1, № 24–26) и расположенные вблизи него покровные образования, Белоголовский, лавовые плато Дола Геологов, шошониты вулкана Кетепана, базальтоиды вулкана Теклетунуп и горы Плоской. Они и отделяются второй геохимической границей, которая в общем соответствует таковой на рис. 3а–в. Для вулканических проявлений северной части промежуточной зоны отмечается обширная отрицательная аномалия концентраций Nb как в породах отдельных вулканов: Плоский (Ушковский) (табл. 1, № 19), Ключевской (табл. 1, № 18), Камень (табл. 1, № 20), Шивелуч (табл. 1, № 14, 15), Харчинский (табл. 1, № 17), Заречный (табл. 1, № 16), Орловский, так и для покровных образований (горы Столбовая, Половинная и Крюки). Напротив, повышенными концентрациями Nb характеризуются платобазальты в фундаменте вулкана Бакенинг (табл. 1, № 10) и на руч. Степанова, что является одним из характер-

ных признаков базальтоидов внутриплитного геохимического типа.

**Особенности распределения Sr.** Хорошо известный факт возрастания содержания стронция в базальтоидах при движении от фронтальной к тыловой части островодужной системы иллюстрируется рисунком 4д, основа для построения которого взята с использованием диаграммы рис. 3в. На этом рисунке положение северо-западной границы примерно такое же, как на предыдущих схемах (рис. 4а–г). Однако, вторая граница имеет более сложный характер. В южной части она проходит примерно так же, как на предыдущих схемах: с граничными разделами Мутновский – Горелый и Авачинский – Корякский вулканы (для двух последних см. табл. 1, № 3–6). Однако севернее поле вулканов с пониженными концентрациями стронция расширяется. В низкостронциевую группу попадают вулканы Карымский, Комарова и большая часть вулканов Центральной Камчатской депрессии (табл. 1, № 18–22). Исключение составляют только шошониты вулкана Николка (табл. 1, № 23) и базальтоиды вулканов на севере этой депрессии: Шивелуч (табл. 1, № 14, 15), Харчинский (табл. 1, № 17) и Заречный (табл. 1, № 16) с повышенными концентрациями как стронция, так и калия. Эта особенность для северной группы вулканов уже отмечалась ранее [14].

Аномально повышенными концентрациями Sr характеризуются породы покровных образований в районе вулканов Бакенинг (табл. 1, № 10) и некоторые базальты Ичинского вулкана (табл. 1, № 24–26). Высокими содержаниями этого элемента отличаются также покровные базальты вблизи Орловского вулкана, на руч. Степанова, шошониты р. Озерная Камчатка.

**Rb в базальтоидах Камчатки.** С использованием разделительной диаграммы рис. 3б была построена схема распространенности разных по содержанию рубидия вулканических пород региона (рис. 4е). Характер относительного накопления Rb в породах в общем обратный по сравнению с Sr. Здесь также выделяются две границы. Одна – северо-западная, которая в целом повторяет подобную границу на схемах рис. 4а–д. Юго-восточная граница имеет сложный характер, сходный с наблюдаемой для стронция на схеме рис. 4д. Покровные базальтоиды, как правило, обеднены рубидием.

Сходная картина (рис. 4ж) наблюдается при анализе распределения значений Rb/Sr отношений. Наибольшими величинами этих отношений характеризуются базальтоиды фронтальной зоны с эффективным расширением границы в северной части Центральной Камчатской депрессии и наименьшими – породы тыловой зоны. Не следу-

ет забывать, однако, что с ростом щелочности (и кремнекислотности) пород величина этого отношения увеличивается (особенно заметно это в андезитах Асачи, в дацитах и риодацитах Дикого гребня). Пониженными Rb/Sr отношениями характеризуются базальты покровов в фундаменте вулкана Бакенинг, на р. Озерная Камчатка и руч. Степанова.

**Соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ).** С учетом границ рис. 3з построена схема зональности в распределении базальтоидов Камчатки, отличающихся по соотношению легких и тяжелых РЗЭ (рис. 4з). В целом на этой схеме повторяются границы, выделенные для петрогенных компонентов (рис. 4а, б). Аномально низкие значения рассматриваемых отношений имеют базальты вулканов Ключевской (с некоторым возрастанием при переходе от магнетитовых разностей к глиноземистым) и Камень. Повышенными значениями La/Yb отношений характеризуются покровные базальты Толмачева Дола, фундамента вулкана Бакенинг и руч. Степанова, а также андезиты Нового Бакенинга, некоторых конусов и потоков Старого Бакенинга, риолиты маара на р. Кавыча.

**Радиоактивные элементы U и Th.** Схема распространения вулканических проявлений с различной степенью относительного обогащения граном представлена на рис. 4и. Повышенными содержаниями этого элемента характеризуются вулканы, образующие фронтальный пояс, с двумя поперечными зонами С–С–З простирания. Одна из них протягивается в сторону северной части Центральной Камчатской депрессии, другая – в направлении выходов метаморфических пород Срединного и Ганальского массивов. Северная зона весьма напоминает “залив” в северной части восточной границы на рис. 4д, е, ж. Однако, помимо вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный, которые на этих рисунках не попадают в область “залива”, за пределами зоны (с низкими концентрациями U) остаются вулканы Ключевской (табл. 1, № 18) и Камень (табл. 1, № 20). Повышенными значениями концентраций U отличаются базальты Орловского и Начикинского вулканов, плато гор Столбовая и Половинная, а также Шиковой Тундры и руч. Степанова.

Что касается распределения вулкаников с различными содержаниями Th, то в пределах рассматриваемой территории выделяется одна поперечная аномалия, практически совпадающая с урановой – в направлении выходов массивов метаморфических пород.

Возрастание содержания U и Th в вулканиках с севера на юг, по мере приближения к выступу кристаллических пород Срединного массива и

уменьшение – при дальнейшем движении к югу отмечалось уже ранее [42].

Некоторым обогащением торием также характеризуются базальтоиды вулканов Кизимен, Плоский, Теклетунуп и покровные базальты горы Плоская.

Заканчивая обзор особенностей латеральной зональности в отношении отдельных элементов, коснемся еще свинца. Данных по нему немного, тем не менее, суммируя их на схеме рис. 4к, можно отметить обогащение этим элементом вулкаников фронтальной зоны с выделением одной практически линейной границы.

**Изотопы стронция, неодима и свинца.** В настоящее время по Камчатке имеются определения изотопов стронция по 55, неодима – по 36 и свинца – по 22 вулканическим объектам позднекайнозойского возраста. Данные, полученные автором настоящей статьи, представлены в табл. 2. Пространственная распространенность вулкаников с этими характеристиками имеет разную сложность, поэтому рассмотрим их отдельно для каждого элемента.

**Изотопы стронция в Камчатских базальтоидах.** Данные по изотопии этого элемента для конкретных объектов отображены на рис. 5. В качестве фоновых отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  принят диапазон: 0.70332–0.70338, который соответствует середине размаха известных к настоящему времени значений этого отношения для камчатских вулкаников. Соответственно выделены объекты с породами, имеющими фоновые, более высокие и более низкие значения этих отношений (при большом числе определений для отдельных объектов использовались средние, а при малых – представительные значения). В целом рассматриваемая картина имеет достаточно сложный характер (рис. 5). Во-первых, четко выделяется северная граница, отделяющая тыловую зону с пониженными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В этой зоне только лавовые плато горы Плоской имеют повышенные значения этого отношения. Промежуточная зона в основном характеризуется фоновыми и более высокими значениями Sr-изотопных отношений. Исключение составляет Южно-Камчатский ареал, где фиксируются пониженные, как в тыловой зоне, значения этого отношения. Наиболее высокие характеристики рассматриваемого отношения наблюдаются в породах почти всех вулканов Ключевской группы (табл. 2, № 14, 15, 17, 18, 20), на вулкане Николка (табл. 2, № 23), в базальтах плато и породах вулкана Хангар, тяготеющих к области выхода метаморфид Срединного массива, а также на вулканах: Ааг, Арик и Купол. Наконец, фронтальная зона отличается вновь пониженными значениями отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , хотя и



Таблица 2. Изотопный состав пород различных вулканических зон Камчатки

Компоненты	Фронтальная зона				Промежуточная зона		
	1	2	3	4	5	6	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703340	0.703329	0.703253	0.703295	0.703407	0.703448	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	–	0.513092	0.513111	0.513074	0.513079	0.513070	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.434	18.404	18.438	18.424	18.391	18.390	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.515	15.472	15.529	15.516	15.494	15.512	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.185	38.109	38.187	38.133	38.091	38.079	
Компоненты	Промежуточная зона						
	7	8	9	10	11	12	13
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	–	–	–	–	–	0.70332	–
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	–	–	–	–	–	0.513075	–
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	–
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	–
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	–
Компоненты	Центральная Камчатская депрессия						
	14	15	16	17	18	19	20
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70339	0.70339	0.70335	0.70345	0.70352	0.70338	0.70348
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513119	0.513113	0.513101	0.513097	0.513110	0.513078	0.513117
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	18.36	–	–	18.30	18.24	18.29
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	15.48	–	–	15.49	15.47	15.48
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	37.92	–	–	37.94	37.89	37.88
Компоненты	Центральная Камчатская депрессия			Тыловая зона			
	21	22	23	24	25	26	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70337	0.70338	0.70346	0.70335	0.70336	0.70335	
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.513073	0.513106	0.513094	0.513066	0.513024	0.513052	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	–	–	–	–	–	–	

Примечание. Номера образцов соответствуют данным в табл. 1. Анализы: № 1–6 были проведены в лаборатории Ионизационной Масс. Спектрометрии Калифорнийского университета, а № 14–26 – в Геохимическом институте Геттингенского университета. Изотопные отношения Sr и Nd коррелировались, исходя из значений:  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  и  $^{144}\text{Nd}/^{146}\text{Nd} = 0.7219$  в соответствии со стандартами NBS987 (0.710245) и La Jolla (0.511847). Изотопы свинца коррелировались в соответствии со стандартом NBS981 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.44$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.53$ ). В период исследований ошибка измерений эталонов и повторных образцов составила менее: 0.004% для Sr и Nd и 0.1% для Pb.

здесь имеется несколько вулканов с фоновыми характеристиками.

**Изменение отношений изотопов неодима** в камчатских лавах имеет пестрый характер. Для островодужного типа вулканитов отмечается интервал колебаний значений отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130 - 0.51315$ , который остается постоянным при движении от фронтальной к тыловой зоне рассматриваемого региона, независимо от изменения Sr-изотопных отношений. Вулканиты внутриплитного геохимического типа характеризуются

более низкими значениями отношений изотопов неодима с хорошо выраженной обратной корреляционной зависимостью по отношению к Sr-изотопным характеристикам [15].

**Соотношение изотопов свинца.** Характер распространения вулканитов Камчатки, имеющих различные свинцово-изотопные отношения, показан на рис. 6. В качестве граничного для характеристики отдельных зон выбрано значение отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.95$ . Здесь отмечается лишь одна граница, отделяющая фронтальную

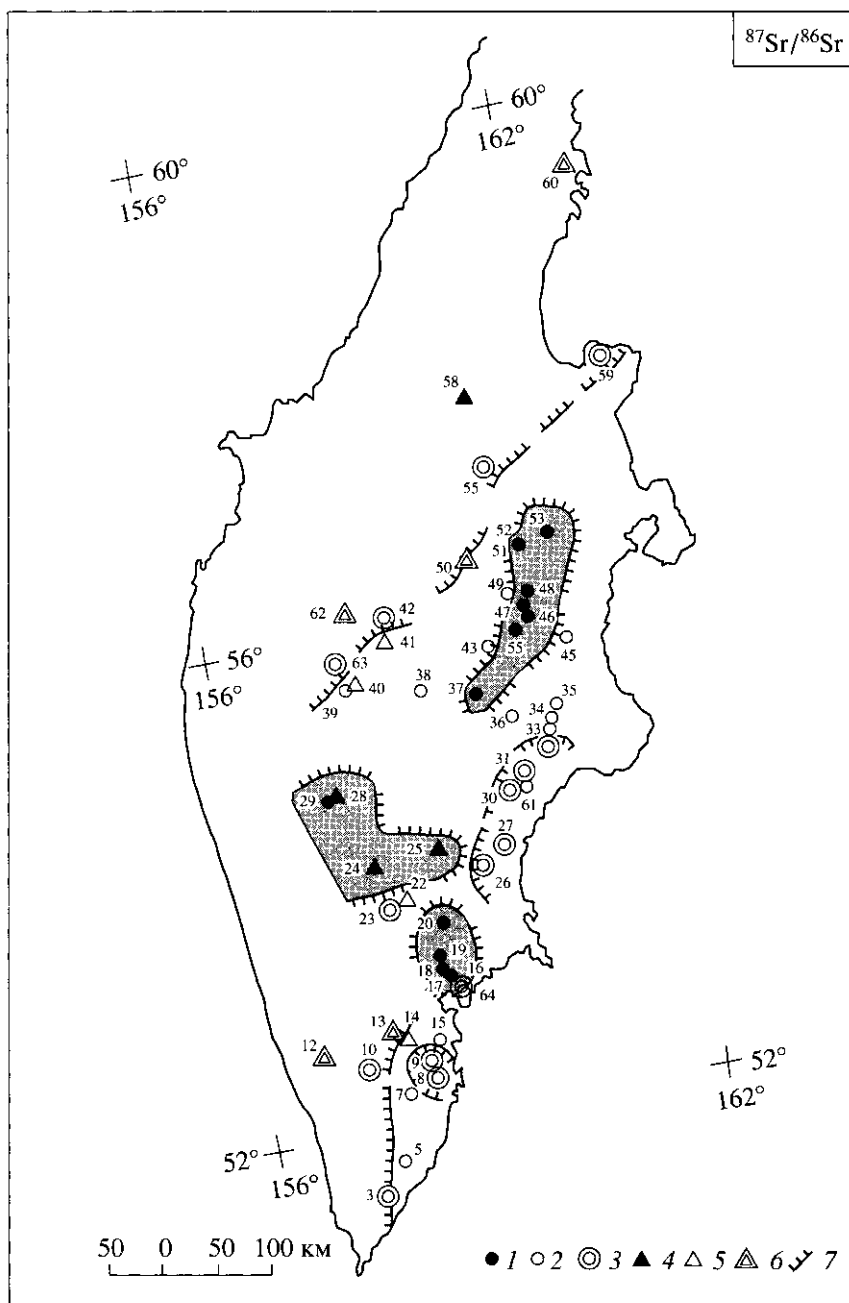


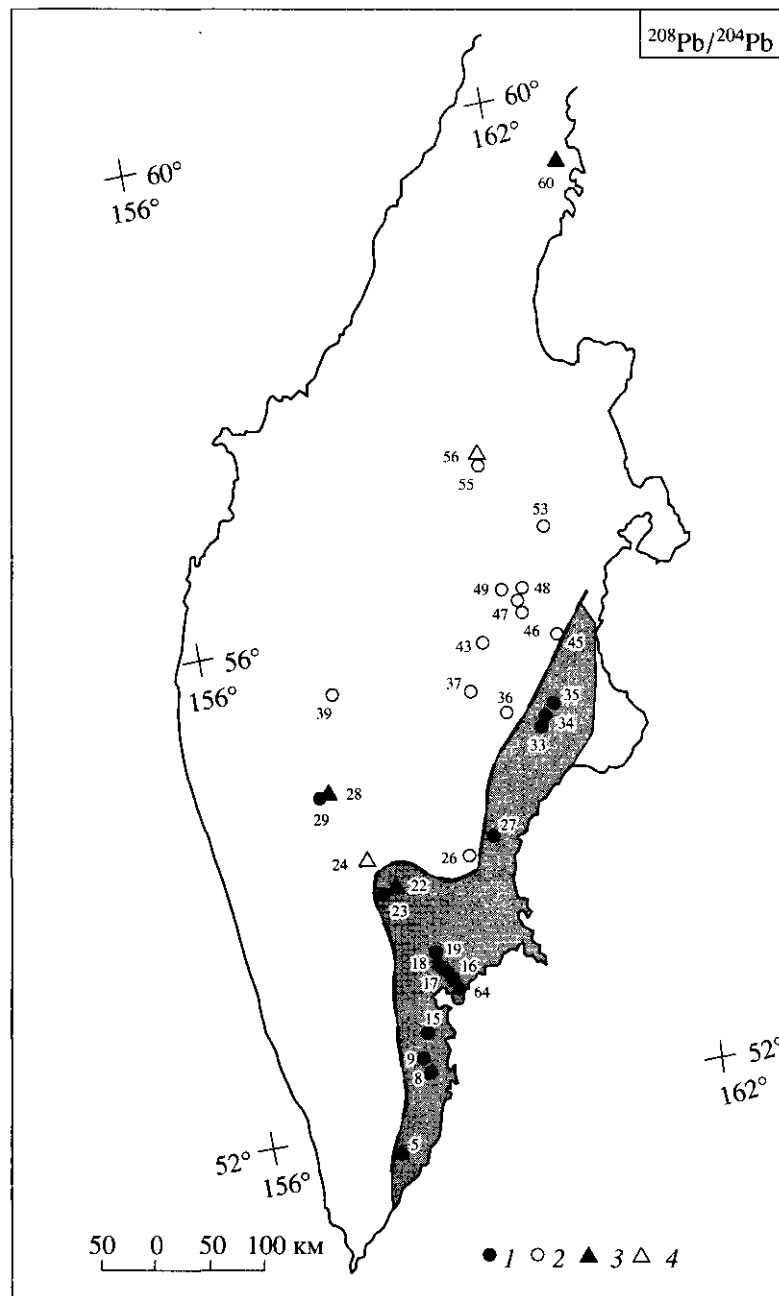
Рис. 5. Схема распространения вулканитов Камчатки, имеющих различные Sr-изотопные характеристики: 1–3 – вулканы с повышенными (1), средними (2) и пониженными (3) отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; 4–6 – то же для вулканитов покровов, отдельных потоков, силлов и даек; 7 – границы участков с различными Sr-изотопными характеристиками (“зубчики” на границе направлены в сторону понижения этих характеристик). Фоновые отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70332\text{--}0.70338$ . Помимо материалов автора, использованы данные [8, 12, 16, 18, 34, 44, 50, 51, 53, 61, 63].

зону с повышенными значениями рассматриваемого отношения. Кроме того, высокие значения отношения  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  фиксируются также в породах вулканов: Корякский, Ааг, Арик, Бакенинг и в базальтах покровов в фундаменте этого вулкана, а также на вулкане Хангар и в породах вулканического плато Голодьк. Здесь наблюдается та же тенденция повышенных значений указанных

отношений на объектах, приближенных к области выхода метаморфид Срединного хребта.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существует большое количество гипотез (обстоятельный обзор их приводится в [1]), которые, с учетом или без учета процессов субдукции, пытаются связать наблюдаемые закономерности



**Рис. 6.** Схема распространения вулканических проявлений Камчатки, отличающихся по свинцово-изотопным характеристикам; 1, 3 – вулканы со значениями  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  более 37.95; 2, 4 – менее 37.95; 1–2 – вулканы. 3–4 – покровы, отдельные потоки, силлы и дайки. Помимо материалов автора, использованы данные [4, 5, 24, 50, 53, 55].

изотопно-геохимической неоднородности состава вулканитов с процессами, происходящими в коре и мантии островных дуг. Принимается, что в составе вулканитов островодужной системы отражается влияние трех источников, связанных с подвигаемой океанической плитой, располагающейся над ней мантийным клином и контаминацией магматических расплавов материалом коры или океанических осадков. Для Камчатки предложена модель образования островодужных магм из мета-

соматически переработанного (габброизированного) мантийного источника [11]. при этом пространственные неоднородности в составе вулканитов связываются с различиями в составе глубинных флюидов и различной степенью переработки ими вещества мантийного клина.

Проведем сопоставление схем распространения вулканических объектов с различными петрохимическими и геохимическими характеристиками

(рис. 4) с той схемой (рис. 2), на которой в плане отражена конфигурация сейсмофокальной зоны.

При таком сопоставлении можно выделить три типа распределения вещественных характеристик проявлений вулканизма с различной рисовкой границ и различным соответствием между петролого-геохимическими и геофизическими материалами.

1. Тип распределения, который характеризуется наличием двух сравнительно простых границ субпараллельного северо-восточного простирания, проявляется на всех петрохимических (рис. 4а–в) и на некоторых геохимических (рис. 4г, з) диаграммах. Он хорошо согласуется с рисовкой границ различных зон проявления вулканизма в обоих ареалах (рис. 1). В районе Ключевской группы вулканов иногда отмечаются локальные максимумы или минимумы (рис. 4в, з). Тот эффектный изгиб медиан, который хорошо выражен на рис. 2 для глубин от 51 до 200 км, не проявлен в рисовке восточной петрогеохимической границы.

2. Этот тип распределения характеризуется наличием двух геохимических границ: для Sr (рис. 4д), Rb (рис. 4е), а также Rb/Sr-го отношения (рис. 4ж). При этом, северо-западная граница в общем является такой же, как и в 1-ом типе распределения. Однако, восточная граница своим причудливым изгибом в северной части хорошо согласуется с тем разворотом (“залювом”), который наблюдается для медиан на глубинах от 51 до 200 км (рис. 2).

3. Тип распределения, для которого отмечается лишь одна граница, отделяющая восточную вулканическую зону (рис. 4и, к). Для свинца (рис. 4к) наблюдается сравнительно простая картина, сходная с таковой для восточной границы первого типа. Для урана (рис. 4и) сходство прослеживается с характером рисовки восточной границы второго типа распределения с наличием осложняющего выступа в сторону выходов Срединного и Ганальского массивов метаморфических пород.

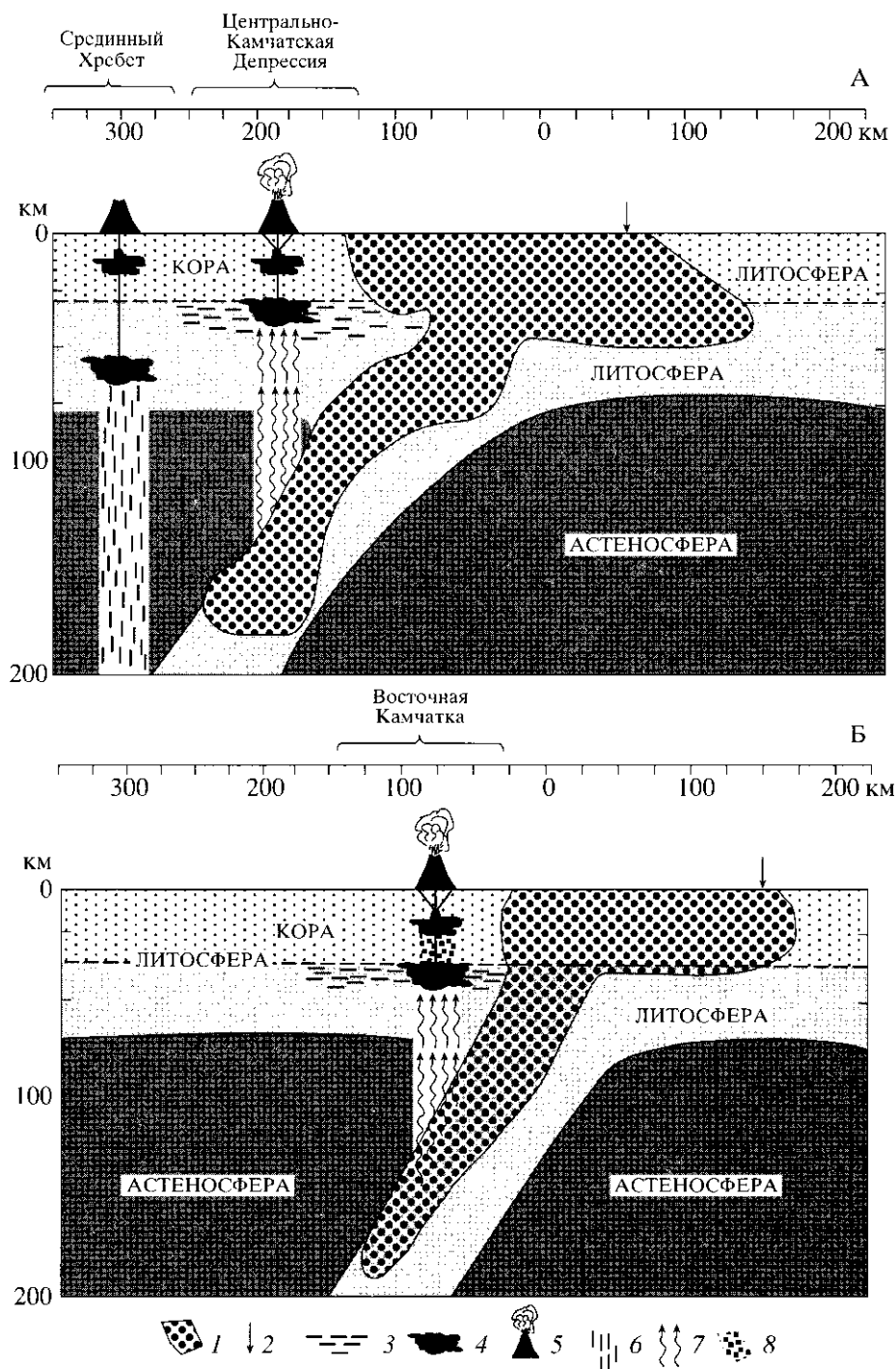
Дисконформность границ свидетельствует о том, что все компоненты 1-го типа, так же, как и свинец 3-го типа распределения никакого отношения к процессам, происходящим в сейсмофокальной зоне, не имеют. Можно было бы предполагать наличие связей между составом продуктов вулканизма тыловой области и сейсмофокальной зоной на глубинах более 200 км, однако глубже этого уровня число камчатских землетрясений резко уменьшается, что не позволяет с достоверностью судить о характере геометрии этой зоны на таких глубинах. Кроме того, фациальный анализ ультраосновных ксенолитов, ассоциирующих с различными типами базальтоидов Камчатки, так же, как и ранней (интрателлурической) кристаллической фазы вулканических пород, позволяет оценить для них гораздо меньшую глубину выплавки родоначальных магматических распла-

вов [26, 27]. Существование области первичного магнообразования для островодужного типа вулкаников предполагается в условиях оливин-плагиоклазового равновесия, что, согласно экспериментальным данным [45], оценивается глубинами около 30–40 км. Несколько большей глубиной, около 50–60 км, на уровне шпинель-лещитового равновесия, характеризуется диапазон формирования первичных магм для базальтоидов внутриплитного геохимического типа, который преобладает в тыловой зоне Камчатской островодужной системы.

В отношении компонентов 2-го типа, так же, как и для урана 3-го типа распределения, восточная граница напоминает рисовку медиан для глубин от 51 до 200 км с характерным изгибом в районе Ключевской группы вулканов. Если учесть, что большинство вулканов восточного фронта проектируется в границах сейсмофокальной зоны на глубинах от 125 до 175 км (рис. 7), можно предположить наличие прямых связей между степенью накопления в базальтоидах этого фронта “избыточного” Rb, U и Th, уменьшения относительных содержаний Sr, возрастания Rb/Sr отношений и положением сейсмофокальной зоны.

Не случайным является разделение петрогенных и микрокомпонентов по типам распределения. К 1-му типу, помимо магматогенных петрогенных, относятся те микрокомпоненты (Nb, Ta), которые, согласно экспериментальным данным [60], плохо растворяются в водном флюиде. По данным тех же экспериментов, РЗЭ также менее подвижны во флюиде, чем Sr. Низкая растворимость РЗЭ в водных флюидах была продемонстрирована, например, при изучении высокотемпературных растворов одного из гидротермальных полей восточной части Тихого океана [57]. Этому типу распределения соответствуют те составляющие вулканической породы, которые переносятся, в основном, магматическими расплавами. Во 2-ом и 3-ем типах распределений участвуют компоненты (Rb, Sr, U, Th, Pb), которые легко переносятся водными флюидами. Именно в отношении этих компонентов можно предполагать участие процессов дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Не случайным является также появление положительной аномалии для К (рис. 4в) и отрицательной для Nb (рис. 4з) в районе Ключевской группы вулканов. Локальное обогащение вулкаников этого района калием либо “разубоживание” в отношении Nb, видимо, также вызвано участием флюидов субдукционного происхождения.

Исключение составляет только свинец. Хотя этот элемент и является легко растворимым в водных флюидах компонентом, дисконформность его границы свидетельствует о том, что эти флюиды не связаны с процессами дегидратации океанической плиты, а имеют самостоятельный источник.



**Рис. 7.** Предполагаемое положение магматических очагов, областей флюидного питания и геофизических аномалий по профилям в районе Ключевской (А) и Авачинско-Корякской (Б) групп вулканов: 1 – сейсмофокальная зона; 2 – положение оси глубоководного желоба; 3 – коро-мантийная переходная область и граница кора-мантия; 4 – магматические очаги; 5 – вулканы; 6–8 – флюидные потоки: астеносферные (6), субдукционные (7), малоглубинные коро-мантийные (8). Использованы материалы [46]. Линии профилей см. на рис. 2.

Общая картина Sr-изотопной зональности (рис. 5) состоит в том, что мы сначала наблюдаем уменьшение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений вблизи вулканического фронта, затем их возрастание в промежуточной зоне, а потом новое уменьшение в тыло-

вой части Камчатского региона. Интересно, что точно такой же характер поперечной Sr-изотопной зональности наблюдается в северо-восточной части о. Хоккайдо (Япония) на продолжении Курильской островной дуги [52]. Картина изме-

нения изотопных отношений Sr интерпретируется японскими учеными, исходя из двухступенчатой модели распада гидроксилсодержащих фаз в зоне мантийного клина: амфибола ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703357 - 0.703568$ ) на меньших глубинах, во фронтальной части, и флогопита ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704174 - 0.704332$ ) – на больших глубинах, в промежуточной зоне. В тыловой части плавление, по мнению этих исследователей, осуществляется на большей глубине из самостоятельного источника. Сходное объяснение причин проявления изотопно-геохимической зональности при изучении трех вулканических зон Камчатки (правда, на ограниченном аналитическом материале) было предложено также японскими учеными [61]. По данным этих исследователей, генерация исходных расплавов для вулканических фронтальной зоны происходила в мантийном клине при добавлении флюидной фазы, связанной с распадом амфибола и хлорита, на глубине около 108 км, а для промежуточной зоны – при наличии флюидной добавки за счет плавления флогопита на глубине около 173 км. Что касается тыловой зоны, то здесь предполагается плавление содержащих калиевый амфибол мантийных перидотитов на глубинах свыше 300 км, но в условиях необычайно высоких температур.

Попробуем провести интерпретацию наблюдаемой картины Sr-изотопной зональности Камчатки (рис. 5), используя тот же прием сопоставления геохимических, геологических и геофизических границ. Во-первых, картина несколько усложняется из-за наличия повышенной Sr-изотопной аномалии в районе выходов метаморфических пород Срединного массива. Эта аномалия подтверждается относительно высокими содержаниями U (рис. 4и) и Th для вулканических рассматриваемого района. Такие особенности позволяют объяснять указанную аномалию процессами контаминации магматических расплавов коровым материалом. Далее, исключив эту аномалию как явно локальную и наложенную, картину пространственного изменения Sr-изотопных отношений можно представить как результат совмещенных 2-го и 3-го типов распределения веществных характеристик вулканических. Действительно, по характеру северной границы, наличию участков с высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в районе Ключевской группы вулканов, на вулканах Авачинском, Корякском, Ааг, Арик и Купол, а также слегка повышенными – на некоторых объектах фронтальной зоны Южно-Камчатского ареала – картина эта весьма напоминает схему распространения базальтоидов с различными Rb/Sr отношениями (рис. 4ж). Известно, что между  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и Rb/Sr отношениями существует прямая корреляционная зависимость. Далее, локальную область пониженных Sr-изотопных отношений фронтальной зоны можно сопоставить с

такой же локальной областью высоких относительных содержаний свинца (рис. 4к) 3-го типа распределения и соответственно повышенных Pb-изотопных отношений (рис. 6). Следовательно, особенности Sr-изотопных отношений в породах промежуточной и фронтальной зоны определяются в основном влиянием двух факторов: величиной этих отношений во флюидах, отделяющихся при дегидратации поддвигающейся океанической плиты и некоего флюидного источника, локально проявляющегося во фронтальной зоне. Характерной изотопно-геохимической особенностью островодужных вулканических Камчатки, как и некоторых других островодужных систем, является отсутствие так называемой мантийной последовательности (“мантийного тренда”), то есть проявления обратной корреляционной зависимости в соотношениях:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [26]. Для камчатских островодужных вулканических отмечаются широкие вариации изотопных отношений стронция при относительно высоких (как в базальтах срединно-океанических хребтов), но мало меняющихся отношениях изотопов неодима. Эту особенность необходимо учитывать при петрологических построениях. Как показали результаты изучения океанической коры по скважинам глубоководного бурения 417 и 418 [59], именно такое соотношение изотопов Sr и Nd наблюдается для измененных базальтоидов тихоокеанского срединно-океанического типа. Эта особенность была использована А.Б. Керстингом и Р.Дж. Аркулусом [55] при интерпретации изотопно-геохимических материалов Камчатки. Изучая особенности вещественного состава базальтов Ключевского вулкана, эти исследователи пришли к выводу о том, что генезис лав этого вулкана (и магм Камчатской островной дуги!) связан с перидотитовым мантийным источником, испытавшим флюидную проработку. Состав флюидов при этом существенно контролировался дегидратацией измененной океанической коры и характеризовался повышенной радиогенностью Sr-изотопных составов и Pb-изотопными характеристиками, сходными с таковыми для базальтов срединно-океанических хребтов. Следовательно, флюидная добавка за счет дегидратации поддвигаемой плиты, имеющей состав измененных океанических базальтов, вполне может обеспечить наличие тех положительных аномалий, которые наблюдаются для вулканических промежуточной зоны.

Граница понижающихся Sr-изотопных отношений, отделяющая вулканические северо-западной части полуострова, хорошо согласуется с таковой для Rb/Sr-отношений (рис. 4ж). Здесь преимущественным распространением пользуются вулканические внутриплитного геохимического типа, для которых уже начинает проявляться обратная корреляционная зависимость  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Это свидетельствует о том, что их изотопные характери-

ки, вероятно, связаны с самостоятельным, но уже магматическим источником.

Область пониженных  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений в юго-восточной части региона в общих чертах совпадает с аномалией Рb-изотопных отношений (рис. 6). Выявленная для Камчатки свинцово-изотопная зональность хорошо согласуется с особенностями изменения концентраций этого элемента в вулканитах (рис. 4к). Повышенные Рb-изотопные отношения во фронтальной зоне проявления вулканизма характерны и для северо-восточной Японии [58]. Наблюдаемые здесь вариации изотопного и редкоэлементного состава японские ученые объясняют сочетанием двух источников: мантийного (сходного с таковым для базальтов срединно-океанических хребтов) и субдукционного, представляющего собой смесь океанических осадков и “флюидной нагрузки”, за счет дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Роль второго источника уменьшается с возрастанием глубины до сейсмофокальной зоны. Для Камчатки источник повышенных Рb-изотопных отношений (наряду с пониженными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) так же, как и повышенных концентраций Рb в породах фронтальной зоны непосредственно не связан с сейсмофокальной зоной. Можно предположить его существование на сравнительно малых глубинах от 26 до 50 км, т.е. в том интервале, где не сказывается еще аномальное поведение сейсмофокальной зоны (рис. 2). Возможной причиной появления этого флюидного источника может быть распад амфибола, но не в мантийном клине, а при высокотемпературной переработке меланократового фундамента, располагающегося в переходной от коры к мантии зоне. Детальный анализ особенностей распределения различных типов включений в вулканитах Камчатки [26, 37] показал, что ксенолиты амфиболитов и амфиболсодержащих кристаллических сланцев довольно редки в связи с вулканитами фронтальной зоны, но обильны в связи с вулканическими проявлениями Ключевской группы вулканов.

С учетом высказанных соображений, была составлена модельная схема расположения магматических очагов, а также источников флюидного питания в поперечных разрезах для северного и южного блоков рассматриваемого региона (рис. 7). Как видно на схеме, положение первичных магматических очагов не зависит от особенностей геометрии сейсмофокальной зоны. Для вулканов фронтальной зоны и района Центральной Камчатской депрессии они располагаются в пределах сейсмической переходной зоны от коры к мантии, а для тыловой – несколько глубже, возможно в самых верхах мантии. Этим, собственно, и определяется отмечаемая поперечная “магматическая” петрогеохимическая зональность вулканитов. Действительно, признаки вулканитов внутриплитного геохимического типа постепенно

возникают и все более нарастают при переходе от фронтальной к тыловой зоне проявления вулканизма. На примере относительной кремнекислотности пород, содержания Nb, La/Yb-отношений это хорошо видно при рассмотрении рисунков: 3а, д, г. Область глубинного флюидного питания (привнос Rb, U, Th, возрастание Rb/Sr- и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений) для вулканов фронтальной зоны и Ключевской группы прямо связана с положением сейсмофокальной зоны и определяется степенью дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Источники малоглубинных флюидных потоков (привнос Pb, высокие  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - и низкие “амфиболовые”  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения) располагаются в переходной сейсмической зоне и, видимо, напрямую не связаны с процессами дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Смещение фронтальной вулканической зоны в глубь полуострова в районе Ключевской группы вулканов конформно по отношению к рисовке проекций медиан сейсмофокальной зоны (рис. 2). Это обстоятельство свидетельствует о том, что пространственная организация флюидно-магматической системы, в первую очередь, определяется ее флюидной составляющей. Потоки глубинных флюидов, отделяющихся при дегидратации поддвигаемой океанической плиты, определяют положение магматических очагов и той вулканической зоны, которая им соответствует. По всей вероятности, положение магматических очагов, так же, как и соответствующих им вулканических центров тыловой зоны в свое время также задавалось наличием флюиднопроницаемых зон, как это схематично показано на рис. 7. Неясной при этом остается роль так называемых мантийных диапиров, несущих разуплотненное и разогретое вещество мантии. Одни исследователи [47] для всей переходной зоны между Тихим океаном и Азиатским континентом в районе Курило-Камчатской островодужной системы предполагают существование единого крупного диапира, динамикой движения которого во многом определяются особенности эволюции магматизма рассматриваемой системы. Другие исследователи [11] отмечают наличие мантийных плюмов (“маленьких диапиров”) под каждой вулканической зоной или вулканическим центром и с их плавлением связывают появление большинства очагов вулканов. Этот вопрос, по-видимому, остается открытым для дальнейших исследований.

**Выводы.** 1. Дифференцированное рассмотрение отдельных компонентов вулканических пород существенно уточняет картину латеральной зональности проявления вулканизма в островодужной системе. Показано, что при переходе от фронтальной к тыловой зоне наблюдается не только возрастание калиевой щелочности вулканитов и увеличение содержания коррелятивно связанных с ней компонентов, уменьшается крем-

некислотность пород; независимо от содержания калия в породах, возрастает концентрация титана и ряда микрокомпонентов (Sr, Nb, Ta), увеличивается La/Yb-отношение. Одновременно отмечается уменьшение относительного содержания Rb, U, Th, Pb. Состав островодужных базальтоидов (как по макро-, так и по микрокомпонентам) приближается к составу пород внутриплитного типа. Последовательно возрастает глубина локализации первичных магматических очагов с параллельным ослаблением (вплоть до исчезновения) флюидного субдукционного фактора. В этом, вероятно, и заключается главная причина наблюдаемой поперечной зональности изменения состава вулканитов в островодужной системе.

2. Впервые для Камчатки выявлен "японский" тип Sr-изотопной зональности, установлено зональное распределение Rb-изотопных характеристик, которое также наблюдается в Японии. Зональность эта связана с проявлением различных геохимических источников: магматического для тыловой зоны, глубинного флюидного (дегидратация измененной океанической коры) для промежуточной зоны и малоглубинного флюидного для фронтальной зоны. Аномальное повышение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -отношений для вулканитов, расположенных в районе выходов Срединного массива метаморфических пород, наряду с высокими содержаниями в них U и Pb, являются доказательством проявившихся здесь процессов контаминации расплавов коровым салическим материалом.

3. Сравнение выделенных петрохимических и изотопно-геохимических границ с особенностями геометрии сейсмофокальной зоны выявило наличие трех типов вещественной неоднородности вулканитов, характеризующихся разной конформностью и различием предполагаемых источников питания. Степень накопления в породах всех петрогенных и большинства редких элементов (мало растворимых во флюидной фазе) не связана с процессами, происходящими в сейсмофокальной зоне. Поведение Rb, Sr, K, U, а также характер первичных Sr-изотопных отношений в базальтоидах островодужного типа определяются в основном динамикой флюидной фазы, которая отделяется при дегидратации поддвигаемой океанической плиты. Локальное обогащение вулканитов фронтальной зоны Pb, также, как и возрастание здесь Pb- и уменьшение Sr-изотопных отношений вызвано проявлением малоглубинного флюидного источника, не имеющего прямого отношения к сейсмофокальной зоне.

4. Переходная сейсмическая коро-мантийная зона является областью повышенной магматической активности. Здесь, вероятно, располагается большинство первичных магматических очагов, а также источники генерации малоглубинных флюидов, ус-

ложняющих картину вещественной неоднородности вулканитов фронтальной зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-04103) и международного фонда INTAS (№ 94-3129).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов И.И., Грузе В.В., Клушин И.Г. и др.* Современные идеи теоретической геологии. М.: Недра, 1984. 326 с.
2. *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.
3. *Балеста С.Г.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
4. *Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А.* Свинцово-изотопное изучение базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения. 1975–1976 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 77–84.
5. *Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Максимов А.Б. и др.* Исследование изотопного состава свинца андезитов вулкана Безымянного (Камчатка) // Геохимия. 1983. № 2. С. 163–171.
6. *Биндеман И.Н.* Петрология вулкана Дикий гребень (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 33–35.
7. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976 / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. 635 с.
8. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора – мантия. М.: Наука, 1986. С. 78–103.
9. *Вольнец О.Н.* О неоднородности состава коры и верхней мантии в пределах Курило-Камчатской магматической провинции // Вопросы петрохимии. Ленинград. 1969. С. 254–255.
10. *Вольнец О.Н.* Вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1981. № 2. С. 26–35.
11. *Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... доктор. степени. М.: 1993. 67 с.
12. *Вольнец О.Н., Пополитов Э.И.* Геохимия четвертичных вулканических пород Камчатки (типы серий, распространение, генезис) // Вулканические пояса Камчатки. Петропавловск-Камчатский: 1979. С. 17–18.



13. *Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С.* Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685–688.
14. *Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М.* Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюлл. вулканол. станций. 1976. № 52. С. 116–126.
15. *Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М.* Изотопный состав позднеэоценовых К–Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки. Отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
16. *Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В. и др.* Первые данные об изотопном составе неодима в позднекайнозойских К–Na – щелочных базальтах Камчатки // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 2. С. 239–241.
17. *Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М.* Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.
18. *Вольнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И., Ягодзински Дж.М. и др.* Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских К–Na – щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа. Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 207–213.
19. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14–27.
20. Действующие вулканы Камчатки / Под ред. Федотова С.А., Масуренкова Ю.П. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 106–153. Т. 2. 300 с.
21. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки / Под ред. Масуренкова Ю.П. М.: Наука, 1980. 171 с.
22. *Ермаков В.А., Милановский Е.Г., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Геология. 1974. № 3. С. 3–20.
23. *Ермаков В.А., Вольнец О.Н., Колосков А.В. и др.* Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 190–205.
24. *Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов (на примере Ключевской группы вулканов) / Под ред. Дмитриева Л.В. М.: Наука, 1986. 158 с.
25. *Колосков А.В.* Петролого-генетические корреляции ультраосновных включений и вмещающих вулканических пород зоны перехода Тихий океан – Азиатский континент: Автореф. дис. ... доктор. степени. Владивосток, 1988. 67 с.
26. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиды как саморегулирующаяся геологическая система / Под ред. Авдейко Г.П., Селиверстова В.А. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
27. *Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П., Федоров П.И.* Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканических островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 485–502.
28. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179–197.
29. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 11–16.
30. *Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А.* Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 72–83.
31. *Масуренков Ю.П., Иванов Б.В.* Петрологическая неоднородность области магмообразования Ключевской группы вулканов // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток: 1976. С. 61–77.
32. *Набоко С.И.* Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 325–333.
33. *Огородов Н.В., Вольнец О.Н., Колосков А.В., Пополитов Э.И.* Дикий гребень // Бюлл. вулканол. станций. 1978. № 54. С. 75–88.
34. *Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др.* Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614–635.
35. Очерки тектонического развития Камчатки / Под ред. Белоусова В.В. М.: Наука, 1987. 248 с.
36. *Пампура В.Д., Вольнец О.Н., Пополитов Э.И.* Геохимические особенности четвертичных вулканических пород // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С. 66–76.
37. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 336 с.
38. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Эрлих Э.Н. М.: Наука, 1966. 290 с.
39. *Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Г.У.* Соотношение состав – глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57–67.
40. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса / Под ред. Таусона Л.В. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.

41. Пополитов Э.И., Вольнец О.Н., Селиванова Г.И. Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. С. 92–97.
42. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Дучков А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка / Под ред. Митропольского А.С., Гавшина В.М. Новосибирск: Наука, 1977. 125 с.
43. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Патока М.Т. Геохимия продуктов извержения вулканов Ичинский и Хангар (Камчатка) в связи с проблемой кислой магмы // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 11–22.
44. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 390. Новосибирск: Наука, 1990. 258 с.
45. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
46. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 91–107.
47. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 259 с.
48. Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1200–1203.
49. Цветков А.А., Вольнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 123–151.
50. Castelana B. Geology, chemostratigraphy and Petrogenesis of the Avanchinsky volcano, Kamchatka, Russia. 1998. Phd. № 981805050.
51. Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka / Russia // Earth. Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 69–86.
52. Iekeda Y., Katsui Y., Kurasawa H. Origin of lateral variation in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of quaternary volcanic rocks from the Kurile arc in Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1987. V. 22. № 2. P. 325–335.
53. Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 3. P. 577–600.
54. Kersting A.V., Arculus Q.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharged tapped and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high- $\text{Al}_2\text{O}_3$  from high-MgO basalt // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1–41.
55. Kersting A.V., Arculus Q.J. Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 133–148.
56. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.
57. Michard A., Albarede E., Michard G., Minster J.F., Charlon I.L. Rare earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (130N) // Nature. 1983. V. 303. P. 795–797.
58. Shibata T., Nakamura E. Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic volcanic rocks in northeastern Japan: Implications for interaction between subducted ocean slab and mantle wedge // J. Geoph. Res. 1997. V. 102. NB4. P. 8051–8064.
59. Staudigel H., Davies G.R., Hart S.R. et al. Large-scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust – DSDP/ODP sites-417/418 // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. V. 130. (1–4). P. 169–185.
60. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1986. V. 29. P. 293–309.
61. Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S. Formation of third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1995. V. 120. P. 117–128.
62. Turner S., Mc Dermott F., Hawkesworth C., Kepezhinskas P.A. U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutians: constraints on source compositions and melting processes // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 217–234.
63. Volynets O.N., Ponomareva V.V., Braitseva O.A. et al. Holocene eruptive history of Ksudach volcanic massif, South Kamchatka: evolution of large magmatic chamber // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 91. P. 23–42.
64. Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V. et al. Magnesian andesites and subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip volcano, Far Western Aleutians // J. Petrology. 1994. V. 35. P. 163–204.
65. Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. The adakite geochemical component and the torn Pacific plate beneath the Western Aleutians and Kamchatka // Abstract, 2000 Western Pacific Geophysics Meeting. Tokyo, Japan. EOS, Transactions, American Geophysical Union. V. 81. № 22.