

**АДАКИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ И ЕГО
ПРОБЛЕМАТИКА. ЧАСТЬ 1. АДАКИТЫ ВЕРХОВЬЕВ Р. ВАЛОВАЯМ – НОВЫЕ
ВОЗРАСТНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ**

А.В. Колосков¹, Д.В. Коваленко², В.В. Ананьев¹

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, б-р Пуйна 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006;
e-mail: kolosav@kscnet.ru

²ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный
пер. 35, г. Москва, 111901; e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 20 марта 2017 г.

Представлены новые возрастные и петролого-геохимические материалы по составу пород р-на р. Валоваям (Камчатский перешеек) и некоторых районов Срединного хребта Камчатки (Орловский вулкан, г. Половинная, г. Столбовая, г. Матера). Анализ полученных материалов свидетельствует, что пространственное и временное сочетание проявлений внутриплитного и островодужного вулканизма в р-не Валоваям не является случайным, а может быть следствием плавления одного и того же источника с участием мантийного диапира. Привлечение данных по составу мантийных ксенолитов и следов их плавления в виде остаточных стекол позволило связать в единый процесс образование пород с различными сериальными признаками. Предложена двустадийная модель петрогенезиса: образование «черных пироксенитов» как результат плавления мантийных лерцолитов и возникновение всего комплекса пород как следствие плавления тех же лерцолитов и новообразованных пироксенитов. Совместное рассмотрение близких по возрасту пород р-на Валоваям и Срединного хребта позволило выявить два типа адакитов: высококремнеземистых в первом регионе и низкокремнеземистых во втором. Появление адакитов первого типа связывается с фракционированием, плавлением и распадом амфибола, второго типа – с фракционированием и плавлением пироксена.

Ключевые слова: адакитовый вулканизм, петрология, моделирование, амфиболы, фракционирование, плавление, распад, Камчатский перешеек, Срединный хребет.

ВВЕДЕНИЕ

Адакиты – это андезиты островодужного известково-щелочного типа, которые имеют специфические петролого-геохимические особенности: $MgO \leq 3$ мас. %, $SiO_2 \geq 56$ мас. %, $Al_2O_3 \geq 15$ мас. %, $La/Yb \geq 20$, $Sr/Y \geq 40$ и/или низкий $Y \leq 18$ ppm [41 и цитируемая литература]. Для большинства адакитов характерна повышенная магнезиальность и высокие концентрации Ni и Cr [44]. Породы, частично имеющие эти характеристики, называются адакитоподобными. Интерес к адакитовой проблеме значительно возрос за последние годы в связи с тем, что эти породы в определенной степени являются тектоно-магматическими индикаторами. Адакиты, магнезиальные андезиты обычно рассматриваются как возможные петролого-геохимические показатели процессов плавления молодой (< 25 млн лет) или более древней, но

подвергшейся деструкции и астеносферному влиянию субдуцируемой океанической плиты [28, 54]. Практический интерес состоит еще и в том, что с этим типом пород ассоциирует определенный тип эпитермальных Cu или Cu-Au-Mo месторождений [41 и цитируемая литература]. Существуют, однако, работы, в которых образование адакитов рассматривается вне связи с моделью субдукционного плавления. Характерные признаки пород этого типа могут быть связаны с процессами фракционной кристаллизации и ассимиляции либо явиться следствием парциального плавления материала нижней коры в поле стабильности клинопироксена, амфибола или граната [22–25, 27, 43 и др.]. Кроме того, пространственное и временное сочетание адакитов и пород с повышенным содержанием Nb (Nb-адакиты) – внутриплитного типа – ставит проблему возможного участия плюм-астеносферного

источника в образовании адакитов. Все это позволяет вновь вернуться к обозначенной проблеме и рассмотреть ее в более широком плане для всего дальневосточного региона.

Работа состоит из двух частей.

В первой части мы подробно рассмотрим один из районов проявления адакитового вулканизма – в верховьях р. Валоваям (рис. 1), где породы этого типа впервые были обнаружены в пределах Камчатско-Корякского региона [34, 36, 38]. Во второй части будет существенно расширена география распространенности адакитов и адакитоподобных пород в пределах Охотоморского, Камчатского и Берингоморского регионов, проведена их типизация, представлена петрологическая модель образования.

Проявления миоцен-раннеплиоценового вулканизма в районе р. Валоваям неоднократно привлекали к себе внимание исследователей [4, 7, 9, 10, 34, 38]. Это было связано с обнаружением здесь потоков, конусов и даек базанитов внутриплитного геохимического типа (в островодужной системе!).

В ходе полевых работ 1986 г. А.В. Колосковым и Г.Б. Флеровым была составлена подробная геологическая карта района с выделением пород островодужного и внутриплитного геохимических типов (рис. 1). В одном из конусов в лейцитовых базанитах и в нескольких дайках щелочных базальтов были обнаружены многочисленные ксенолиты. В наборе включений резко преобладает группа «зеленых» ксенолитов: лерцолитов, пироксеновых оливинитов, верлитов, клинопироксенитов. Но встречались также и «черные пироксениты», в одном из образцов которых был обнаружен пироповый гранат [7]. Для ксенолитов весьма характерным является присутствие секущих прожилков или менее индивидуализированных зон вторичного плавления и перекристаллизации. В одном из образцов шпинелевого пироксенита были обнаружены [37] расплавные включения и прожилки, сходные по составу с адакитами. Несколько ранее [34] были опубликованы данные о химическом и редкоэлементном составе лав района р. Валоваям. Эти материалы показали, что среди вулканитов остро-

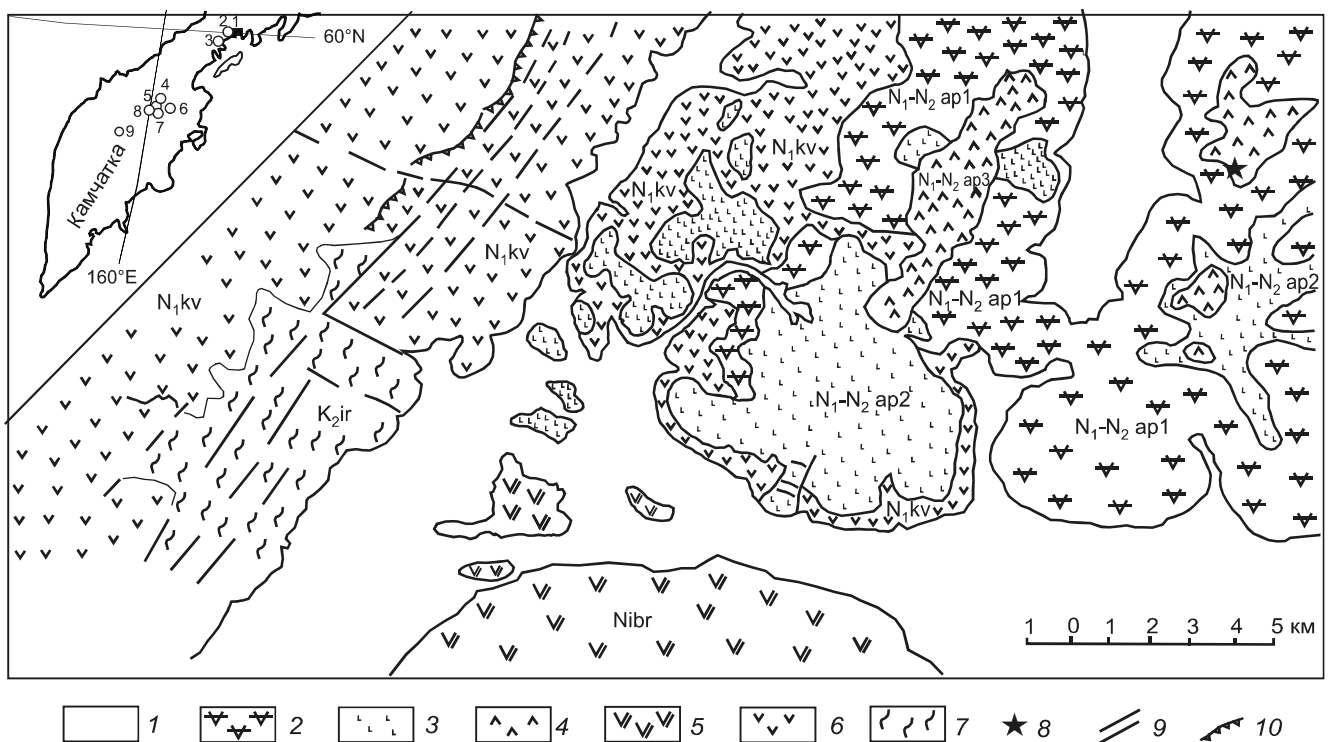


Рис. 1. Геологическая карта района р. Валоваям.

1 – четвертичные, преимущественно аллювиальные и пролювиальные отложения; 2–4 – вулканические образования апукской свиты позднемиоценового–плиоценового возраста, толщи: порфировых P_x-P_l и P_l андезибазальтов и андезитов (2), субафировых пород базальт-андезитового состава (3), порфировых P_x-H_b-P_l пород базальт-андезитового состава (4); 5 – порфировые существенно P_l андезибазальты березовской свиты миоценового возраста; 6 – порфировые P_x-P_l вулканиты и вулканогенно-осадочные образования кавранской серии миоценового возраста; 7 – кремнисто-вулканогенные породы ирунейской серии позднемелового возраста; 8 – шлаковый конус субафировых базанитов с ксенолитами; 9 – тектонические нарушения; 10 – крутые обрывы склонов. На врезке: 1 – район исследований, верховья р. Валоваям, 2 – р. Белая; 3 – поселок Тымлат; 4 – верховья р. Озерной; 5 – г. Половинная; 6 – г. Матера; 7 – вулкан Орловский; 8 – г. Столбовая; 9 – вулкан Уксичан.

водужного типа здесь развиты андезиты с высокими отношениями Sr/Y и Zr/Sm. Это было первое указание на присутствие в составе камчатских вулканитов так называемого «адакитового» компонента.

Ареал позднекайнозойского вулканизма южной части Корякского нагорья и Камчатского перешейка в обрамлении Командорской впадины Берингова моря рассматривался как продолжение Курило-Камчатской островодужной системы [3]. Однако особенности геологического строения этого региона свидетельствуют, скорее, о том, что здесь мы имеем типичную континентальную окраину.

Хотя в работах [34, 37] декларируется субдукционная модель происхождения пород рассматриваемого региона, существует ряд особенностей, по которым проявления вулканизма здесь отличаются от типичных вулканических поясов островодужной системы: 1) нет ясных данных о положении «субдукционного слэба», поскольку отсутствует глубоководный желоб и сейсмофокальная зона, 2) отсутствует присущая многим конвергентным системам поперечная зональность – серии высокой щелочности проявлены во фронтальной части вулканических поясов, 3) наблюдается тесное пространственно-возрастное сочетание проявлений как обычного для конвергентных систем островодужного, так и аномального «внутриплитного» геохимических типов, 4) морфология проявлений вулканизма северного сегмента Камчатской континентальной окраины совсем другая, чем в южном, – здесь преобладают маломощные вулканические покровы миоцен-плиоценового возраста с единичными вулканическими постройками щитовых вулканов в отличие от плиоцен-четвертичных кальдерных комплексов, стратовулканов и полей ареального вулканизма в южном секторе. Все это позволяет вернуться к рассмотрению геологии этого района с использованием имеющегося у авторов нового петрологического материала. В качестве сравнительного материала в дальнейшем будут использованы новые, полученные нами данные о составе базальтов Ор-

ловского вулкана и гор Половинная, Столбовая и дацитов горы Матера предположительно миоценового возраста. Кроме того, в сравнительном плане будут рассмотрены составы миоценовых вулканитов районов (рис. 1): р. Белой, поселка Тымлат [39], миоцен-плиоценовых пород верховьев р. Озерной (СВ часть Срединного хребта Камчатки) [51] и плиоценовых – вулкана Уксичан [6].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Наиболее ранние проявления позднекайнозойского вулканизма в пределах рассматриваемой территории (рис. 1) представлены в ее западной и центральной частях вулканогенно-терригенными образованиями кавранской серии, а в южной части вулканогенными породами березовской свиты миоценового возраста. Первые – это переслаивающиеся плагио-порфиновые базальты и андезибазальты, туфогравеллиты, туфопесчаники и туфобрекчии, которые с несогласием перекрывают интенсивно дислоцированные вулканогенно-кремнистые проявления ирунейской свиты позднемелового возраста. Вторые образуют отдельные потоки крупнопорфировых, серийно-порфировых амфибол-пироксен-плагиоклазовых андезибазальтов.

Наиболее изученные более молодые вулканиты апукской свиты занимают всю центральную и СВ часть территории. В таблице 1 представлены полученные нами результаты возрастных определений для пород березовской и апукской свит. Для березовской свиты – это первые возрастные данные, которые полностью согласуются с ее положением в геологическом разрезе, для апукской – они вполне соответствуют ранее полученным [34] данным в интервале от 8.22 до 5.95 млн лет.

Вулканиты апукской свиты были разделены [10] на три толщи. Нижняя часть разреза представлена буровато-серыми порфировыми пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и амфибол-плагиоклазовыми андезитами и дацитами, которые на левобережье р.

Таблица 1. Возрастные определения пород р-на р. Валоваям.

| № /пп | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------|------------------------|----------|---------------------|-----------|----------------------|
| №обр. | 3535 | 3538 | 8732 | 8695 | 8711 |
| Возраст (млн лет) | 9.6 ± 4 | 13.6 ± 3 | 6.7 ± 2 | 6.9.1 ± 2 | 7.4 ± 2 |
| Объект | березовская свита лавы | | апукская свита лавы | | апукская свита дайка |
| Порода | андезибазальт | базальт | андезит | адакит | базанит |

Примечание. Возрастные определения были сделаны в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e = 0.581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Гончи Валоваям – левого крупного притока р. Валоваям – перекрывают туфогенно-осадочные породы кавранской серии. Мощность толщи около 150–200 м.

Выше по разрезу залегает горизонт грубообломочных туфов и туфобрекчий, мощностью несколько десятков метров, который сменяется толщиной афировых и субафировых андезибазальтов-андезитов с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Эта толща образует несколько покровов, которые в СВ части района перекрывают образования первой толщи при мощности не более 100–150 м, а на ЮЗ ложатся уже на породы ковранской серии и их мощность возрастает до 350–400 м.

Верхняя толща серийно-порфировых пироксен-амфибол-плагиоклазовых андезибазальтов и андезитов залегает на более высоком гипсометрическом уровне (450–1001 м) и перекрывает как образования первой, так и второй толщ. Видимая мощность достигает 400–500 м.

В толще афировых андезибазальтов были выделены потоки субафировых базанитов с единичными субфенокристаллами оливина или редкими мегакристами плагиоклаза, которые по своим петрогеохимическим характеристикам были отнесены к внутриплитным образованиям. Кроме того, в СВ части района среди поля пород третьей толщи был обнаружен одиночный конус-останец лейцитовых базанитов с многочисленными включениями шпинелевых лерцолитов, оливинитов, зеленых и черных пироксенитов, а также несколько даек того же состава мощностью до 1.5–3 м, которые прослежены по простиранию на расстояние до 300 м. В дайках также обнаружены включения лерцолитов и пироксенитов. Базаниты содержат мегакристы титан-авгита, оливина, полевого шпата, шпинели, титаномагнетита и пикроильменита.

Адакиты были обнаружены среди порфировых (вкрапленники: Pl, cPx, ± oPx, ± Hb), реже субафировых андезитов-андезибазальтов. По внешнему облику они ничем не отличаются от обычных вулканитов и диагностируются по геохимическим особенностям состава.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Особенности применяемых методов исследования

Аналитические исследования по выявлению силикатного и редкоэлементного состава пород были выполнены в Германии, в Институте Химии им. Макса Планка (г. Мейнц) в рамках гранта А.В. Соболева (табл. 2). Породы измельчались до состояния пудры и спекались в стекло с помощью иридиевого нагре-

вателя. Состав редких и редкоземельных элементов в стеклах анализировался методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA ICPMS). Исследования проводили на масс-спектрометре ELEMENT-2, Thermo Scientific (Англия), с твердотельным лазером UP-213 New Wave Research (Англия). В качестве стандарта использовали базальтовое стекло KL-2G и NIST 612. Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн. % (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн. % для концентраций около 0.1 г/т. Часть анализов петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (табл. 2). Содержания SiO₂ и потерь при прокаливании (п.п.п.) определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S₄ Pioneer, а содержания РЗЭ – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO₂) в соотношении навеска : плавление 1:3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не более 10 %. Кроме того, часть анализов были выполнены в аналитическом центре ИГЕМ РАН рентгенофлуоресцентным методом (табл. 3).

Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «САМЕ-ВАХ» в ИВиС ДВО РАН (с обычной точностью анализа – для макрокомпонентов около 0.1 % и для малых содержаний – около 10 %). Аналитики: В.М. Чубаров и В.В. Ананьев.

Особенности минералогического состава

Поскольку минералогический состав изученных пород определяется не их принадлежностью к тому или иному стратиграфическому подразделению, а лишь тем, относятся ли они к обычному островодужному типу или являются внутриплитными образованиями, в этом сравнительном плане и будет проведено их минералогическое описание.

Оливин является характерным минералом редких вкрапленников и субфенокристаллов базанитов (одиночные мегакристы достигают размера 3–5 мм). Единичные субфенокристаллы его также обнаружены в некоторых андезибазальтах с повышенными магнизиальностью и титанистостью (ассоциируют с базанитами). В основной массе базанитов также

Таблица 2. Силикатный (мас. %) и редкоземельный (г/т) состав пород верховьев р. Валоваям и некоторых районов Среднего хребта Камчатки.

| № обр. | 3535 | 3538 | 8695 | 8711-3 | 8711 | 8710 | 3523 | 3522 | 8677 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------|-------|-------|-------|
| группа | березовская | | валоваям-I | | валоваям-II | | | | |
| №№/пп | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| SiO ₂ | 56.61 | 50.69 | 64.11 | 65.87 | 47.10 | 47.90 | 46.50 | 54.10 | 55.20 |
| TiO ₂ | 0.82 | 1.31 | 0.39 | 0.36 | 1.89 | 2.09 | 1.36 | 1.31 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 17.64 | 18.09 | 16.96 | 16.53 | 16.80 | 17.70 | 16.80 | 19.00 | 17.70 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.52 | 7.73 | 0.07 | 1.85 | 1.50 | 2.42 | 2.22 | 2.21 | 1.91 |
| FeO | 2.60 | 1.52 | 4.15 | 1.44 | 8.23 | 7.48 | 7.60 | 6.26 | 6.07 |
| MnO | 0.12 | 0.18 | 0.06 | 0.05 | 0.15 | 0.15 | 0.13 | 0.12 | 0.15 |
| MgO | 4.59 | 3.25 | 2.30 | 2.10 | 5.33 | 5.24 | 8.89 | 3.29 | 5.13 |
| CaO | 7.02 | 7.48 | 4.93 | 4.63 | 9.86 | 8.33 | 10.10 | 8.00 | 8.13 |
| Na ₂ O | 3.59 | 3.14 | 4.38 | 4.81 | 3.91 | 4.14 | 2.72 | 4.01 | 2.70 |
| K ₂ O | 1.32 | 3.54 | 1.17 | 1.28 | 2.54 | 2.24 | 1.26 | 1.11 | 0.93 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.71 | 0.10 | 0.11 | 0.73 | 0.60 | 0.46 | 0.45 | 0.24 |
| H ₂ O- ППП | 0.42 0.67 | 1.55 0.93 | 0.68 0.85 | 0.39 0.17 | 1.73 | 1.28 | 1.95 | 0.70 | 1.43 |
| сумма | 100.16 | 100.13 | 98.62 | 99.03 | 99.77 | 99.56 | 100.0 | 100.6 | 100.4 |
| Li | 6.82 | 11.41 | 5.54 | 18.97 | 6.77 | 5.05 | 4.78 | 8.66 | 5.32 |
| Sc | 21.8 | 24.6 | 9.56 | 7.47 | 30 | 25 | 32 | 21 | 28 |
| V | 183.4 | 285.7 | 90 | 75 | 266 | 207 | 227 | 163 | 200 |
| Co | 23.82 | 24.96 | 12 | 10 | 41 | 36 | 41 | 22 | 23 |
| Ni | 57.28 | 21.23 | 29 | 25 | 144 | 110 | 160 | 27 | 26 |
| Cu | 101.1 | 116.5 | 16 | 18 | 44 | 38 | 43 | 43 | 74 |
| Zn | 67.3 | 86.3 | 33 | 29 | 57 | 41 | 37 | 50 | 58 |
| Rb | 22.18 | 90.92 | 13 | 15 | 26 | 33 | 17 | 14 | 11 |
| Sr | 619.8 | 796.9 | 435 | 441 | 681 | 712 | 641 | 634 | 421 |
| Y | 16.90 | 43.76 | 7 | 5 | 21 | 21 | 24 | 18 | 19 |
| Zr | 138.0 | 276.0 | 94 | 18 | 175 | 195 | 186 | 138 | 107 |
| Nb | 3.32 | 4.50 | 5.80 | 6.17 | 48.70 | 49.95 | 33.05 | 14.16 | 7.38 |
| Ba | 730.3 | 1868 | 216 | 213 | 386 | 390 | 298 | 320 | 352 |
| La | 12.31 | 30.59 | 6.64 | 6.31 | 26.26 | 27.25 | 21.83 | 15.13 | 10.51 |
| Ce | 26.23 | 69.60 | 13.76 | 12.54 | 48.35 | 49.66 | 41.37 | 28.66 | 21.98 |
| Pr | 3.71 | 9.02 | 1.60 | 1.55 | 6.04 | 6.08 | 5.39 | 3.91 | 3.08 |
| Nd | 15.79 | 39.25 | 5.53 | 6.38 | 26.68 | 26.75 | 24.41 | 18.48 | 13.98 |
| Sm | 3.64 | 8.77 | 1.48 | 1.33 | 5.46 | 5.72 | 5.40 | 4.07 | 3.42 |
| Eu | 1.09 | 2.35 | 0.53 | 0.52 | 1.78 | 1.84 | 1.82 | 1.33 | 1.04 |
| Gd | 3.29 | 7.58 | 1.44 | 1.41 | 5.00 | 5.18 | 5.28 | 3.86 | 3.29 |
| Tb | 0.54 | 1.16 | 0.24 | 0.20 | 0.74 | 0.75 | 0.81 | 0.58 | 0.51 |
| Dy | 3.06 | 6.20 | 1.27 | 1.12 | 4.67 | 4.62 | 5.08 | 3.69 | 3.53 |
| Ho | 0.64 | 1.29 | 0.25 | 0.19 | 0.87 | 0.87 | 0.96 | 0.71 | 0.72 |
| Er | 1.82 | 3.72 | 0.70 | 0.55 | 2.40 | 2.45 | 2.75 | 1.96 | 2.13 |
| Tm | 0.26 | 0.52 | 0.10 | 0.07 | 0.32 | 0.33 | 0.38 | 0.28 | 0.31 |
| Yb | 1.76 | 3.40 | 0.65 | 0.43 | 2.24 | 2.23 | 2.45 | 1.83 | 2.22 |
| Lu | 0.27 | 0.51 | 0.10 | 0.06 | 0.30 | 0.33 | 0.34 | 0.28 | 0.33 |
| Hf | 2.77 | 5.74 | 2.27 | 0.75 | 3.81 | 3.81 | 3.64 | 2.94 | 2.48 |
| Ta | 0.20 | 0.25 | 0.40 | 0.42 | 2.87 | 2.93 | 1.94 | 0.85 | 0.48 |
| Pb | 6.89 | 16.03 | 2.45 | 3.17 | 0.78 | 0.78 | 0.63 | 1.96 | 3.68 |
| Th | 1.99 | 5.90 | 0.94 | 0.32 | 3.16 | 3.23 | 2.17 | 1.75 | 2.26 |
| U | 1.01 | 2.77 | 0.53 | 0.19 | 0.85 | 0.87 | 0.55 | 0.59 | 0.58 |

Таблица 2. (Продолжение).

| № обр. | 8726 | 8742 | 8689/3 | 8732 | 3532 | 3516 | 8706 | 3525 | 8707 |
|--------------------------------|-------------|--------|--------|--------|-------|--------------|-------|-------|-------|
| группа | валоваям-II | | | | | валоваям-III | | | |
| №№/ПП | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| SiO ₂ | 56.40 | 57.00 | 59.70 | 60.29 | 64.83 | 58.70 | 58.2 | 57.80 | 59.50 |
| TiO ₂ | 0.66 | 0.68 | 0.95 | 0.61 | 0.57 | 0.67 | 0.76 | 0.86 | 0.67 |
| Al ₂ O ₃ | 17.80 | 19.04 | 17.20 | 17.59 | 16.23 | 18.40 | 16.10 | 19.20 | 17.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.43 | 2.75 | 1.03 | 2.41 | 3.32 | 1.61 | 1.37 | 1.54 | 1.49 |
| FeO | 4.78 | 3.99 | 5.45 | 2.95 | 1.46 | 4.17 | 5.10 | 4.32 | 4.75 |
| MnO | 0.12 | 0.13 | 0.10 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.11 | 0.09 | 0.10 |
| MgO | 3.84 | 3.75 | 2.61 | 3.50 | 1.07 | 2.62 | 4.03 | 2.27 | 3.34 |
| CaO | 8.38 | 8.68 | 6.96 | 7.15 | 3.95 | 7.50 | 7.78 | 7.94 | 6.88 |
| Na ₂ O | 3.38 | 2.94 | 3.62 | 3.67 | 4.22 | 3.42 | 3.30 | 3.47 | 3.65 |
| K ₂ O | 0.78 | 0.62 | 1.36 | 1.11 | 2.44 | 1.14 | 1.52 | 0.79 | 0.98 |
| P ₂ O ₅ | 0.31 | 0.29 | 0.28 | 0.20 | 0.23 | 0.28 | 0.21 | 0.20 | 0.16 |
| H ₂ O- ППП | 1.21 | 0.1 | 0.68 | 0.41 | 0.59 | 1.40 | 1.15 | 1.18 | 1.16 |
| сумма | 100.1 | 100.06 | 99.95 | 100.22 | 98.39 | 100.00 | 99.63 | 99.66 | 99.78 |
| Li | 9.56 | 64.55 | 8.71 | 64.56 | 18.10 | 8.24 | 10.73 | 8.76 | 8.19 |
| Sc | 25 | 18 | 17 | 19 | 7 | 18 | 25 | 17 | 20 |
| V | 157 | 149 | 122 | 128 | 96 | 122 | 152 | 143 | 141 |
| Co | 27 | 18 | 19 | 17 | 6 | 18 | 23 | 17 | 20 |
| Ni | 66 | 16 | 35 | 35 | 6 | 31 | 87 | 26 | 71 |
| Cu | 71 | 47 | 39 | 34 | 17 | 38 | 49 | 42 | 35 |
| Zn | 67 | 76 | 60 | 56 | 46 | 51 | 57 | 52 | 54 |
| Rb | 9 | 8 | 19 | 22 | 43 | 14 | 24 | 6 | 17 |
| Sr | 503 | 556 | 529 | 440 | 528 | 661 | 450 | 490 | 467 |
| Y | 15 | 11 | 12 | 13 | 22 | 11 | 16 | 12 | 14 |
| Zr | 95 | 92 | 82 | 151 | 161 | 96 | 108 | 128 | 110 |
| Nb | 4.05 | 3.59 | 8.62 | 9.09 | 5.15 | 11.10 | 9.64 | 8.12 | 4.62 |
| Ba | 299 | 192 | 305 | 368 | 942 | 404 | 495 | 325 | 423 |
| La | 10.21 | 8.52 | 9.98 | 12.10 | 19.68 | 11.89 | 16.33 | 9.21 | 11.19 |
| Ce | 20.91 | 18.74 | 19.92 | 24.27 | 36.62 | 22.92 | 28.05 | 19.38 | 20.52 |
| Pr | 2.92 | 2.59 | 2.74 | 3.19 | 5.40 | 2.91 | 3.60 | 2.56 | 2.70 |
| Nd | 13.49 | 11.10 | 12.55 | 12.39 | 21.42 | 12.68 | 15.73 | 12.15 | 12.02 |
| Sm | 2.98 | 2.55 | 2.77 | 2.68 | 4.37 | 2.76 | 3.29 | 2.70 | 2.66 |
| Eu | 1.01 | 0.84 | 0.92 | 0.81 | 1.28 | 0.93 | 0.98 | 0.98 | 0.86 |
| Gd | 2.77 | 2.27 | 2.54 | 2.42 | 4.59 | 2.41 | 3.00 | 2.49 | 2.59 |
| Tb | 0.42 | 0.38 | 0.37 | 0.44 | 0.67 | 0.36 | 0.45 | 0.38 | 0.41 |
| Dy | 2.77 | 2.14 | 2.32 | 2.41 | 3.90 | 2.19 | 2.84 | 2.43 | 2.55 |
| Ho | 0.53 | 0.42 | 0.46 | 0.50 | 0.79 | 0.44 | 0.57 | 0.47 | 0.52 |
| Er | 1.52 | 1.20 | 1.24 | 1.49 | 2.37 | 1.25 | 1.63 | 1.30 | 1.54 |
| Tm | 0.22 | 0.17 | 0.17 | 0.21 | 0.36 | 0.17 | 0.23 | 0.19 | 0.21 |
| Yb | 1.48 | 1.08 | 1.14 | 1.38 | 2.37 | 1.15 | 1.63 | 1.24 | 1.52 |
| Lu | 0.22 | 0.16 | 0.17 | 0.22 | 0.37 | 0.17 | 0.24 | 0.19 | 0.23 |
| Hf | 1.68 | 1.82 | 1.74 | 2.98 | 3.72 | 1.91 | 2.25 | 2.79 | 2.38 |
| Ta | 0.28 | 0.22 | 0.48 | 0.55 | 0.37 | 0.67 | 0.76 | 0.55 | 0.32 |
| Pb | 3.02 | 3.99 | 4.55 | 5.51 | 11.18 | 4.83 | 4.56 | 3.35 | 5.05 |
| Th | 1.01 | 1.20 | 1.44 | 2.39 | 4.80 | 1.57 | 3.10 | 1.49 | 2.22 |
| U | 0.44 | 0.46 | 0.65 | 1.00 | 2.24 | 0.51 | 1.08 | 0.47 | 0.70 |

Таблица 2. (Окончание).

| № обр. | 8822а | 8824 | 8822 | 8823-1 | 8836-1 | 8828 | 8907 |
|--------------------------------|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| группа | Срединный хребет | | | | | | |
| №№/пп | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 |
| SiO ₂ | 51.32 | 52.20 | 53.50 | 53.40 | 49.27 | 49.96 | 64.00 |
| TiO ₂ | 0.65 | 0.58 | 0.59 | 0.56 | 0.76 | 0.70 | 0.43 |
| Al ₂ O ₃ | 15.37 | 18.40 | 18.70 | 18.00 | 16.36 | 16.39 | 17.61 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.01 | 3.00 | 0.69 | 2.73 | 7.49 | 4.40 | 3.43 |
| FeO | 4.26 | 5.95 | 6.60 | 6.30 | 1.37 | 4.62 | 0.37 |
| MnO | 0.16 | 0.14 | 0.14 | 0.14 | 0.13 | 0.15 | 0.08 |
| MgO | 7.82 | 6.58 | 7.73 | 8.83 | 7.67 | 7.22 | 2.23 |
| CaO | 11.48 | 9.33 | 8.09 | 5.73 | 11.69 | 10.89 | 4.45 |
| Na ₂ O | 2.16 | 2.32 | 2.30 | 2.14 | 2.37 | 2.00 | 5.32 |
| K ₂ O | 0.67 | 0.69 | 0.73 | 0.60 | 0.90 | 0.60 | 1.69 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.13 | 0.14 | 0.11 | 0.15 | 0.09 | 0.18 |
| H ₂ O- ППП | 0.11 | | | | 1.42 | 1.62 | 0.03 |
| | 0.47 | 0.85 | 1.11 | 1.68 | 0.61 | 1.42 | 0.27 |
| сумма | 98.98 | 100.18 | 100.30 | 100.22 | 100.19 | 100.06 | 100.1 |
| Li | 6.06 | 4.89 | 5.54 | 5.04 | 5.61 | 6.02 | 14.69 |
| Sc | 50.42 | 46.26 | 48.33 | 44.59 | 52.60 | 46.27 | 9.80 |
| V | 364 | 275 | 288 | 272 | 327 | 353 | 64 |
| Co | 37 | 32 | 32 | 33 | 32 | 34 | 11 |
| Ni | 41 | 45 | 46 | 51 | 34 | 34 | 12 |
| Cu | 100 | 121 | 79 | 77 | 64 | 129 | 19 |
| Zn | 66 | 68 | 56 | 52 | 72 | 67 | 52 |
| Rb | 5 | 3 | 6 | 4 | 7 | 7 | 35 |
| Sr | 652 | 718 | 669 | 664 | 829 | 636 | 530 |
| Y | 13 | 12 | 13 | 10 | 14 | 14 | 11 |
| Zr | 41 | 38 | 42 | 33 | 70 | 48 | 87 |
| Nb | 0.62 | 0.52 | 0.62 | 0.54 | 1.4 | 0.62 | 3.44 |
| Ba | 208 | 190 | 197 | 175 | 225 | 238 | 670 |
| La | 4.97 | 4.75 | 5.01 | 4.26 | 7.57 | 5.47 | 12.13 |
| Ce | 12.59 | 10.97 | 11.51 | 9.83 | 18.87 | 13.76 | 26.20 |
| Pr | 1.95 | 1.69 | 1.77 | 1.53 | 2.80 | 2.08 | 3.38 |
| Nd | 8.66 | 8.82 | 9.56 | 7.92 | 12.52 | 9.47 | 13.60 |
| Sm | 2.37 | 2.34 | 2.58 | 1.99 | 2.78 | 2.59 | 2.89 |
| Eu | 0.83 | 0.80 | 0.86 | 0.71 | 0.88 | 0.89 | 0.81 |
| Gd | 2.58 | 2.21 | 2.42 | 1.91 | 2.64 | 2.73 | 2.34 |
| Tb | 0.43 | 0.34 | 0.38 | 0.29 | 0.45 | 0.45 | 0.39 |
| Dy | 2.53 | 2.37 | 2.49 | 1.97 | 2.5 | 2.73 | 2.07 |
| Ho | 0.53 | 0.48 | 0.51 | 0.41 | 0.52 | 0.57 | 0.42 |
| Er | 1.57 | 1.46 | 1.53 | 1.23 | 1.53 | 1.75 | 1.16 |
| Tm | 0.22 | 0.21 | 0.22 | 0.17 | 0.21 | 0.24 | 0.17 |
| Yb | 1.47 | 1.41 | 1.57 | 1.17 | 1.5 | 1.60 | 0.98 |
| Lu | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.17 | 0.21 | 0.24 | 0.17 |
| Hf | 1.19 | 1.09 | 1.24 | 0.90 | 1.6 | 1.46 | 1.99 |
| Ta | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.08 | 0.04 | 0.21 |
| Pb | 3.10 | 2.02 | 1.89 | 1.70 | 3.4 | 4.58 | 11.16 |
| Th | 0.63 | 0.67 | 0.74 | 0.63 | 1.1 | 0.92 | 2.22 |
| U | 0.34 | 0.27 | 0.30 | 0.23 | 0.39 | 0.44 | 1.17 |

Примечание. 1–2 – березовская свита; 3–18 – апукская свита (соответственно по толщам); 19–25 – Срединный хребет Камчатки: 19–22 – Орловский вулкан, 23 – г. Половинная, 24 – г. Столбовая, 25 – г. Матера; 5–7 – породы внутриплитного геохимического типа; 3, 4, 12, 15, 25 – адакиты; 19–24 – базальты, содержащие адакитовый компонент. Анализы: 5–10, 12, 15–17, 20–22 выполнены в Германии, 1–4, 11, 13, 14, 19, 23–25 – в ДВГИ ДВО РАН.

Таблица 3. Силикатный (мас. %) и редкоземельный (г/т) состав пород верховьев р. Валоваям (данные Аналитического центра, ИГЕМ РАН).

| №№/пп | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|------------|-------|-------------|-------|-------|--------|--------------|-------|
| №обр. | 8721 | 3543 | 3528 | 3529 | 3540 | 3505 | 3503 | 3514 | 3513 | 8679 | 8689/4 | 8732 | 8685 |
| Группа | ковранская серия | | | | б-с | Валоваям-I | | Валоваям-II | | | | Валоваям-III | |
| SiO ₂ | 50.68 | 50.86 | 52.32 | 53.93 | 59.81 | 47.45 | 57.77 | 53.28 | 53.44 | 57.72 | 59.19 | 60.29 | 59.26 |
| TiO ₂ | 1.16 | 1.20 | 0.93 | 0.88 | 0.76 | 1.93 | 0.78 | 1.05 | 1.04 | 0.72 | 1.14 | 0.61 | 0.94 |
| Al ₂ O ₃ | 17.34 | 17.66 | 19.09 | 19.77 | 18.06 | 17.61 | 19.03 | 19.44 | 20.14 | 17.69 | 17.61 | 17.59 | 17.74 |
| Fe ₂ O ₃ | 9.49 | 8.99 | 8.25 | 7.75 | 5.38 | 9.75 | 6.12 | 7.60 | 7.45 | 7.42 | 7.04 | 2.41 | 6.86 |
| FeO | | | | | | | | | | | | 2.95 | |
| MnO | 0.168 | 0.175 | 0.158 | 0.135 | 0.108 | 0.149 | 0.091 | 0.117 | 0.111 | 0.136 | 0.099 | 0.10 | 0.108 |
| MgO | 2.56 | 2.75 | 2.77 | 2.77 | 1.56 | 6.39 | 1.99 | 3.65 | 2.51 | 2.20 | 1.56 | 3.50 | 1.35 |
| CaO | 8.65 | 8.06 | 9.51 | 7.12 | 5.24 | 8.97 | 8.20 | 9.00 | 8.98 | 8.84 | 7.45 | 7.15 | 7.98 |
| Na ₂ O | 2.99 | 3.32 | 3.86 | 2.98 | 3.56 | 3.88 | 3.83 | 3.47 | 3.43 | 3.01 | 3.62 | 3.67 | 3.61 |
| K ₂ O | 2.51 | 3.27 | 1.77 | 2.45 | 3.29 | 1.67 | 0.98 | 1.19 | 1.06 | 0.61 | 1.37 | 1.11 | 1.04 |
| P ₂ O ₅ | 0.47 | 0.68 | 0.41 | 0.32 | 0.32 | 0.52 | 0.22 | 0.25 | 0.20 | 0.39 | 0.30 | 0.20 | 0.34 |
| H ₂ O- | | | | | | | | | | | | 0.23 | |
| ППП | 3.53 | 2.49 | 0.60 | 1.46 | 1.43 | 1.32 | 0.77 | 0.69 | 1.41 | 1.04 | 0.39 | 0.41 | 0.55 |
| сумма | 99.55 | 99.46 | 99.67 | 99.57 | 99.52 | 99.64 | 99.78 | 99.74 | 99.77 | 99.78 | 99.77 | 100.22 | 99.78 |
| Cr | 17 | 36 | 49 | 36 | <10 | 81 | 56 | 154 | 41 | 48 | 45 | | 20 |
| V | 280 | 230 | 216 | 219 | 165 | 202 | 140 | 189 | 205 | 157 | 154 | | 138 |
| Co | 23 | 24 | 27 | 20 | 10 | 29 | 17 | 25 | 23 | 13 | 16 | | 14 |
| Ni | 33 | 30 | 25 | 26 | <10 | 64 | 44 | 112 | 31 | 21 | 41 | | 23 |
| Cu | 143 | 209 | 101 | 98 | 23 | 36 | 62 | 66 | 71 | 60 | 47 | | 36 |
| Zn | 91 | 90 | 70 | 79 | 74 | 62 | 62 | 71 | 77 | 82 | 55 | | 58 |
| Rb | 48 | 74 | 31 | 57 | 76 | 54 | 20 | 19 | 19 | 13 | 25 | | 17 |
| Sr | 786 | 866 | 806 | 725 | 768 | 800 | 519 | 486 | 479 | 551 | 561 | | 625 |
| Zr | 136 | 201 | 91 | 149 | 182 | 161 | 103 | 107 | 105 | 85 | 75 | | 78 |
| Ba | 1220 | 1658 | 685 | 1191 | 1763 | 500 | 392 | 327 | 313 | 301 | 377 | | 327 |
| Th | <5 | <5 | <5 | 9 | 5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | 5 | | <5 |
| Y | 32 | 38 | 27 | 31 | 26 | 30 | 20 | 22 | 21 | 18 | 17 | | 16 |
| Nb | 6 | 7 | 7 | 6 | 7 | 23 | 9 | 9 | 8 | 8 | 10 | | 10 |
| Pb | 21 | 23 | <10 | 13 | 21 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | | <10 |

Примечание. б-с – березовская свита; Валоваям I-III – апуцкая свита, соответственно по толщам разреза; б – внутриплитный тип, остальные образцы – островодужные типы.

присутствуют мелкие зерна этого минерала. Наибольшей магнезиальностью характеризуются оливины ранних генераций лав и даек внутриплитного и островодужного типов – Fo₈₅₋₈₀ (рис. 2 А, 2 В). По составу они сходны с оливинами обособленной генерации этого минерала в ксенолитах железистых верлитов и гарцбургитов (рис. 2 Б, 2 Г). Тот же минерал из базанитов конуса образует компактную группу составов со значением Fo₇₃₋₇₀. Ему нет аналогов в составе минералов ксенолитов. Оливины щелочных базальтоидов внутриплитного типа в целом отличаются несколько большими содержаниями СаО и МпО, возрастающими в железистых генерациях (рис. 2 А, 2В). В базанитах конуса относительно железистые (Fo₇₃₋₇₀) субфенокристы оливина и такие же по составу генерации этого минерала внутри-

плитных базальтоидов лав и даек кристаллизуются в парагенезисе с ильменитом и титаномagnetитом. Клинопироксены и плагиоклазы образуются позже оливинов. Недостаток Fe компенсируется Мп, часть Са уходит в оливины и клинопироксены, а Al – в шпинели. В оливинах базанитов имеются включения глиноземистой (Al₂O₃ = 50.7 %), а андезибазальтов – хром-глиноземистой шпинели (до 22 % Al₂O₃). Кроме того, базаниты даек содержат мегакристы зонального плеонаста (до 66–52.5 % Al₂O₃).

Клинопироксен в виде вкрапленников, субфенокристаллов и микролитов – наиболее распространенный минерал во всех разновидностях пород. В базанитах конуса – это высокотитанистые и высококальциевые диопсид-салиты во вкрапленниках и субфенокристаллах и салиты в микролитах (рис. 3 А). В

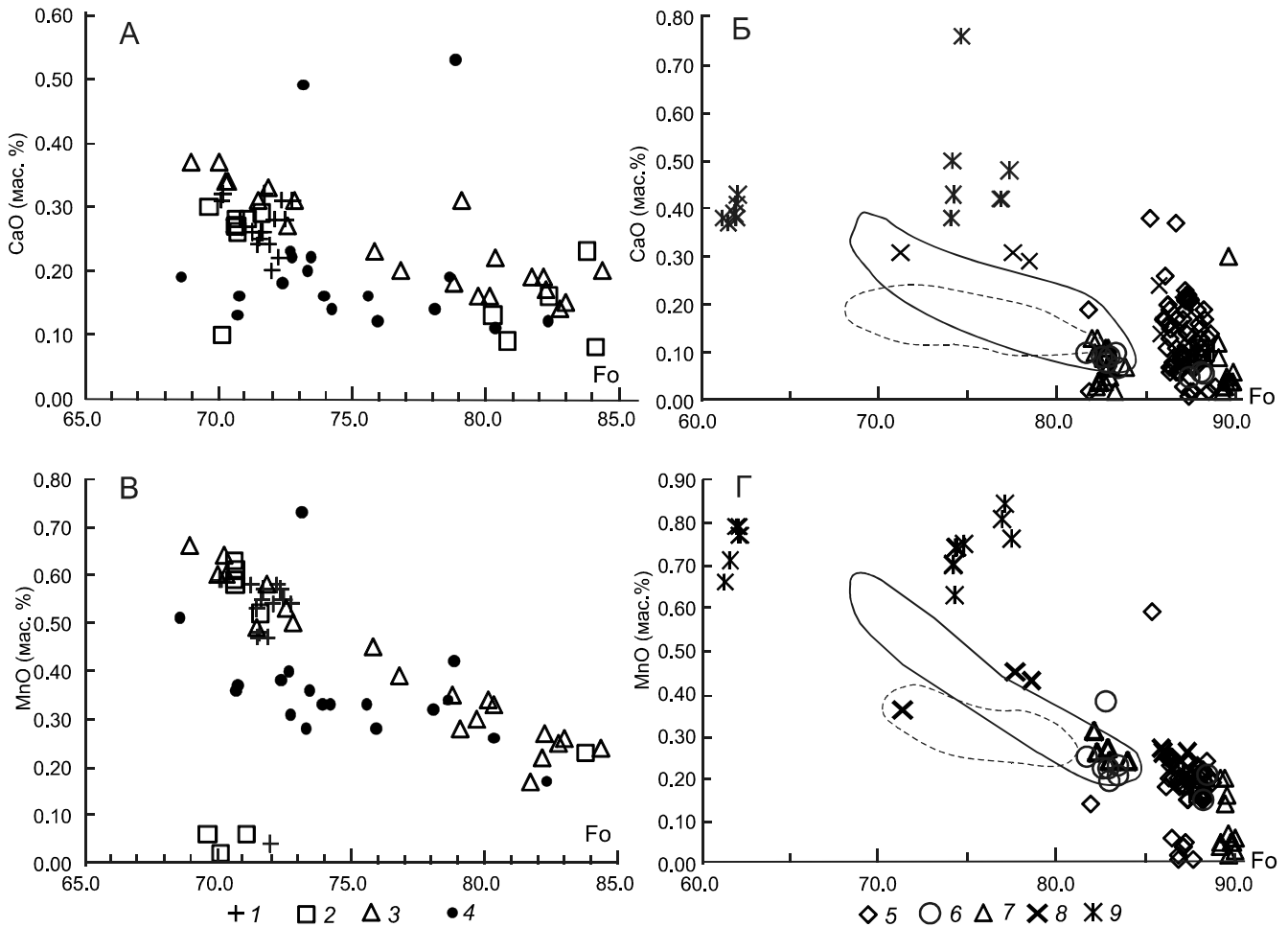


Рис. 2. Соотношение CaO-Fo (А, Б) и MnO-Fo (В, Г) в оливинах вулканидов (А, В) и ксенолитов (Б, Г) района Валоваям. 1–4 – оливины вулканидов внутриплитного: из конуса (1), дайки (2), лав (3), и островодужного (4) типов; 5–9 – оливины ксенолитов: лерцолитов (5), гарцбургитов (6), верлитов (7), пироксенитов (8), габброидов (9). Контуры полей оливинов из пород внутриплитного (сплошная линия) и островодужного (пунктирная линия) типов совмещены с данными на Б и Г.

остальных разновидностях пород – умеренно титанистые и умеренно кальциевые авгиты, а в некоторых разновидностях островодужных андезибазальтов – до субкальциевых авгитов. Железистость пироксенов из пород внутриплитного типа колеблется от 14 до 32 %, из пород островодужного типа – от 14 до 41 % (3 Б-1, 3 В-1, 3 Г-1, 3 Д-1). Первые заметно отличаются высокой титанистостью (рис. 3 Б-1) и кальциевостью (рис. 3 Г-1). Кроме того они характеризуются повышенной натровостью (рис. 3 Е-1) и пониженным содержанием SiO_2 (рис. 3 Д-1). По соотношению TiO_2 -F/FM (рис. 3 Б-1), Al_2O_3 -F/FM (рис. 3 В-1) и SiO_2 -F/FM (рис. 3 Д-1) основная масса клинопироксенов из пород внутриплитного типа образуют хорошо выраженный тренд, совпадающий с таковым для большинства пироксенитов и габброидов ксенолитов (рис. 3 Б-2, 3 В-2, 3 Д-2). Кроме того, они близки и по содержанию CaO (рис. 3 Г-1, 3 Г-2). Это свидетельствует о близких

условиях образования (плагиоклазовая фация глубинности). Различие в характере трендов изменения состава пироксенов из пород внутриплитного типа и обычных островодужных вулканидов (рис. 3 Б-1, 3 В-1, 3 Д-1) свидетельствует о разных условиях образования минералов этих генераций. Анализ изменения составов клинопироксенов при плавлении «черных пироксенитов» показал, что с ростом степени плавления уменьшаются их глиноземистость, содержание TiO_2 , но возрастают магнезиальность и содержание SiO_2 (рис. 3 Б-2, 3 В-2, 3 Д-2). Из этого можно сделать предположение, что тренды клинопироксенов из пород внутриплитного типа связаны с эволюцией реликтовой ксенолитной фазы и отражают изменение степени ее плавления. Плавление происходит в условиях плагиоклазовой фации глубинности. Пироксены «черных пироксенитов» отличаются своей высокой глиноземистостью (рис. 3 В-2) и натрие-

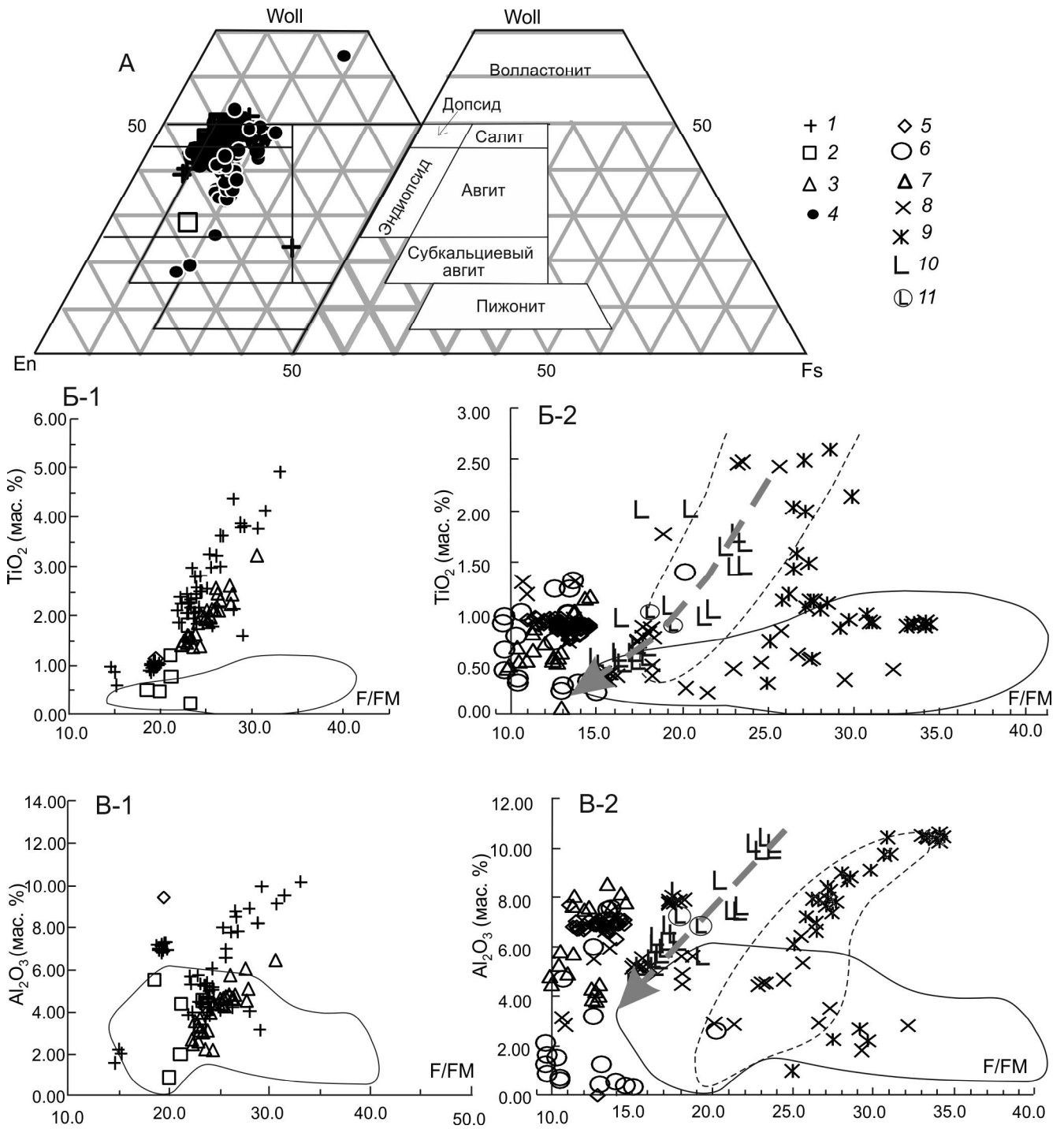
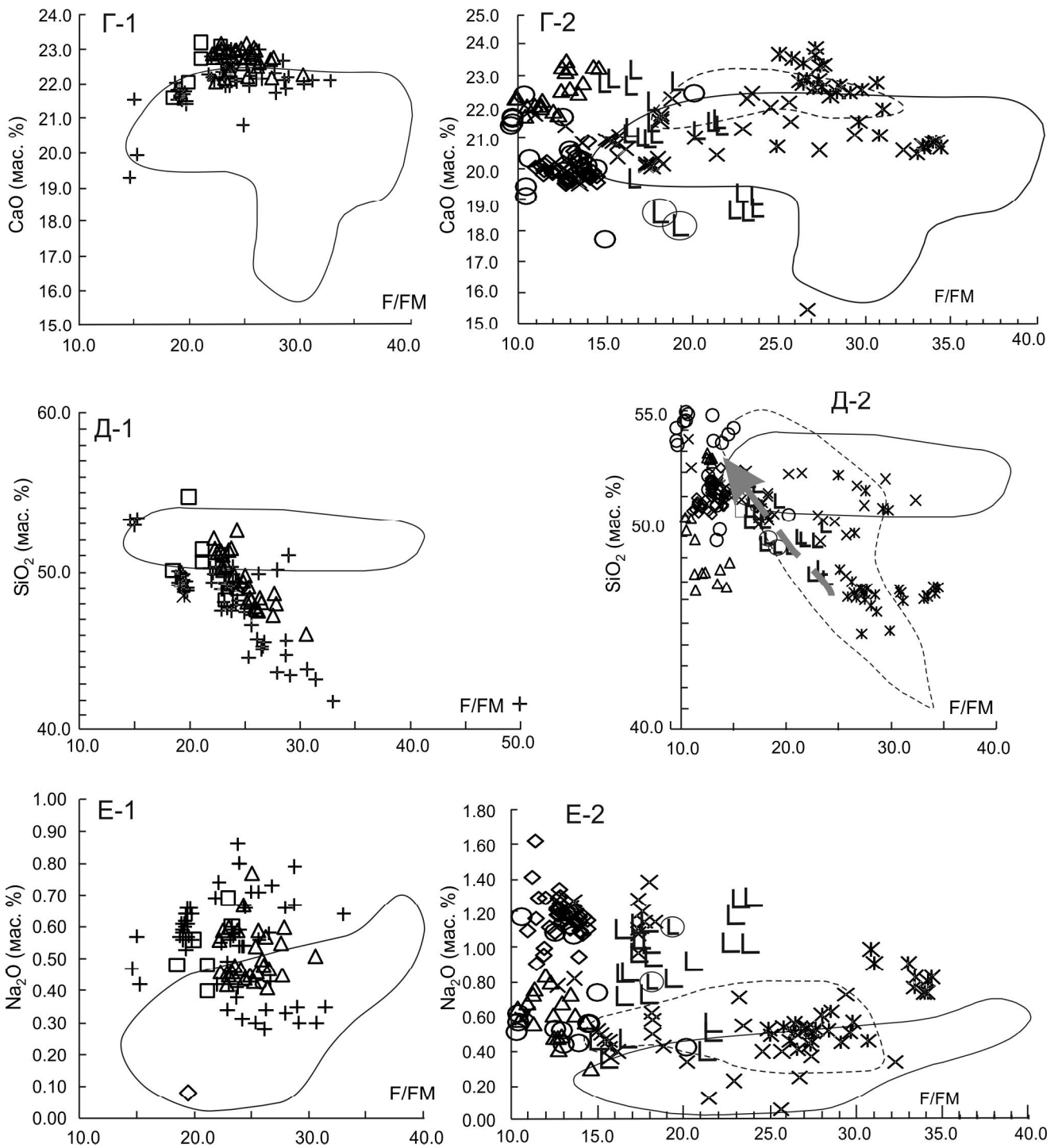


Рис. 3. Соотношение En-Woll-Fs (А) в клинопироксенах вулканитов, TiO₂-F/FM (Б), Al₂O₃-F/FM (В), CaO-F/FM (Г), SiO₂-F/FM (Д), Na₂O-F/FM (Е) в клинопироксенах вулканитов (Б-1, В-1, Г-1, Д-1, Е-1) и ксенолитов (Б-2, В-2, Г-2, Д-2, Е-2) района Валоваем.



1-4; 5-9 – то же, что и на рис. 2; поле на рисунках Б-1, В-1, Г-1, Д-1 – клинопироксены из вулканитов островодужного типа; 10 – клинопироксены из ксенолитов «черных пироксенитов»; 11 – «черные пироксениты» (вал) ксенолитов из [8]. На диаграммах Б-2, В-2, Г-2, Д-2, Е-2 с данными по ксенолитам совмещены поля пироксенов вулканитов островодужного (сплошная линия) и внутриплитного (пунктир) типов. Пунктирная линия со стрелкой – тренд «селективного плавления».

востью (рис. 3 Е-2). Это свидетельствует о большей глубине их образования (шпинелевая или гранатовая фация). Тренды пироксенов из пород островодужного типа являются кумулятивными, отражающими температурную направленность изменения состава минералов.

Ортопироксен – минерал субфенокристаллов, вкрапленников и микролитов андезибазальтов и андезитов. Первые представлены умеренно железистыми бронзитами ($f = 28.4–28.9$) и гиперстенами ($f = 32.8–33.2$), вторые – бронзит-гиперстенами ($f = 23.5–33$).

Плагиоклаз – распространенный минерал вкрапленников и микролитов всех разновидностей пород. Четко проявлены различия в составе ранних генераций этого минерала: во вкрапленниках базанитов лав это An_{76-51} (An_{69-21} в основной массе); тех же пород конуса – An_{66-20} (только в основной массе); An_{66-45} (вкрапленники) и до An_{28} (микролиты) в дайках того же состава. В основной массе здесь присутствует калишпат, в базанитах конуса – иногда лейцит. В андезибазальтах и андезитах плагиоклаз вкрапленников имеет состав An_{83-31} , микролитов – An_{77-36} . В основной массе кроме калишпата присутствует еще стекло риолитового состава.

Амфибол – широко распространен в порфирировых и субафировых андезитах, реже андезибазальтах. В единичных наименее измененных образцах представлен прямоугольными или вытянутыми эллиптическими, часто зональными в краевых участках зер-

нами, размером до 1 мм. По границе кристаллов всегда развита реакционная (опацитовая) кайма, шириной от первых до десятков микрон и неравномерная по толщине даже в пределах одного зерна (рис. 4 А). Кайма состоит из весьма мелких (1–2 мк) минеральных фаз, вследствие чего анализ отдельных зерен получить не удастся. Внутри вкрапленников амфибола иногда наблюдаются участки, представленные агрегатами мелких (5–20 мк) зерен минералов: орто-, клинопироксен, плагиоклаз, Ti-магнетит (рис. 4 Б). Данная ассоциация минералов рассматривается нами как продукт объемного распада амфибола, завершившая его плавление, и в дальнейшем, для краткости, мы будем называть ее агломератом. В большинстве образцов присутствуют теневые структуры практически полностью замещенного амфибола, состоящие из минералов реакционной каймы и агломерата, в которых иногда можно обнаружить мелкие остатки (реликты) неразложившегося первоначального минерала (рис. 4 Б). По составу эти реликты отличаются от исходных зерен повышенным содержанием магния, пониженными содержаниями титана, железа (Fe^{3+}), алюминия ($IVAl$) и, соответственно, повышенным содержанием кремнезема, что указывает на изменение состава исходной роговой обманки в процессе ее плавления (табл. 4). Наблюдаемая картина распада амфибола подобна описанной в статьях [12, 17]. В соответствии с классификацией Б.Е. Лика [42], амфибол представлен магнезиогастингситом и эденитом

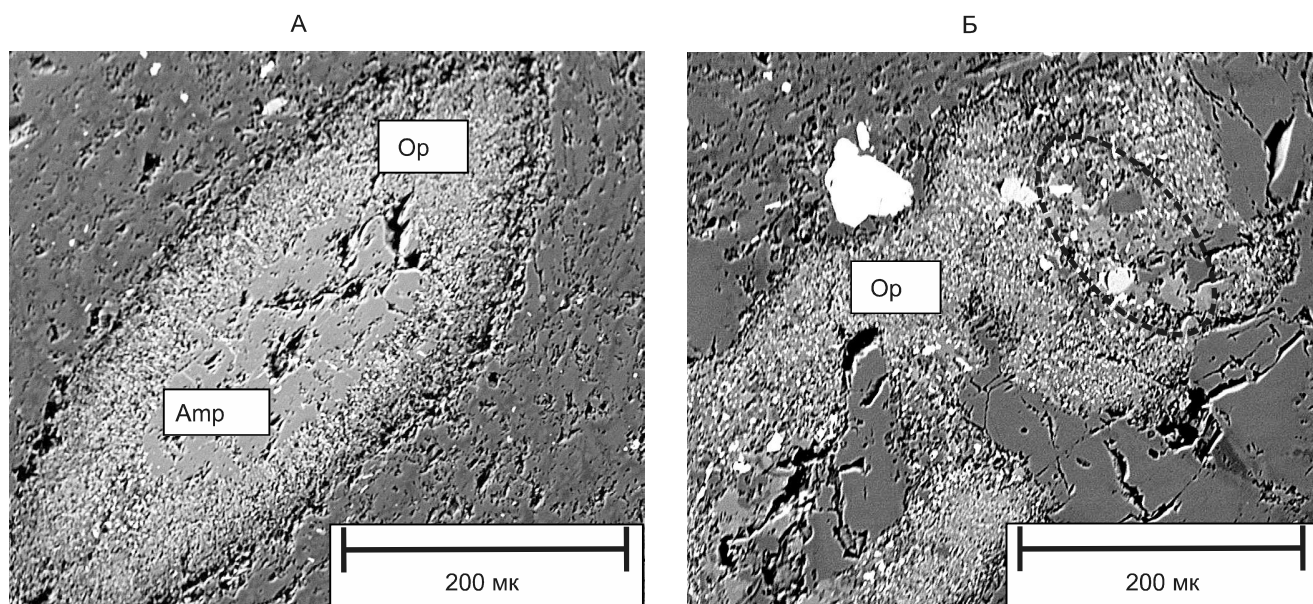


Рис. 4. Фотографии продуктов плавления и распада амфибола в обратно рассеянных электронах в адаките (образец 3592).

А – амфибол с опацитовой каймой, Б – распад амфибола с зоной агломерата; Amp – амфибол, Op – реакционная опацитовая кайма, выделена зона агломерата.

(реликты). По принятой в настоящее время классификации IMA [33], фигуративные точки анализов ложатся в поля чермакита-саданагаита-паргасита-эдзита, образуя единый протяженный тренд эволюции составов в ходе декомпрессионной дифференциации (рис. 5). Условия кристаллизации, плавления и распада амфиболов: температура, давление, содержание воды и фугитивность кислорода представлены в табл. 5 и на рис. 6 А, 6 Б, 6 В. На этих рисунках можно видеть, что точки неизменных амфиболов образуют довольно плотные скопления и дистанцируются от фигуративных точек реликтов. Для последних характерны более низкие температура, давление и меньшее

содержание воды (рис. 6 А). В последнем случае точки реликтов лежат на границе стабильности амфибола. Фугитивность кислорода для всей совокупности точек находится в пределах $\text{NNO} - \text{NNO}+2$, однако на некоторое увеличение фугитивности кислорода при распаде амфибола указывает появление в продуктах распада титаномагнетита. По совокупности данных, можно предположить, что плавление и распад амфибола связаны с движением вверх магматической колонны, при этом уменьшалось давление, падала температура и росла фугитивность кислорода.

Для андезибазальтов неадакитового типа с использованием дупироксеновых геотермометров [15, 52, 53] был получен температурный диапазон кристаллизации 918–1039 °С, а с использованием дупироксенового термобарометра [40] полученная величина давления составила от 1.8 до 4.6 кбар. То есть, диапазон кристаллизации неадакитовых андезибазальтов несколько сдвинут в сторону меньших температур, давления соответствуют условиям образования неизменных амфиболов – плагиоклазовой фации глубинности, как это было установлено выше при анализе составов клинопироксенов. Реликтовая фаза по давлению и температуре сохраняет предельно низкие

Таблица 4. Средние составы амфибола.

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 41.80 | 46.17 | 42.45 | 43.47 |
| TiO ₂ | 2.94 | 2.01 | 2.71 | 2.55 |
| Al ₂ O ₃ | 11.60 | 8.10 | 11.79 | 10.49 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.43 | 2.13 | 7.64 | 5.73 |
| FeO | 5.31 | 5.52 | 6.13 | 5.65 |
| MnO | 0.20 | 0.23 | 0.19 | 0.20 |
| MgO | 14.56 | 17.87 | 13.15 | 15.19 |
| CaO | 11.48 | 12.38 | 10.71 | 11.52 |
| Na ₂ O | 2.71 | 2.68 | 2.53 | 2.64 |
| K ₂ O | 0.53 | 0.61 | 0.36 | 0.50 |
| Sum | 98.56 | 97.69 | 97.66 | 97.97 |
| Формула на 23 атома кислорода | | | | |
| Si | 6.0662 | 6.6460 | 6.1997 | 6.3039 |
| Ti | 0.3206 | 0.2173 | 0.2975 | 0.2785 |
| Al | 1.9832 | 1.3734 | 2.0283 | 1.7950 |
| Al ^{IV} | 1.9338 | 1.3540 | 1.8003 | 1.6961 |
| Al ^{VI} | 0.0493 | 0.0194 | 0.2280 | 0.0989 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0020 | 0.0007 |
| Fe ³⁺ | 0.8116 | 0.2296 | 0.8392 | 0.6268 |
| Fe ²⁺ | 0.6444 | 0.6653 | 0.7482 | 0.6859 |
| Mn | 0.0242 | 0.0280 | 0.0229 | 0.0250 |
| Mg | 3.1499 | 3.8354 | 2.8622 | 3.2825 |
| Ca | 1.7847 | 1.9102 | 1.6759 | 1.7902 |
| Na | 0.7638 | 0.7488 | 0.7167 | 0.7431 |
| K | 0.0986 | 0.1114 | 0.0676 | 0.0925 |
| Sum | 15.6471 | 15.7654 | 15.4601 | 15.6242 |
| Mg/Fe _{tot} | 0.68 | 0.81 | 0.64 | 0.71 |

Примечание. 1 – образец 3592, неизменный амфибол, 18 анализов; 2 – образец 3592, реликт, 3 анализа; 3 – образец 3506, 4 анализа; 4 – амфибол из ксенолита [36], 4 анализа, $\text{Mg}/\text{Fe}_{\text{tot}} = \text{Mg}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ арфу.

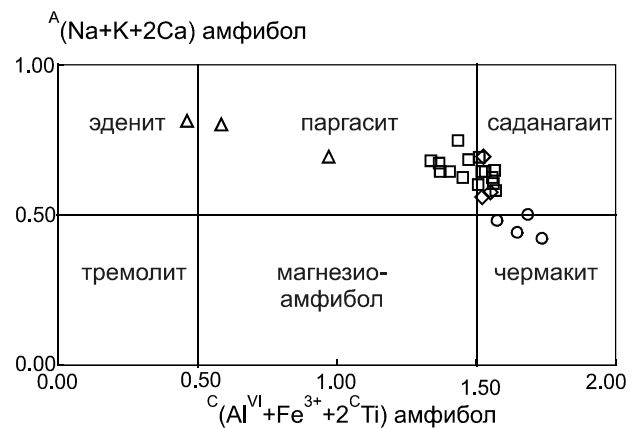


Рис. 5. Классификационная диаграмма составов амфиболов р-на Валоваям в соответствии с [33].

Таблица 5. Средняя температура, давление, фугитивность и содержание воды в расплаве по данным работы [49].

| | T(°C) | P(MPa) | ΔNNO | $\text{Log}f\text{O}_2$ | H ₂ O вес. % |
|---|----------|----------|--------------------|-------------------------|-------------------------|
| 1 | 982 ± 22 | 334 ± 37 | 0.9 | -9.6 ± 0.4 | 4.9 ± 0.7 |
| 2 | 910 ± 22 | 139 ± 16 | 1.9 | -9.8 ± 0.4 | 2.4 ± 0.4 |
| 3 | 940 ± 22 | 355 ± 40 | 0.6 | -10.6 ± 0.4 | 6.5 ± 1.0 |
| 4 | 960 ± 22 | 374 ± 41 | 1.0 | -9.8 ± 0.4 | 5.4 ± 0.8 |

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 4.

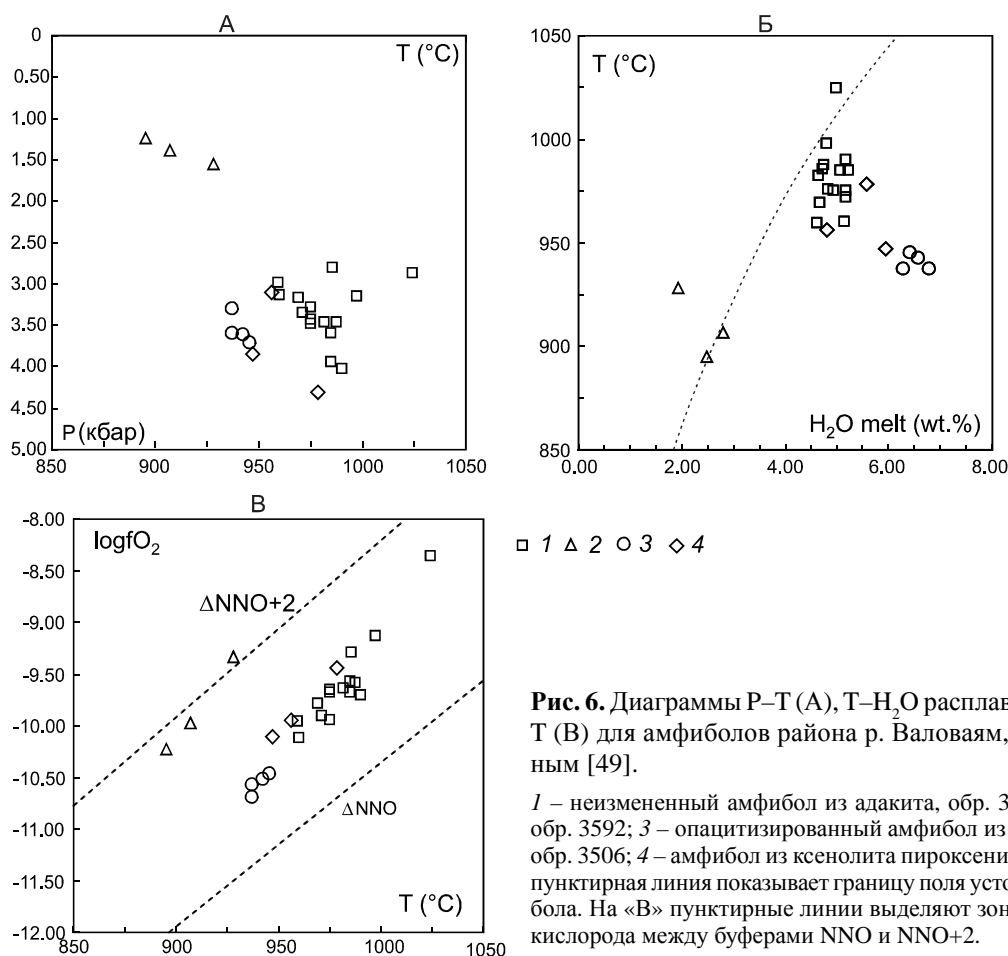


Рис. 6. Диаграммы P–T (А), T–H₂O расплавов (Б), logfO₂–T (В) для амфиболов района р. Валоваям, согласно данным [49].

1 – неизменный амфибол из адакита, обр. 3592; 2 – реликт, обр. 3592; 3 – опациitized амфибол из андезибазальта, обр. 3506; 4 – амфибол из ксенолита пироксенита [34]. На «Б» – пунктирная линия показывает границу поля устойчивости амфибола. На «В» пунктирные линии выделяют зону фугитивности кислорода между буферами NNO и NNO+2.

значения условий существования амфибола в ходе его декомпрессионного плавления и распада.

Биотит – был встречен только в одном образце из андезибазальта и в ксенолите верлита в зоне щелочного метасоматоза совместно с амфиболом, лейцитом и нефелином. По составу оба они близки к ряду флогопит-аннитов.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

Проведем ревизию существующих представлений в отношении типизации проявлений вулканизма верховьев р. Валоваям и некоторых районов Среднего хребта Камчатки, выбранных в качестве сравнительного материала. Выше уже говорилось о том, что в составе пород р. Валоваям присутствуют как вулканы обычного островодужного, так и аномально для островодужных систем внутриплитного типа. В дальнейшем они будут рассматриваться в качестве отдельных геохимических типов. Кроме того, есть предварительные указания о том, что в составе пород районов Валоваям, Белая, Тымлат присутствует адакитовый компонент [34, 37]. Как известно, адакиты и подобные им породы характеризуются повышенными

значениями отношений Sr/Y (выше 40) [41]. Воспользуемся этим критерием для анализа составов пород рассматриваемых районов в зависимости от их кремнекислотности (рис. 7). Анализируя эту диаграмму, можно выделить два типа: 1) высококремнеземистых адакитов (ВКА) преимущественно андезитового-андезибазальтового состава и 2) низкокремнеземистый тип (НКА) преимущественно базальтового состава. В первую группу входят амфиболовые адакиты р-на Валоваям и большая часть амфиболсодержащих пород р-на Белая–Тымлат. Ко второй группе относятся практически все породы Среднего хребта Камчатки и один анализ р-на Тымлата. Все они являются безамфиболовыми. Несколько в стороне располагаются амфиболовые дацитовые адакиты Валоваям (включая состав стекла в ксенолите) и г. Матера. Первый тип при этом попадает в группу высококремнеземистых адакитов HSA (SiO₂ > 60 вес. %), а второй в низкокремнеземистую группу LSA (SiO₂ < 60 вес. %) известной классификации пород этого состава [45]. Выделенные на рис. 7 в качестве адакитов составы в дальнейшем будут рассматриваться как самостоятельные геохимические типы.

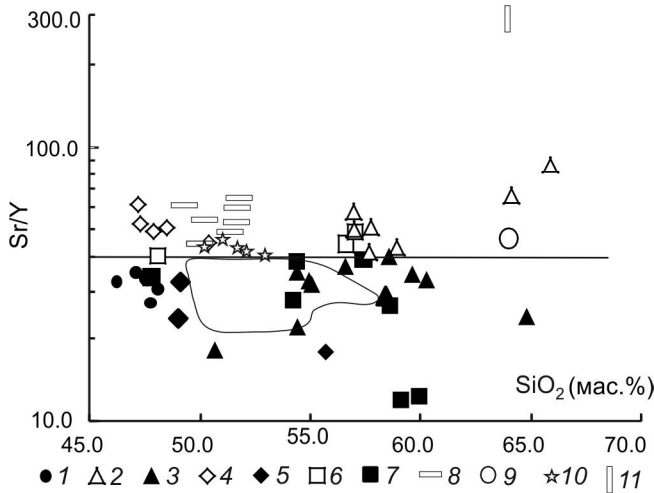


Рис. 7. Соотношение Sr/Y – SiO₂ в породах р-на Валоваям и некоторых районов Срединного хребта Камчатки.

1–3 – р-н Валоваям: базаниты внутриплитного типа (1), адакиты (2), породы неадакитового типа (3); 4–5 – верховья р. Озерной, данные из [51]: адакиты (4), породы неадакитового типа (5); 6–7 – р. Белая, пос. Тымлат, данные из [39]: адакиты (6), породы неадакитового типа (7); 8 – базальты Орловского вулкана и гор Половинной, Столбовой; 9 – дациты г. Матера; 10 – адакиты вулкана Уксичан, данные из [6]; 11 – стекло плавления в ксенолите пироксенита, данные из [37]. Выделено поле составов пород неадакитового типа вулкана Уксичан, по [6].

Новые данные силикатного и редкоэлементного состава представительных образцов пород района р. Валоваям, совместно с данными по некоторым вулканитам выбранных для сравнения районов Срединного хребта Камчатки, представлены в таблице 2 и 3. Соответствующие им петрохимические и геохимические диаграммы можно видеть на рис. 7 и рис. 8. В составе пород р-на р. Валоваям представлена низкотитанистая (рис. 8 Б), низкомагнезиальная (рис. 8 Г), низко-умеренно калиевая известково-щелочная серия (рис. 8 В) – ряд дифференциации от андезибазальтов до дацитов и высокотитанистый субщелочной тип трахибазальтов (базанитов) (рис. 8А–Г), который, судя по высокому содержанию TiO₂ и других высоkozарядных элементов (рис. 8 Б, табл. 2), относится к внутриплитному геохимическому типу. Породы соседствующих районов Белая–Тымлат характеризуются сходными сериальными признаками, хотя некоторые андезиты аномально обогащены щелочами, преимущественно К (рис. 8 А и 8 В). Взятые для сравнения безамфиболовые базальтоиды Срединного хребта варьируют по составу от умеренно-калиевых, низкотитанистых, высокомагнезиальных адакитов триады ОПС (Орловского вулкан, горы Половинная и Столбовая) до высококалиевых и субщелочных трахибазальтов и

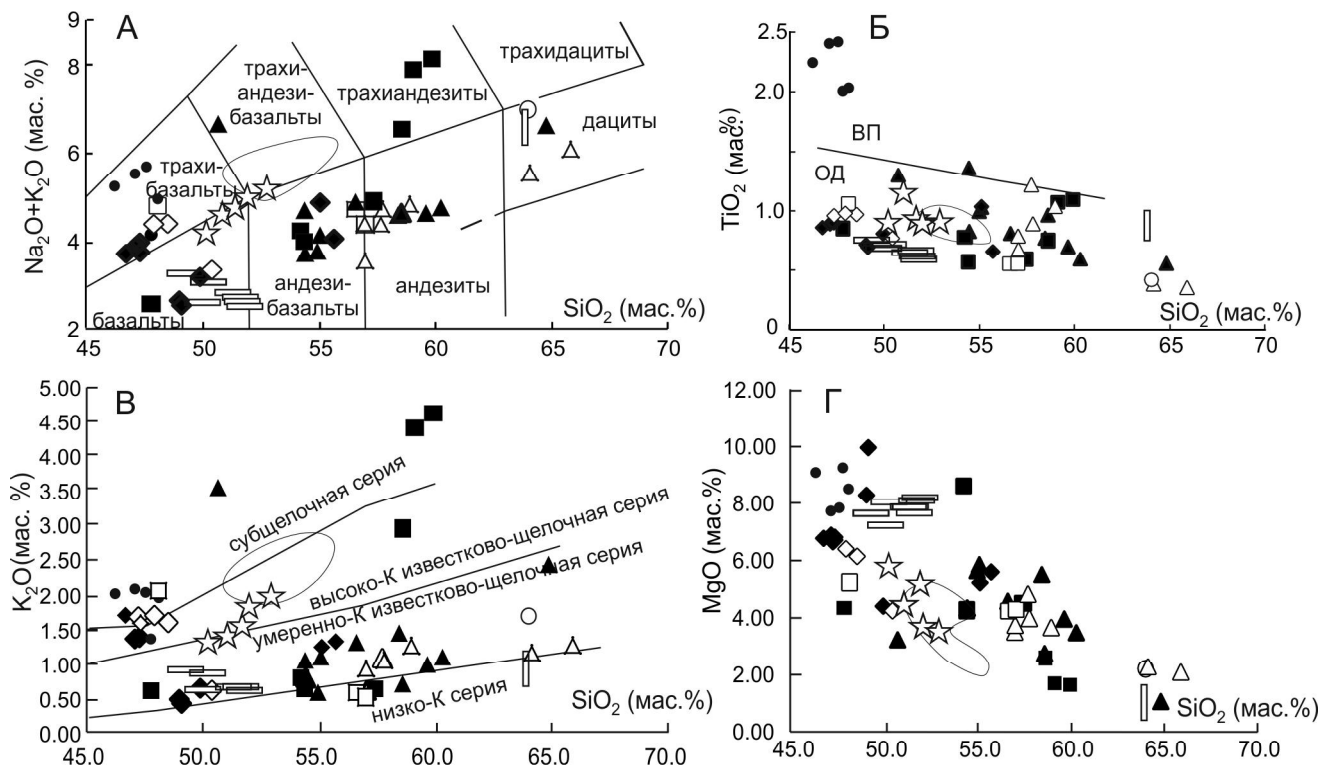


Рис. 8. Соотношения (Na₂O+K₂O) – SiO₂ (А), TiO₂ – SiO₂ (Б), K₂O – SiO₂ (В), MgO – SiO₂ (Г) в породах р-на Валоваям и некоторых районах Срединного хребта Камчатки.

Условные обозначения те же, что и на рис. 7. Поля на диаграммах А, В – по [16, 46], линия, разделяющая на рисунке Б поля вулканитов островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типов – по [11].

трахиандезибазальтов верховьев р. Озерной и вулкана Уксичан. Адакиты Валовой по петрохимическому составу не выделяются, хотя некоторые разновидности характеризуются повышенными кремнекислотностью и суммарной щелочностью. Для пород вулкана Уксичан наблюдается обратная зависимость – переход к адакитовым составам сопровождается уменьшением щелочности и кремнекислотности. Адакитовые и неадакитовые составы пород р. Озерной на диаграммах рис. 8 неразличимы. Хорошей информативностью обладают диаграммы, на которых элементы коррелируются с К, поскольку калиевая щелочность является одним из главных факторов типизации магматических пород. Как видно на диаграммах рисунка 9, базаниты Валовой отличаются высокими концентрациями Ti и Nb и дают самостоятельный тренд I. Кроме того, они характеризуются повышенным содержанием Rb, Zr, Hf, Y, Yb, Lu, Th и совместно с породами неадакитового типа образуют тренд II прямой корреляционной зависимости с калием. Они характеризуются низкими концентрациями для Pb и невысокими содержаниями Ba и Sr. Все эти признаки присущи породам так называемого внутривулканического типа. На тренде II прямой корреляционной зависимости с К располагается основная масса составов пород неадакитового типа. Содержания таких индикаторных для пород островодужного типа элементов, как Ba, Sr, Nb, Zr, Hf, Y, Yb, Lu, определяется для них в основном разной K-ой щелочностью. Как уже отмечалось ранее, некоторые андезиты Валовой и Тымлата обогащены K и коррелятивно связанными с ним элементами: Rb, Pb, Ba, Zr, Hf, Y, Yb, Lu, Th. По соотношению таких элементов, как Rb, Pb, Ba, Sr, Nb, Th, K, породы адакитового и неадакитового типов не различаются. В отношении других высоко некогерентных элементов можно выделить некоторую аномальную область пониженных концентраций, в которой преимущественно располагаются точки составов адакитов. При этом в ряду перехода Lu – Yb – Y – Hf – Zr – Nb наблюдается такая закономерность: точки составов амфиболовых ВКА Валовой, Белая – Тымлат, первоначально группирующиеся отдельно от составов безамфиболовых НКА Срединного хребта, своими пониженными концентрациями постепенно сливаются в одну область концентраций, уже не отличимую от составов неадакитовых пород по соотношению Nb-K. Запомним эту закономерность, которая в дальнейшем получит свое объяснение при анализе трендов эволюции составов адакитов.

ДВА ТИПА АДАКИТОВ НА КАМЧАТКЕ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Итак, впервые в пределах Камчатского региона помимо уже известных типов адакитов и магнезиаль-

ных андезитов [2, 5, 13, 14, 34–36] выделен новый тип низкокремнеземистых адакитов (НКА), попадающий в группу LSA пород этого состава, по классификации [45].

Поскольку адакиты обычно имеют пониженные концентрации высоко некогерентных элементов, весьма распространенными являются представления многих исследователей [34, 37, 44, 45, 50], что это вызвано присутствием граната в рестите, минерала, который имеет высокие (> 1) коэффициенты распределения минерал-расплав для иттрия и тяжелых РЗЭ. По мнению [28], присутствие граната или амфибола в качестве остаточной фазы может быть причиной образования расплавов с низкими концентрациями Y и тяжелых РЗЭ. Существует и такая точка зрения: как видно на рис. 10 А, по данным [22], образование адакитов может быть связано либо с фракционированием амфибола, либо клинопироксена. Посмотрим, какой из факторов реально можно связать с образованием рассматриваемых адакитов. На диаграмме Y–SiO₂ (рис. 10 Б) тренд изменения составов амфиболсодержащих ВКА контролируется амфиболом. В какой-то мере то же можно сказать по поводу НКА Срединного хребта. Диаграмма Dy/Yb – La/Yb (рис. 10 В) свидетельствует о том, что изменение составов адакитов обоих типов может происходить при участии амфибола и только в отношении «черных пироксенитов» (иногда с гранатом), если их рассматривать как закристаллизовавшиеся мантийные расплавы [8], можно предполагать участие граната. Наконец, по соотношению Sr – SiO₂ (рис. 10 Г) изменение составов ВКА Валовой и г. Матера контролируется амфиболом. Для всех НКА и жилки плавления в пироксените эту роль может играть клинопироксен.

Таким образом, несмотря на противоречивость некоторых диаграмм, можно заключить, что гранат может играть свою роль только при образовании некоторых «черных пироксенитов», безамфиболовые адакиты образуются при участии клинопироксена, а амфиболсодержащие – при участии амфибола.

Для того чтобы понять механизм этого участия, рассмотрим подробнее диаграмму Nb–K и попытаемся объяснить ту аномалию по Nb, которая была отмечена на рис. 9. Использование укрупненного логарифмического формата позволяет с большей детальностью проанализировать особенности соотношения Nb–K для рассматриваемых составов (рис. 11 А). Здесь нанесены те же два тренда, что и на рис. 9. Как видно на этом рисунке, все точки безамфиболовых пород Срединного хребта (в том числе НКА) располагаются в поле обычных островодужных составов (тренд II). В то же время, основной массив точек амфиболсодержащих пород районов Белая–Тымла и Ва-

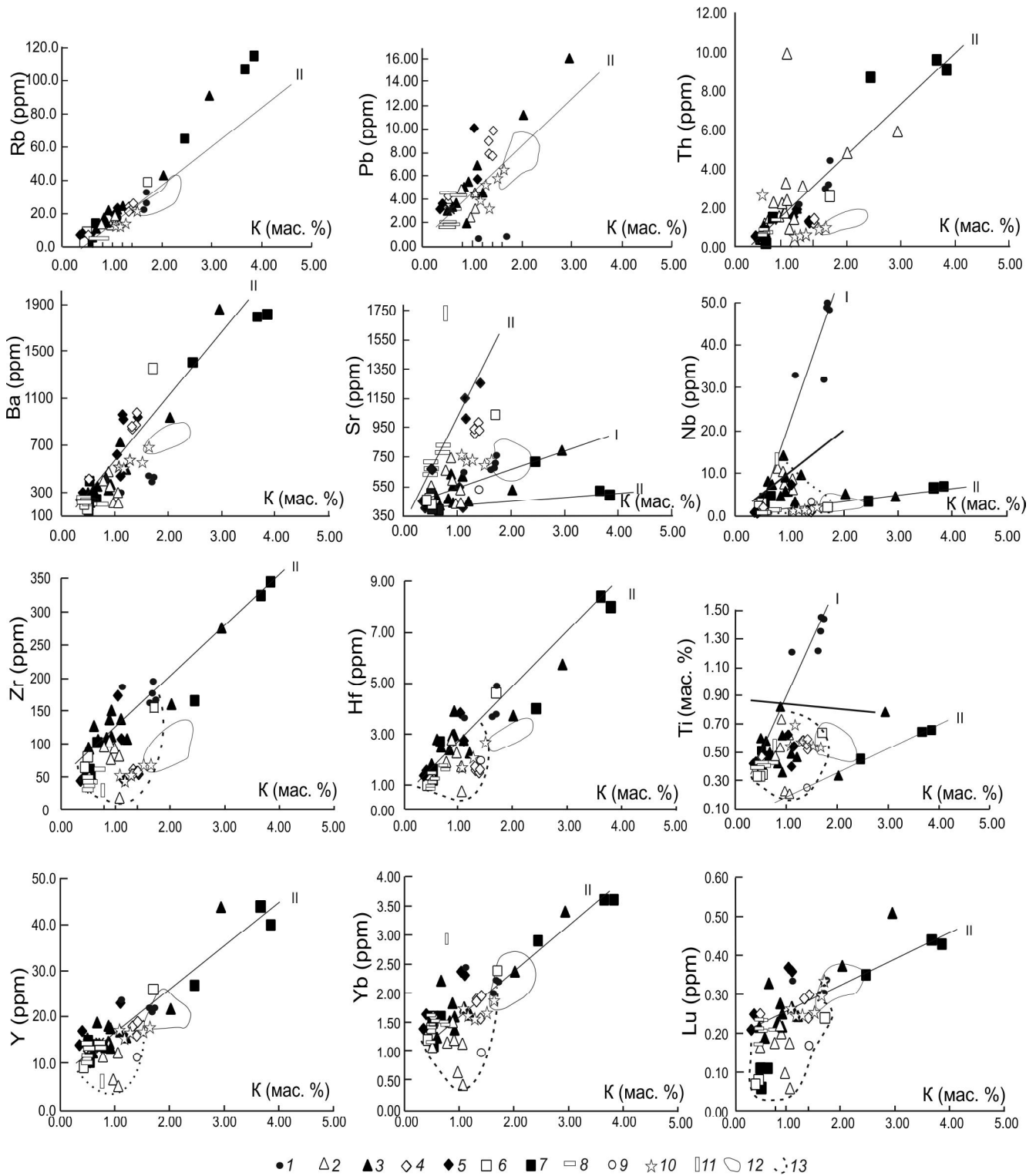


Рис. 9. Соотношение элементы – К в породах р-на Валуевая и некоторых районов Срединного хребта Камчатки.

I–II – то же, что и на рис. 7. *I2* – поля составов пород неадакитового типа вулкана Уксичан, по [6] и *I3* – адакитов, обедненных высоkozарядными элементами. *I* и *II* – тренды селективного плавления (*I*) и фракционной дифференциации (*II*). На диаграммах *Ti–K* и *Nb–K* дополнительной линией разделены поля пород внутриплитного и островодужного типов.

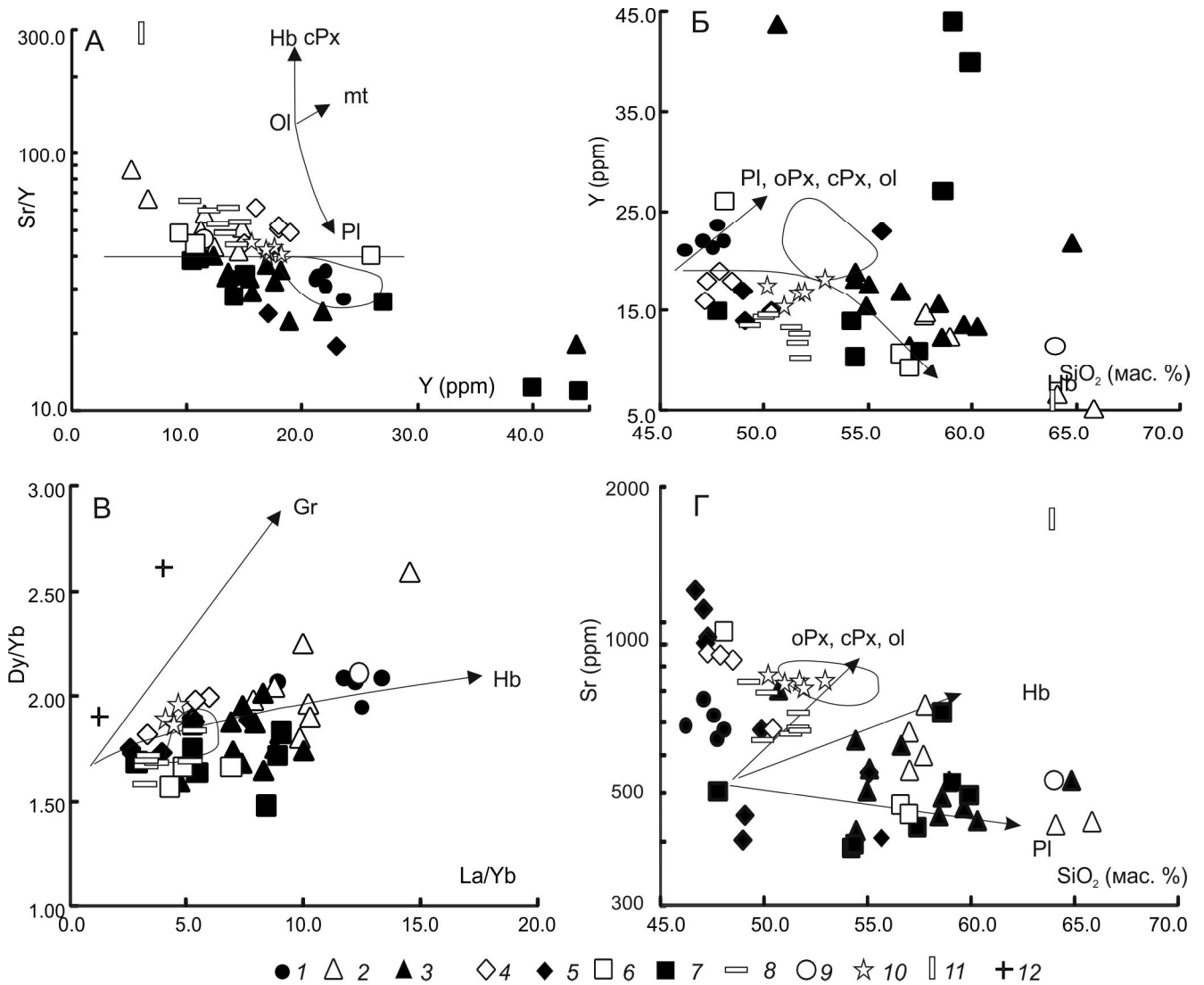


Рис. 10. Соотношение Sr/Y–Y (А), Y–SiO₂ (Б), Dy/Yb–La/Yb (В), Sr–SiO₂ (Г) в породах р-на Валавоям и некоторых районах Срединного хребта Камчатки.

1–11 – то же, что и на рис. 7; 12 – ксенолиты «черных пироксенитов». Использованы материалы: для А – [22], для Б – [21], для В – [29], для Г – [5].

ловаям (включая ВКА и жилку плавления) образуют единый тренд, в котором обогащенные Nb базальты оккупируют крайние части полей субщелочных базальтов Гавайских вулканов и Исландии. Подобного типа трендами отмечаются проявления внутриплитного типа в различных островодужных системах [8]. Для объяснения механизма образования этого тренда обратимся к экспериментам С. Дапле и Д.Р. Бакера [26], которые рассчитывали коэффициенты распределения в системе элемент–расплавы при плавлении кальциевых амфиболов. По данным этих экспериментов, при плавлении амфиболов в расплаве возрастают концентрации таких высоко некогерентных элементов, как Nb (рис. 10 Б), Zr, Hf, Y (рис. 10 Г),

Yb, Lu, увеличивается содержание Sr (рис. 10 В) и уменьшается содержание К. При этом концентрации элементов возрастают в разной степени, о чем свидетельствуют соответствующие коэффициенты распределения (табл. 6). Порядок их возрастания напоминает ту последовательность, которая была отмечена при

Таблица 6. Коэффициенты распределения (D) в системе элемент в амфиболе–элемент в его расплаве по результатам экспериментов С. Дапле и Д.Р. Бакера [26].

| Элемент | Y | Lu | Yb | Hf | Zr | Nb |
|---------|------|------|------|------|------|------|
| D | 0.46 | 0.44 | 0.38 | 0.29 | 0.15 | 0.08 |

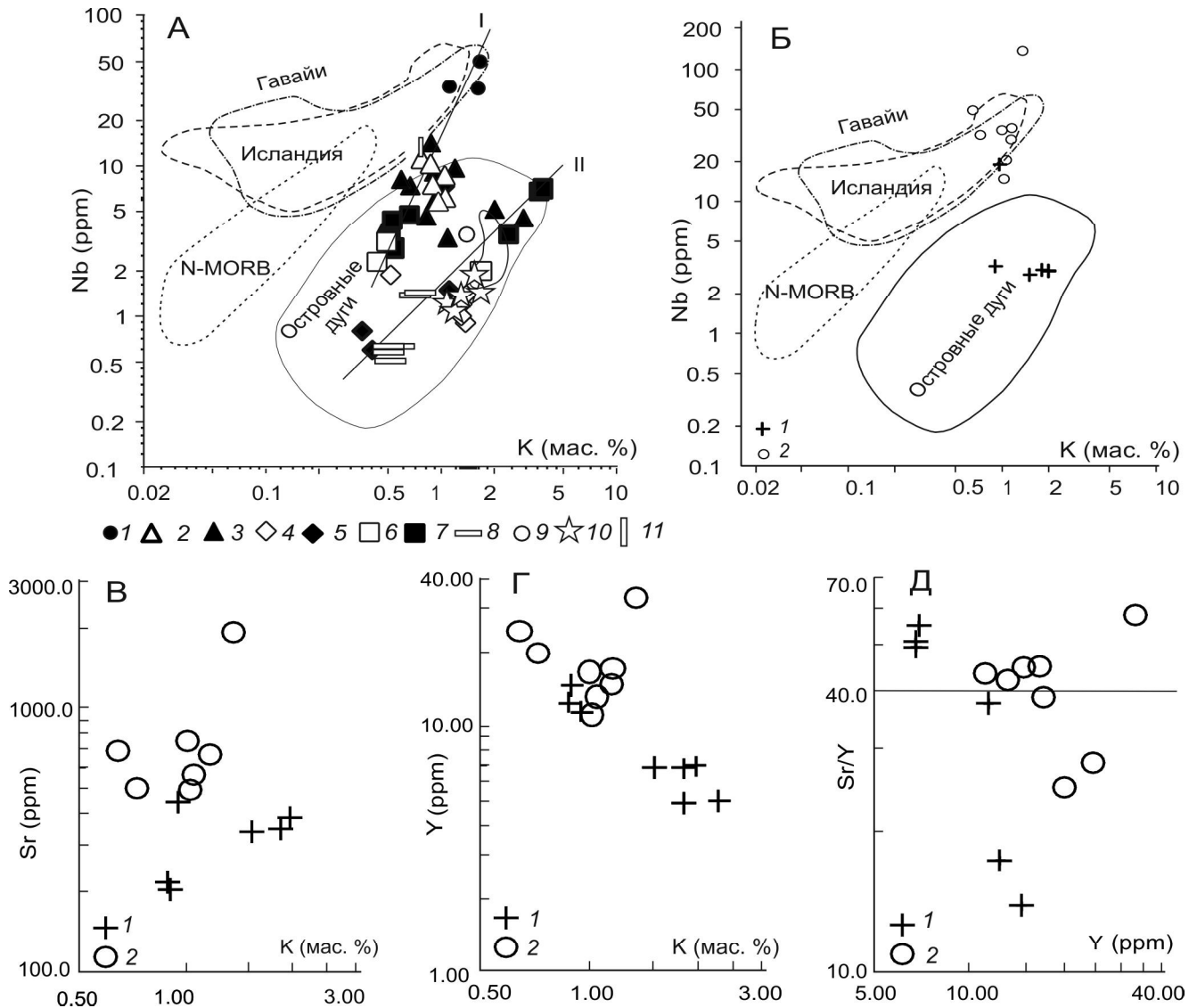


Рис. 11. Соотношение Nb – К (А) в породах р-на Валоваям и некоторых районов Срединного хребта Камчатки, Nb–К (Б), Sr–К (В), Y–К (Г), Sr/Y–Y (Д) в амфиболах и стеклах их плавления – модельные составы.

Для А – I–II – см. рис. 7; Для Б, В, Г, Д: 1 – состав амфиболов, 2 – стекла их плавления. Использованы данные из [26].

анализе соответствующих диаграмм рис. 9. Именно при участии расплавов, образующихся при плавлении амфибола, для одних элементов (Lu, Yb, Y) сохраняется индивидуальность ВКД, а для других (Hf, Zr, Nb) она исчезает. Тренд соотношения Nb–К для «расплавных» концентраций (рис. 10 Б) весьма напоминает таковой для ВКА и внутриплитных базанитов (рис. 10 А). Во всех стеклах плавления не только сохраняется «адакитовое» отношение Sr/Y, как было в амфиболах до их плавления, но появляются и новые кластеры с такими отношениями (рис. 10 Д). Из этого можно сделать вывод, что амфибол является главным фактором, контролирующим образование ВКА. Его фракционирование вызывает обеднение расплава

высокозарядными элементами, а плавление – выборочное нарастание их концентраций и образование адакитовых составов. В отношении НКА влияние амфиболового расплава практически не проявлено даже в отношении амфиболсодержащего ВКА г. Матера (рис. 10 А). Здесь, вероятно, существует только клинопироксеновый контроль.

К ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Представленные материалы свидетельствуют о том, что в районе Валоваям проявлен вулканизм двух основных типов: островодужный, в составе низкотитанистой известково-щелочной базальт-андезито-дацитовой серии с высококремнеземистыми (ВКА) ада-

китами, и внутриплитный – базанитовый, несущий шпинель-лерцолитовые ксенолиты. Среди использованных для сравнения миоцен-плиоценовых вулканитов Срединного хребта Камчатки второй тип вулканизма обнаружен не был.

Достаточно распространенной является точка зрения о том, что для каждого подобного типа существуют свои источники [1, 37, 47]. При этом первый тип связывается с процессами субдукционной геодинамики [1, 47], а второй прямо или косвенно – с эволюцией мантийных плюмов [1]. С другой стороны, совместное рассмотрение особенностей вещественного состава островодужных и внутриплитных вулканитов, проявившихся в Камчатском регионе (в том числе и района Валоваям), позволило сделать вывод о том, что образование их следует связывать с единым, но эволюционирующим в зависимости от глубины проявления мантийным источником [10].

Прежде всего, зададимся вопросом – относятся ли эти разные типы вулканизма к единому эволюционному ряду или это проявления, связанные с различными исходными расплавами и различными мантийными источниками. Как уже было отмечено ранее, по соотношению Nb–K (рис. 11 А) на одном тренде располагаются практически все точки составов как островодужных, так и внутриплитных вулканитов Валоваям, Белая, Тымлат. Они могли образоваться из одного амфиболсодержащего мантийного источника при разной степени плавления. Рассмотрим еще ряд диаграмм, позволяющих оценить состав мантийного источника. По соотношению La/Yb–Yb (рис. 12 А) на одном и том же тренде «в» парциального плавления шпинелевых лерцолитов располагаются и точки составов базанитов внутриплитного типа (малая степень плавления), и составы неадакитовых островодужных вулканитов (высокая степень плавления от 10 до 25 %) Валоваям. Значения для ВКА того же района сдвинуты в сторону тренда плавления гранат-шпинелевых перидотитов, поскольку они обогащены La и обеднены Yb. Но это может быть следствием наложенного флюидного обогащения и фракционирования амфибола, о чем говорилось при обсуждении диаграмм рис. 9. В отношении ВКА Белая–Тымлат (рис. 12 А) и НКА Срединного хребта (рис. 12 Б) можно предположить существование иного – пироксенитового источника с такой же высокой степенью парциального плавления. При этом жилка стекла адакитового состава в пироксените, скорее, также относится к этому пироксенитовому тренду и образовалась при очень малой степени плавления (рис. 12 А). Модели частичного плавления гранатового и шпинелевого перидотитов (рис. 12 В–Г и 12 Д–Е) рассчитаны таким образом, что только фракционирование граната может

вызвать такое обеднение расплавов тяжелыми РЗЭ (Yb, Lu), что соответствующие фигуративные точки займут свое положение на кривых плавления гранатового перидотита. Как видно на рис. 12 В, расплавы для пород как внутриплитного, так и островодужного (включая ВКА) типа Валоваям, Белая–Тымлат могли образоваться при плавлении шпинелевых перидотитов в диапазоне значений частичных выплавов от 0.4 до 5 %. Заметно меньшая степень плавления потребовалась бы для образования жилки адакита в пироксените. При этом, однако, не исключается возможность участия пироксенитового источника «черных пироксенитов», поскольку здесь проходит и пироксенитовый тренд. Точки составов безамфиболовых вулканитов Срединного хребта (рис. 12 Г) отчетливо тяготеют к этому пироксенитовому тренду (в особенности НКА) при несколько большей степени частичного плавления. Исходные расплавы здесь не настолько обеднены Yb (нет гранатового контроля), чтобы соответствующие фигуративные точки вулканитов попали на кривую плавления гранатового перидотита. На рис. 12 Д картина более сложная. Здесь точки составов всех пород Валоваям, Белая, Тымлат беспорядочно разбросаны между кривыми плавления Sp- и Gr-перидотитов. Картина становится более понятной после нанесения пироксенитового тренда, составов амфиболов и стекол их плавления из работы С. Дапле и Д.Р. Бакера [26]. Точки составов пород Валоваям располагаются в поле составов этих стекол, а в отношении пород районов Белая–Тымлат отчетливо наблюдается еще и влияние пироксенитового источника. В отношении безамфиболовых представителей Срединного хребта проблема источника здесь решается еще проще – все точки составов здесь группируются в соответствии с пироксенитовым трендом (рис. 12 Е).

Таким образом, можно предполагать, что образование всей совокупности пород Валоваям связано с эволюцией единого источника состава шпинелевых лерцолитов при участии водных флюидов и возможного влияния расплавов со стороны «черных пироксенитов» (рис. 12 В). Породы районов Белая–Тымлат связаны с исходным пироксенитовым источником при участии водных флюидов. Безамфиболовый состав пород Срединного хребта образовался вследствие плавления пироксенитового источника или пироксенитовой части шпинель-лерцолитового резервуара.

Известно, что составы стекол в ксенолитах как следов быстрой кристаллизации расплавов, образовавшихся при их декомпрессионном плавлении, используются для реконструкции состава первичных расплавов и их эволюции [30, 31]. Существует и другая точка зрения, что эти образования являются следствием просачивания чужеродных расплавов сквозь

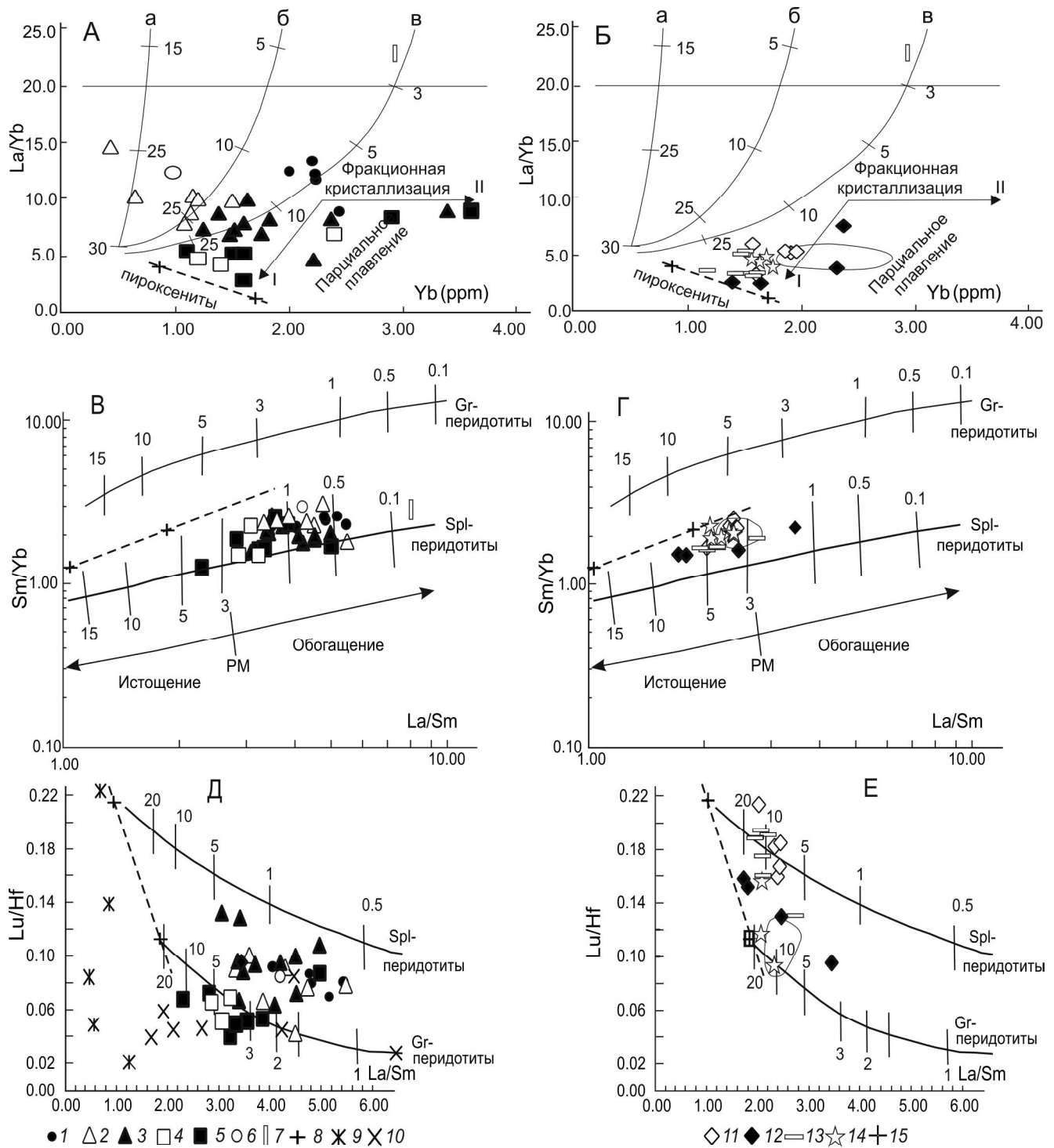


Рис. 12. Вариации соотношений La/Yb – Yb (А, Б), Sm/Yb – La/Sm (В, Г), Lu/Hf – La/Sm (Д, Е) в породах Валовой, Белая–Тымлат, Матера (А, В, Д) и некоторых районов Срединного хребта Камчатки (Б, Г, Е).

1–3 – см. рис. 7; 4–5 – р. Белая, поселок Тымлат, данные из [39]: адакиты (4), породы неадакитового типа (5); 6 – г. Матера; 7 – стекло плавления в ксенолите пироксенита, данные из [37]; 8 – ксенолиты черных пироксенитов; 9 – амфиболы; 10 – стекла их плавления; 11–12 – верховья р. Озерной, данные из [51]: адакиты (11), породы неадакитового типа (12); 13 – базальты Орловского вулкана и гор Половинной, Столбовой; 14 – адакиты вулкана Уксичан, данные из [6]; 15 – ксенолиты «черных пироксенитов».

А–Б: а, б, в – тренды плавления гранатовых, шпинель-гранатовых и шпинелевых перидотитов (лерцолитов), соответственно, и стрелки трендов I и II, по [20]; I и II – то же, что и на рис. 9; В–Г – по данным [19], Д–Е – по данным [48]; на диаграммах Б, Г, Е выделено поле составов неадакитовых пород вулкана Уксичан, по [6]; пунктиром показан тренд эволюции составов ксенолитов «черных пироксенитов».

материал, представленный мантийными ксенолитами [28, 32, 36]. Однако зависимость составов этих стекол от состава содержащих их ксенолитов и степени их плавления [8] позволяет принять первую точку зрения. Не могут эти стекла быть и остаточной фазой, образовавшейся в ходе процессов кристаллизационной дифференциации, поскольку, как было отмечено при изучении минералогического состава ксенолитов «черных пироксенитов», соответствующие им клинопироксеновые тренды отражают изменение степени плавления этого мантийного источника (рис. 3 Б-2, 3 В-2). Базаниты, а также щелочные базальты Валовой несут обширный набор мантийных ксенолитов, среди которых преобладают шпинелевые лерцолиты, но встречаются и «черные пироксениты». В этих ксенолитах нередко видны следы их вторичного плавления и перекристаллизации с участием амфибола. Этот и подобный ему материал будет использован при создании обобщающей петрологической модели.

Как видно на рис. 13, точки составов щелочных базальтов и базанитов Валовой, а также практически все составы НКА Срединного хребта, для которых предполагалось участие пироксенитового источника (рис. 12 Б, Г, Е), по соотношению суммы щелочей-кремнезем и TiO_2-SiO_2 располагаются в поле стекол «черных пироксенитов» (рис. 13 Б и Е). При этом часть составов отличаются повышенной магниальностью (рис. 13 Г). Но если учесть, что образование стекол в пироксенитах происходит при малой степени плавления, а для НКА этот фактор может достигать 20–25 % (рис. 12 Б и Е), становится понятным такое расхождение данных на рис. 13 Г. Содержание TiO_2 в расплавах, образующихся при малой степени плавления «черных пироксенитов», может в 3–4 раза превышать соответствующие значения в самих пироксенитах. Возрастание концентраций TiO_2 (малая степень плавления клинопироксена) и Nb (малая степень плавления амфибола), а также калиевой щелочности (сочетание двух факторов – малой степени плавления и щелочной метасоматоз) становятся отличительной чертой внутриплитных вулканитов Валовой. Точки составов ВКА Валовой, Белая-Тымлат и Матера либо целиком занимают поле стекол плавления лерцолитового источника, либо смещаются в область предполагаемого смешения расплавов плавления пироксенитов и лерцолитов (рис. 13 Б, Г, Е). Низкие концентрации TiO_2 и Nb как следствие возросшей степени плавления лерцолитового источника (и здесь в первую очередь происходит плавление клинопироксена и амфибола) – отличительная черта вулканитов островодужного типа.

Таким образом, можно предложить двустадийную модель петрогенезиса для такого случая, когда наблюдается пространственное и возрастное сов-

мещение пород внутриплитного и островодужного типов: 1) образование «черных пироксенитов» как следствие быстрой кристаллизации расплавов (нет кумулятивных трендов), возникших при плавлении лерцолитового источника [8] в условиях шпинель- или гранат-лерцолитовой фации глубинности, и 2) возникновение всего набора пород Валовой как результат вторичного плавления тех же пироксенитов и лерцолитов в условиях плагиоклазовой фации глубинности и в обстановке щелочного метасоматоза.

ВКА свои характеристики приобретают в ходе декомпрессионного плавления, распада и фракционирования амфиболов. Плавление амфибола ведет к возрастанию концентраций Sr (рис. 11 В) и некоторых высокозарядных элементов: Nb, Y (рис. 11 Б, В), а фракционирование – к уменьшению концентраций Ti, Zr, Hf, Y, Yb, Lu (рис. 9).

НКА Срединного хребта образуются при плавлении пироксенитового источника в относительно «сухой» системе при несколько большей степени плавления, в условиях клинопироксенового контроля, плавление которого ведет к повышению Sr в расплаве (рис. 9, рис. 10 Г), а фракционирование сопровождается уменьшением концентраций некоторых высокозарядных элементов: Zr, Nb, Hf (рис. 9).

Существуют представления [18], что образование «черной серии» – результат инконгруэнтного вторичного плавления пород в верхней охлажденной кайме головы мантийного плюма, а «зеленая серия» (с преобладанием шпинелевых лерцолитов) представляет состав этой головной части плюма. Наложный щелочной метасоматоз при этом объясняется эффектом просачивания флюидов из того же плюмогенного источника. Такая модель вполне применима для объяснения происхождения источников первичных расплавов обоих типов адакитов.

Таким образом, нет необходимости привлечения субдукционного механизма и процессов плавления поддвигаемой океанической плиты для модели образования адакитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных материалов свидетельствует, что пространственное и временное сочетание проявлений внутриплитного и островодужного вулканизма в р-не Валовой не является случайным, а может быть следствием плавления единого источника с участием мантийного диапира. Привлечение данных по составу мантийных ксенолитов и следов их плавления в виде остаточных стекол позволило связать в единый процесс образование пород с различными сериальными признаками. Предложена двухстадийная модель петрогенезиса – образование «черных пироксенитов» как ре-

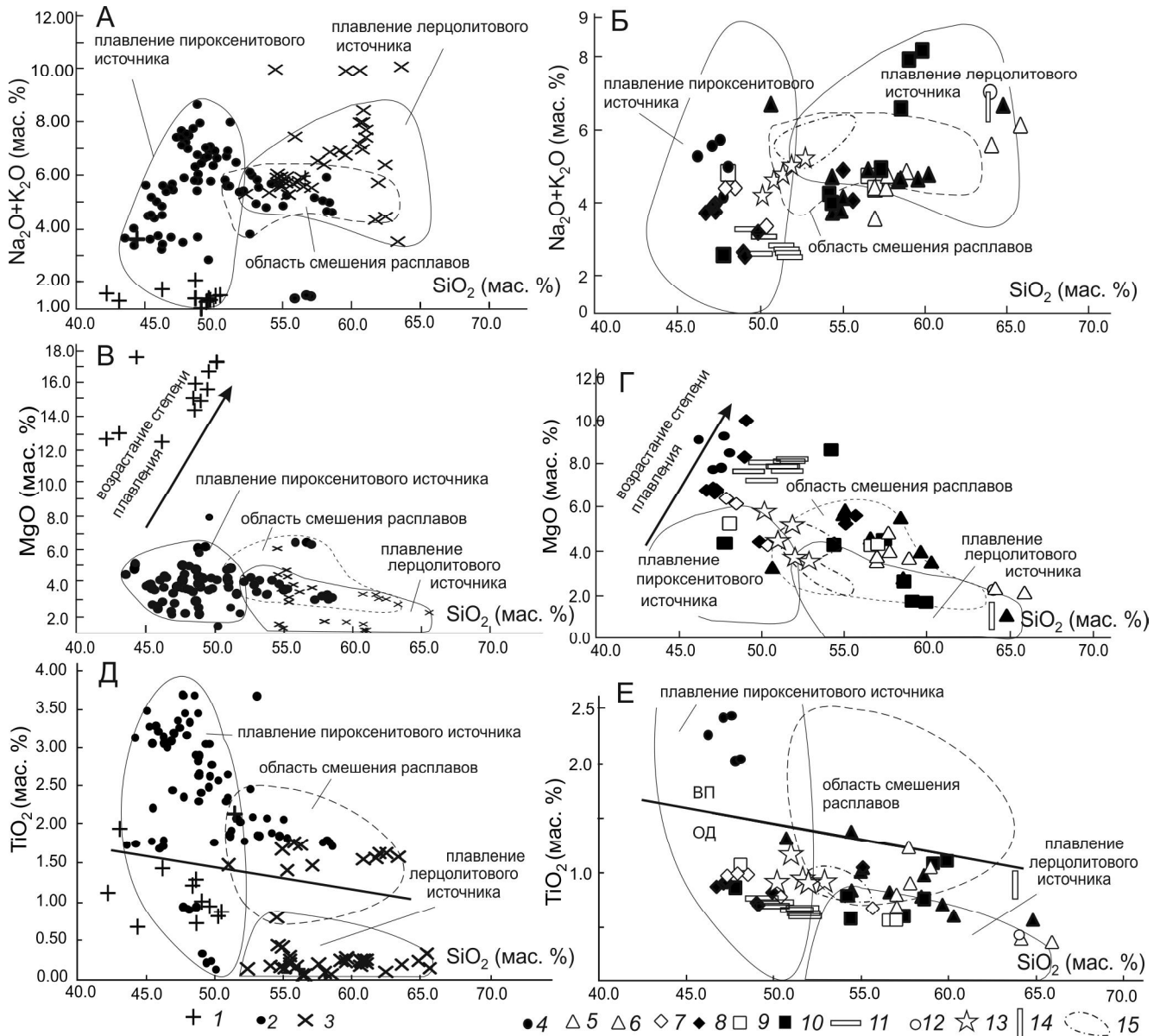


Рис. 13. Соотношение (Na₂O+K₂O) – SiO₂ (А, Б), MgO – SiO₂ (В, Г), TiO₂ – SiO₂ (Д, Е) в ксенолитах и стеклах их плавления (А, В, Д), в вулканитах Валовой и некоторых районов Срединного хребта Камчатки (Б, Г, Е).

1–2 – ксенолиты «черных пироксенитов»: валовый состав (1), стекла плавления (2); 3 – стекла плавления в обогащенных лерцолитах; 4–14 – см. рис. 7; 15 – поле составов пород неадакитового типа вулкана Уксичан, по [6]. На Б, Г, Е с данными по вулканитам совмещены поля составов стекол плавления ксенолитов. Линия со стрелкой – возрастание степени плавления пироксенитового источника. Использованы материалы из [8].

зультат плавления мантийных лерцолитов и возникновение всего комплекса пород как следствие плавления тех же лерцолитов и новообразованных пироксенитов.

Совместное рассмотрение близких по возрасту пород р-на Валовой и Срединного хребта позволило выявить два типа адакитов: высококремнеземистых (ВКА) в первом регионе и низкокремнеземистых (НКА) во втором. Образование первого типа связывается с фракционированием, плавлением и распадом

амфибола, второго типа – с фракционированием и плавлением клинопироксена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых К-На – щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
2. Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н. Бояринова М.Е., Кэй Р.У.,

- Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольдман Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак) – типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1553–1564.
3. Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток. М.: Недра, 1979. 536 с.
 4. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Под ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: ОИГГиМ. Ротапринт, 1990. С. 73–130.
 5. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 140–172.
 6. Давыдова М.Ю. Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2014. 149 с.
 7. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Богоявленский С.О., Пономарев Г.П. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканиках // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 3. С. 676–679.
 8. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканики как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. мир, 1999. 223 с.
 9. Колосков А.В. Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 15–32.
 10. Колосков А.В. Аномальные магматические зоны современных островодужных систем. Корякско-Камчатская вулканическая зона // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 398–417.
 11. Колосков А.В., Хубуная С.А. Новые данные по петрологии вулканических пород района Чичинаутзин: источники магматических расплавов и происхождение Трансмексиканского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 4. С. 24–39.
 12. Колосков А.В., Ананьев В.В., Пузанков М.Ю. Амфибол в четвертичных гавайитах Кекукнайского вулканического массива (Камчатка) как показатель декомпрессионной эволюции расплавов повышенной щелочности // Зап. Рос. минерал. о-ва. 2014. № 2. С. 94–115.
 13. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И. НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной камчатской депрессии // Вулканизм и геодинамика. IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии: Материалы симпозиума. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 2. С. 449–454.
 14. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А., Демонтерова Е.И., Чащин А.А., Ананьев В.В., Цыпукова С.С., Травин А.В., Сандмирова Г.П., Владимирова Т.А. НЕВ-адакитовый вулканизм Камчатки: новые изотопно-геохронологические и минералого-геохимические данные, условия развития // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Материалы научной конференции. М: ИГЕМ РАН, 2010. С. 136–137.
 15. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 456–459.
 16. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
 17. Плечев П.Ю., Цай А.Е., Щербаков В.Д., Дирксен О.В. Роговые обманки в андезитах извержения 30 марта 1956 г. вулкана Безымянный и условия их опацизации // Петрология. 2008. Т. 16, № 1. С. 21–37.
 18. Шарков Е.В., Богатиков О.А. «Корни» магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // Докл. АН. 2015. Т. 460, № 5. С. 579–584.
 19. Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский район) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 1013–1024.
 20. Andronikov A., Mukasa S. ⁴⁰Ar/³⁹Ar eruption ages and characteristics of Late Tertiary to Quaternary intraplate and arc-related lavas in interior Alaska // Lithos. 2010. V. 115. P. 1–14.
 21. Brophy J.G. A study of rare earth element (REE) – SiO₂ variations in felsitic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: a potential test for discriminating between the two different processes // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 156. P. 337–357.
 22. Castillo P.R. Janney P.E., Solidum R. Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 33–51.
 23. Castillo P.R. An overview of adakite // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51, N 3. P. 357–268.
 24. Castillo P.R. Origin of the adakite-high-Nb desalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // Geol. Soc. Amer. Bull. 2008. V. 120. P. 451–462.
 25. Chiaradia M. Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador) // Chemi. Geol. 2009. V. 265. P. 468–487.
 26. Dalpe C., Baker D.R. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 233–250.
 27. Davidson J., Turner S., Handley et al. An amphibole «sponge» in arc crust? // Geology. 2007. V. 35. P. 787–790.
 28. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
 29. Foley F.V., Pearson N.I., Rushmer T. et al. Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and Little Solander islands, New Zealand // J. Petrol. 2013. V. 54, N 4. P. 703–744.
 30. Francis D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak island, Alaska // J. Petrol. 1976. V. 17, N 3. P. 357–378.
 31. Francis D.M. Some implications of xenoliths glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 108. P. 175–180.
 32. Garcia M.O., Presti A.A. Glass in garnet pyroxenite xenoliths from Kaula island, Hawaii: product of infiltration of host nephelinites // Geology. 1987. V. 15. P. 904–906.
 33. Hawthorne F.C., Oberti R., Herlow G.E et al. Nomenclature of amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.
 34. Hochstaedter A.G., Kepezhinskas P.K., Defant M.J. et al. On the tectonic significance of arc volcanism in Northern Kam-

- chatka // *J. Geol.* 1994. V. 102. P. 639–654.
35. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F. et al. The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73, N 13S. P. A538.
 36. Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc // *J. Petrol.* 1995. V. 36, N 6. P. 1505–1527.
 37. Kepezhinskas P.K., Defant M. J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. N 7. P. 1217–1229.
 38. Kepezhinskas P.K., Defant M. J. Contrasting style of mantle metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka. Subduction: Top to Bottom // *Geophys. Monograph.* 1996. P. 307–314.
 39. Kepezhinskas P.K., 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, N 3. P. 577–600.
 40. Keit D., Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochemi.* 2008. V. 69. P. 61–120.
 41. Kolb M., Quart A.V., Peytcheva I. et al. Adakite-like and normal arc magmas: Distinct fractionation path in East Serbian segment of the Balkan-Carpathian Arc // *J. Petrol.* 2013. V. 54(3) P. 421–451.
 42. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // *The Can. Mineral.* 1997. V. 35. P. 219–246.
 43. Macpherson C. G., Dreher S.T., Thirlwall M.F. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243. P. 581–593.
 44. Martin H. The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoides // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 411–429.
 45. Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24.
 46. Pecirillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
 47. Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W. et al. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) // *Chem. Geol.* 2002. V. 193. P. 1–24.
 48. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44, N 1. P. 113–140.
 49. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45–66.
 50. Song S., Niu Y., Su L. et al. Adakitic (tonalitic-trondjemitic) magmas resulting from eclogite decompression and dehydration melting during exhumation in response to continental collision // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 130. P. 42–62.
 51. Volynets A.O., Churikova T.G., Woerner G. et al. Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implication for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.
 52. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
 53. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. P. 109–124.
 54. Yagodzik G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. Geochemical evidence for the melting of subduction oceanic lithosphere at plate edges // *Nature.* 2001. V. 409. P. 500–504.

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым

A.V. Koloskov, D.V. Kovalenko, V.V. Ananiev

Adakite volcanism at the continental margin and associated problems. Part 1. Adakites from the upper reaches of the Valovayam River. New age and material characteristics, petrological modeling

The paper presents new age and petrological-geochemical data on the composition of rocks from the area of the Valovayam River (Isthmus of Kamchatka) and some areas of the Sredinny Range of Kamchatka (Orlov Volcano, Polovinnaya Mount, Stolbovaya Mount, Matera Mount). The data analysis evidences that spatial and temporal manifestations of intraplate and island-arc volcanism in the area of the Valovayam River are not accidental, but resulted from melting of the common source with the mantle diapir contribution. Additional data on composition of mantle xenoliths and traces of their melting in the form of residual glasses made it possible to associate the formation of different series rocks into a single process. A two-stage model of petrogenesis was suggested: evolution of black pyroxenes as a result of melting of mantle lherzolites and formation of the whole rock assemblage caused by melting of the same lherzolites and neogenic pyroxenites. Cocurrent study of the rocks similar in age from the area of the Valovayam River and the Sredinny Range allowed revealing two types of adakites – highly siliceous (HSA) in the first zone and low-silica (LSA) in the second zone. The first type is associated with amphibole fractionation, melt and decomposition, while the second type is related with pyroxene fractionation and melt.

Key words: adakite volcanism, petrology, modeling, amphibole, fractionation, melt, decomposition, Isthmus of Kamchatka, Sredinny Range.