

**ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ–ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ
ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА**

В.А. Колосков¹, Г.Б. Флеров¹, Д.В. Коваленко²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 16 августа 2008 г.

Проведен сравнительный анализ особенностей проявления позднемелового–палеоценового вулканизма четырех районов Камчатки: междуречье Правого Толбачика – Лев. Щапины – Адриановки (северная часть хребта Тумрок), район к югу от р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта), район г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта) и междуречье Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хребет). Представлены новые данные по петрохимическому, геохимическому и изотопному составу вулканических пород этих районов. Анализ этих материалов совместно с уже опубликованными данными по вулканитам, а также плутоническим образованиям близкого состава и возраста позволил установить следующее: 1) рассмотренные базальтоиды относятся к субщелочной базальт-трахиандезитовой серии с переходом в сторону меймечит-пикритовой ассоциации пород; 2) в ряду хребтов Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновременно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высокозарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают. В координатах Yb_n - Sc_n установлено наличие двух трендов: положительного, который охватывает большинство составов вулканических и плутонических пород, и отрицательного – для меймечит-пикритовой ассоциации. Первый тренд отражает направленность эволюции пород в ходе их кристаллизационной дифференциации, второй – отражает разную степень плавления исходного субстрата. Обсуждаются возможные варианты реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма.

Ключевые слова: вулканиты, меймечит, пикрит, базальт, петрохимия, геохимия, изотопия, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья является продолжением намеченного коллективом авторов цикла публикаций, посвященных петролого-геохимическому изучению верхнемеловых–палеоценовых вулканогенных образований Камчатки. Привлечение нового обширного аналитического материала и сравнительный анализ особенностей проявления вулканизма различных районов обширного региона позволит с новых позиций подойти к рассмотрению вопросов его геодинамической интерпретации в рамках актуальной в настоящее время проблемы изучения зон перехода океан–континент. Первая статья (Коваленко и др. “Геохимия”, в печати) была посвящена северному пересечению региона и включала в себя рассмотрение ряда районов (о. Каргинский, хр. Кумроч, бассейнов рек Белой, Лев. Лесной и Тихой, участок в Паланском районе).

В представленной статье рассматриваются четыре района: междуречье Правого Толбачика – Лев. Щапины – Адриановки (северная часть хребта Тумрок), район к югу от р. Ипуин – г. Хребтовой (северная часть Валагинского хребта), район г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта) и междуречье Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хр.).

Рассматриваемые районы в той или иной степени изучены в ходе государственной геологической съемки и многочисленных тематических работ: Восточно-Камчатская зона [4, 5, 9, 13, 14, 20, 23], Центрально-Камчатская зона [15–19]. Тем не менее, многие вопросы, касающиеся особенностей вещественного состава проявившегося здесь магматизма и его геодинамической интерпретации остаются дискуссионными или трактовка их меняется по мере накопления нового фактического материала. Большинство ис-

следователей подчеркивают специфику состава проявившегося здесь вулканизма, который с трудом укладывается в рамки известных геодинамических обстановок. Характерной его особенностью является присутствие пород высокой магнезиальности (пикриты, меймечиты) на Восточной Камчатке и базальтоидов повышенной щелочности среди продуктов вулканизма всех рассматриваемых районов.

Сама номенклатура ультраосновных пород и характер их взаимоотношений с базитами остро дискутируются. В работах, где впервые рассматривались камчатские ультрамафиты, они описывались как меймечиты [8, 21]. Затем наметилось два направления: 1) эти породы стали выделяться в составе самостоятельной пикритовой серии [9], либо как необычный составной член высококалийного островодужного “магматического спектра” [23], 2) за высококалийными породами ультраосновного состава сохранилось название меймечиты. Вместе с ассоциирующими пикритами и K-Na основными породами они были объединены в составе Валагинского щелочно-ультраосновного комплекса [13].

Субщелочные и щелочные вулканические породы, развитые в центральной части Срединного хребта Камчатки (кирганикская свита), совместно с одновозрастными плутоническими образованиями были выделены в качестве позднемеловой-палеогеновой трахибазальт-габбро-сиенитовой формации [16]. Широкая распространенность одновозрастных пород щелочного ряда на Северной и Центральной Камчатке и далее на Малых Курилах и о-ве Хоккайдо послужила основанием для объединения их в составе единой щелочной провинции [6]. Не ясным при этом остается вопрос формационной принадлежности позднемеловых-палеоценовых базальтоидов Восточных хребтов Камчатки и, следовательно, характер поперечной зональности. На основе химического и геохимического состава здесь были выделены следующие ассоциации: валагинский комплекс щелочных ультраосновных и основных пород [13], шошонит-латитовая [10], пикрит-базальт-андезитовая толеитовая [20] и известково-щелочная [11] серии Валагинского хребта, высококалийная серия островодужного магматизма Тумрокского выступа [5].

Неоднозначно трактуются вопросы эндогенных режимов и той тектонической обстановки, в условиях которой проявился магматизм. При этом особой популярностью пользуются идеи аккреционной тектоники, следствием которой является в целом чешуйчато-надвиговое строение переходных зон океан-континент [4, 5]. В свете этих идей, рассматриваемые образования являются разновозрастными островодужными, сформировавшимися в пределах Палеопа-

цифики, а затем путем аккреции совмещенными в единой структуре. Все большую известность приобретают, однако, и соображения о рифтогенной природе рассматриваемых мел-палеоценовых образований, формировавшихся без особых перемещений в пограничной зоне океан-континент [3, 6].

В представленной статье рассматриваются особенности проявления позднемелового-палеоценового вулканизма трех хребтов Камчатки: Тумрок, Валагинский и Срединный (рис. 1). Приводятся новые данные по петрохимическому, геохимическому и Nd-изотопному составу вулканических пород, проводится их типизация и формационный анализ, обсуждается состав источников, условия возникновения и эволюции расплавов. Рассматриваются возможные варианты реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Восточно-Камчатская зона

Район р.р. Прав. Толбачик – Лев. Щапина (северная часть хребта Тумрок)

Как видно на представленной схеме (рис. 2), в строении района принимают участие вулканогенные и туфоогенно-осадочные породы позднемелового (хапицкая K_2hr и бушуйкинская K_2bsh свиты) и палеоценового (станиславская P_{1st} свита) возраста. В северной части района отмечены выходы небольшого массива щелочно-габброидного состава позднемелового возраста. Литогеохимическим опробованием были охвачены породы хапицкой свиты. Они представлены массивными и шаровыми лавами, литокластическими псаммитовыми и псефитовыми туфами основного состава. Мощность потоков колеблется от 3–5 до 20–30 м. Базальты – миндалекаменные породы, реже плотные, массивные, содержащие от 3–5 до 40–50 % вкрапленников пироксена и плагиоклаза, реже – серпентинизированного оливина. Основная масса обычно интенсивно хлоритизирована с отдельными идиоморфными выделениями клинопироксена, табличками плагиоклаза, зернами и скоплениями магнетита, редкими образованиями биотита и амфибола актинолитового ряда. Существенной особенностью проявлений вулканизма является наличие даек, пластовых тел и экструзий меймечит-пикритового состава. Дайки имеют мощность от 1–1.2 м до 10–15 м и прослежены по простиранию на расстояние до 150 м. Одна из экструзий имеет воронкообразную форму с диаметром близ поверхности до 45 м. Для ультрабазитов характерна грубая полосчатость и ша-

ровая или караваевидная отдельность. Была встречена также крупноглыбовая (размер обломков от 10–20 см до 1–1.2 м) брекчия. Ультрамафиты характеризуются порфировым строением с содержанием вкрапленников до 60–70 %. Среди них преобладает

оливин, который образует зональные кристаллы размером до 0.5–1 мм, обычно также идиоморфные, реже слегка удлинённые кристаллы клинопироксена, иногда в виде гломеропорфировых сростаний с оливином. Структура основной массы микролитовая и интерсертальная. Здесь распространены клинопироксен, амфибол, флогопит, калишпат, апатит, плагиоклаз, хромшпинелид, стекло основной массы хлоритизировано и серпентинизировано. К верхним частям разреза хапичкой свиты приурочены многочисленные силлы и пластовые залежи габбродиабазов. Они характеризуются наличием вкрапленников (до 20–30 %) плагиоклаза и клинопироксена. На основании сопоставления с другими районами проявления хапичкой свиты, где имеются находки поздне меловых радиоларий и остатки иноцератов, возраст ее принимается как поздне меловой, а по результатам находок спор, пыльцы и фораминифер возраст станиславской свиты – как палеоценовый. Район интенсивно дислоцирован с преобладанием круто падающих нарушений субширотного и субмеридионального характера.

Район р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта)

Большая часть рассматриваемой территории (рис. 3) сложена двумя резко различающимися по составу толщами: кремнисто-алевролитовой, занимающей восточную и северную часть района, и перекрывающей ее туфогенно-лавовой, занимающей всю центральную часть рассматриваемой территории. Первая толща характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с обилием кремнистого материала. Здесь расположено также два сравнительно крупных тела серпентинизированных альпинотипных гипербазитов и множество мелких тел серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Вторая толща представлена грубыми агломератовыми туфами, туфобрекчиями с одиночными потоками шаровых лав базальтового и трахибазальтового состава. Породы содержат не более 15–20 % вкрапленников клинопироксена, плагиоклаза, реже – серпентинизированного оливина, в различной степени измененные, с образованием миндалинов, выполненных эпидот-хлоритовым (иногда с актинолитом) агрегатом. Встречаются одиночные маломощные (40–50 см) дайки ультраосновного состава с вкрапленниками и субфенокристаллами (до 40–60 %) оливина и клинопироксена. На геологических картах обе толщи отнесены к попутновской (K_2 -P₁pp) свите поздне мелового или мел-палеоценового возраста. Однако резкое различие в литологии и пространственная со-

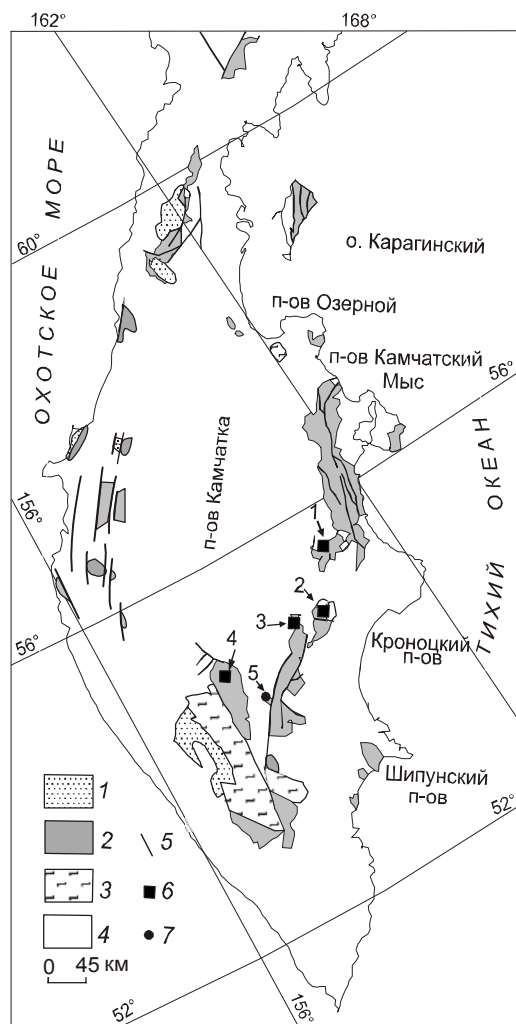


Рис. 1. Районы, в которых проводились детальные геологические и изотопно-геохимические исследования.

1 – верхнемеловые–нижнепалеогеновые преимущественно песчано-глинистые и алевритистые образования с прослоями туфогенного материала; 2 – поздне меловые–раннепалеоценовые преимущественно вулканогенные, реже кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы пород; 3 – комплекс метаморфических пород домелового фундамента; 4 – позднекайнозойские образования; 5 – тектонические нарушения; 6–7 – районы детальных исследований: 1 – р.р. Прав. Толбачик – Лев. Щапина (северная часть хребта Тумрок), 2 – р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта), 3 – г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта), 4 – Центрально-Камчатская зона (р.р. Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хр.)), 5 – Шаромский Мыс – район исследований В.С. Каменецкого (сравнительный материал).

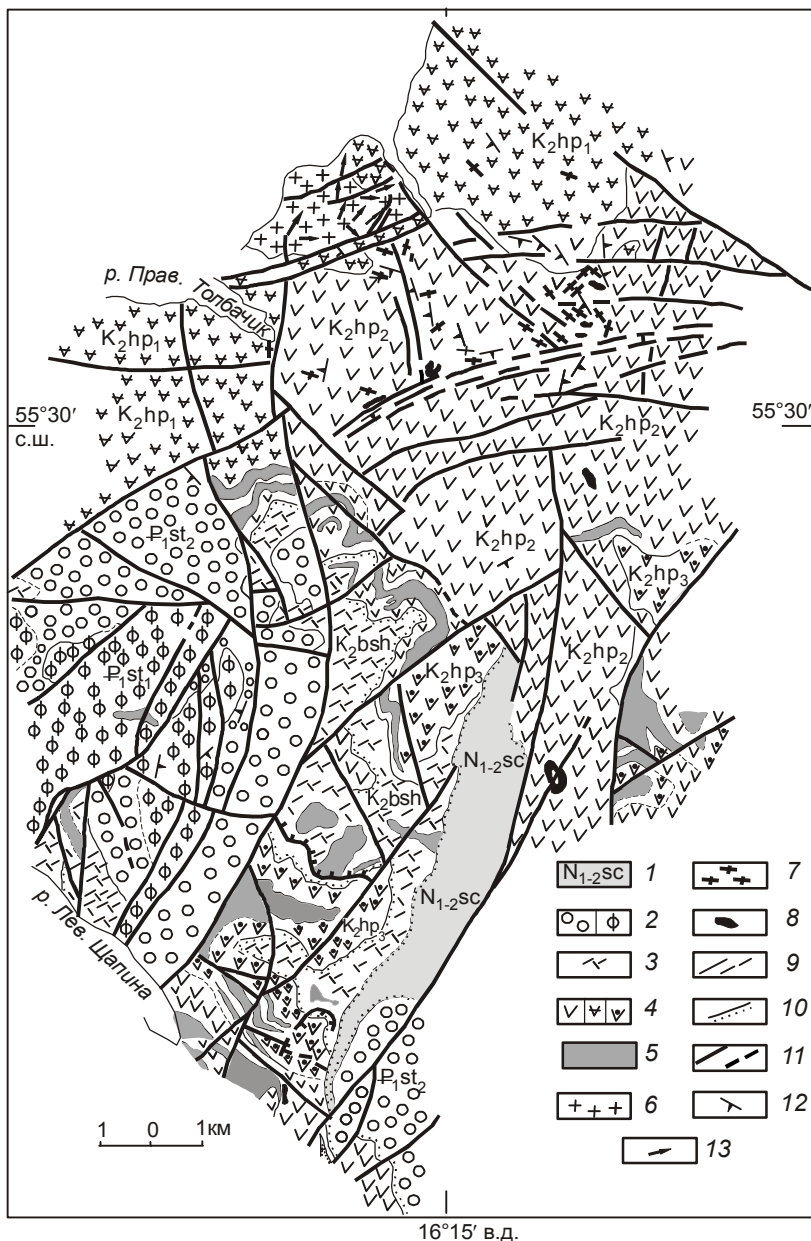


Рис. 2. Схема геологического строения района р.р. Прав. Толбачик–Лев. Щапина (северная часть хребта Тумрок).

1–5 – вещественные комплексы: 1 – туфогенные песчаники миоценового возраста, 2 – осадочно-вулканогенный палеогенового возраста (различные толщи пород станиславской свиты P_{1st1-2}), 3 – осадочно-вулканогенный позднемиелового возраста (бушуйкинская свита K_2bsh), 4 – существенно вулканогенный позднемиелового возраста (различные толщи пород хапичкой свиты K_2hp), 5 – силлы и пластовые тела габбродиабазов позднемиелового возраста, 6 – верлиты, пироксениты, габбро, диориты позднемиелового–палеогенового возраста (небольшое интрузивное тело), 7 – дайки базальтовых порфиритов, 8 – дайки, силлы, экструзии меймечит-пикритового комплекса позднемиелового возраста, 9 – геологические границы (установленные, предполагаемые), 10 – граница несогласного залегания неогеновых образований, 11 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые), 12 – элементы залегания слоистых образований, 13 – элементы прототектоники. Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова, 1970 г.

пряженность массивов альпинотипных гипербазитов (аналоги их встречаются в хребте Кумроч и на полуостровах) и образований кремнисто-алевролитовой толщи свидетельствует о возможно большем возрастном разрыве этих толщ. В северо- и юго-западной части района локально в зонах субмеридионального простирания отмечены мелкие тела диоритов и участки полевошпатового метасоматоза, вероятно, более молодого возраста. В южной части района обособленно выделяется пачка лав и вариолитовых туфов ультраосновного состава (хребтовская свита $K_2 P_{1hr}$). Количество вкрапленников и субфенокристаллов в этих породах колеблется от 30–40 до 50–60 %. Среди них преобладают зональные высокомагнезиальные оливины, размер которых колеблется от 1–3

до 5–7 мм. Редкие вкрапленники клинопироксена имеют состав диопсида–салита и размеры не более 1–2 мм. Роль этого минерала в составе вкрапленников резко возрастает (до 40–45 %) в щелочно-ультраосновных и основных разновидностях пород валагинского комплекса [13]. В основной массе ультраосновных вулканитов отмечаются микролиты и отдельные зерна клинопироксена, хромшпинелидов, магнетита, биотита, апатита, также выделения девитрофицированного и серпентинизированного стекла. Как видно на схеме (рис. 3), породы района интенсивно дислоцированы. В районе выходов дунит-гарцбургитового массива г. Попутной намечается хорошо выраженная структура центрального типа, с надвинутыми на нее блоками пород вулканогенной толщи.

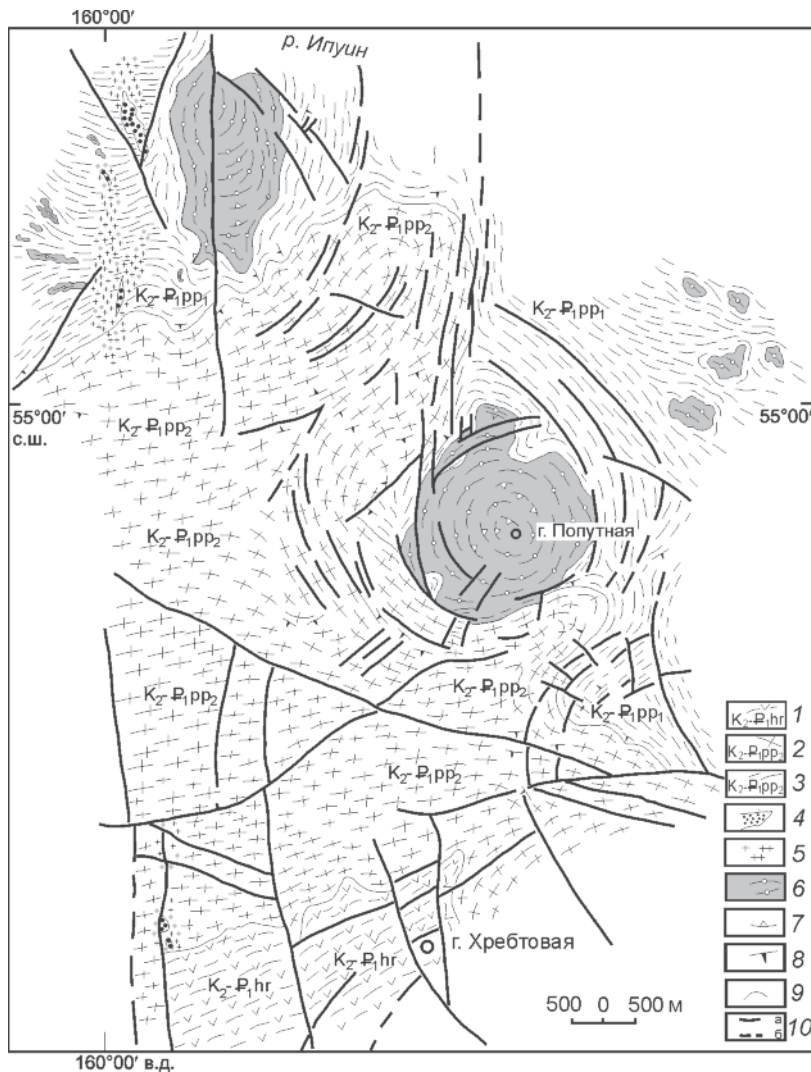


Рис. 3. Схема геологического строения района р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта).

1–3 – вещественные комплексы поздне мелового–палеоценового возраста: 1 – меймечит-пикритовый (хребтовская свита K_2-P_1hr), 2 – туфогенно-лавовый, 3 – кремнисто-алевролитовый (попутновская свита K_2-P_1pp), 4 – мелкие тела габбро-сиенитов, диоритов, микродиоритов поздне мелового (?) возраста, 5 – зона щелочного метасоматоза, 6 – тела серпентинизированных альпинотипных гипербазитов поздне мелового возраста, 7 – плоскостные элементы прототектоники, 8 – элементы залегания слоистости, 9 – геологические границы, 10 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые). Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова и В.А. Селиверстова, 1970 г.

Район г. Савульч (верхове р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта)

Геологическое строение района с учетом данных детальной геологической съемки и материалов авторов представлено на рис. 4. Здесь развиты туфы и лавы базальтов, трахибазальтов, андезитов, трахиандезитов и пород ультраосновного состава поздне мелового–палеоценового возраста, отнесенные к различным толщам попутновской (K_2-P_1pp) свиты. Пачка лав и вариолитовых туфов ультраосновного состава относится к хребтовской свите (K_2-P_1hr). В восточной и юго-восточной частях района развиты более молодые терригенные отложения тюшевской (P_3-N_1ts) серии олигоцен-миоценового возраста. В центральной части района вскрывается небольшой дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив. Мелкие тела того же состава (а также диабазов и диоритов) и дайки диоритов и ультрамафитов (мощностью от первых метров до 30–50 м) достаточно

обычны среди осадочно-вулканогенных пород мел-палеоценового возраста. Базальты в основном имеют миндалекаменную и зеленокаменную текстуру, содержат вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. Туфы ультраосновного состава интенсивно серпентинизированы, содержат реликтовые зерна оливина. В нескольких обнажениях среди этих туфов были обнаружены округлые обособления (размером от 3–5 см до 15–20 см) карбонатитов. Они сложены единичными фенокристаллами, реже сростками кристаллов, а в основном реликтовыми формами клинопироксена (состава диопсид–фассаит), скоплениями мелких зерен граната, существенно андрадитового состава, магнетита, погруженными в хлорит-серпентин-карбонатную основную массу. Широко проявлена как складчатая, так и блоковая тектоника.

Центрально-Камчатская зона

Вулканическая деятельность поздне мелового–палеоценового времени на рассматриваемой террито-

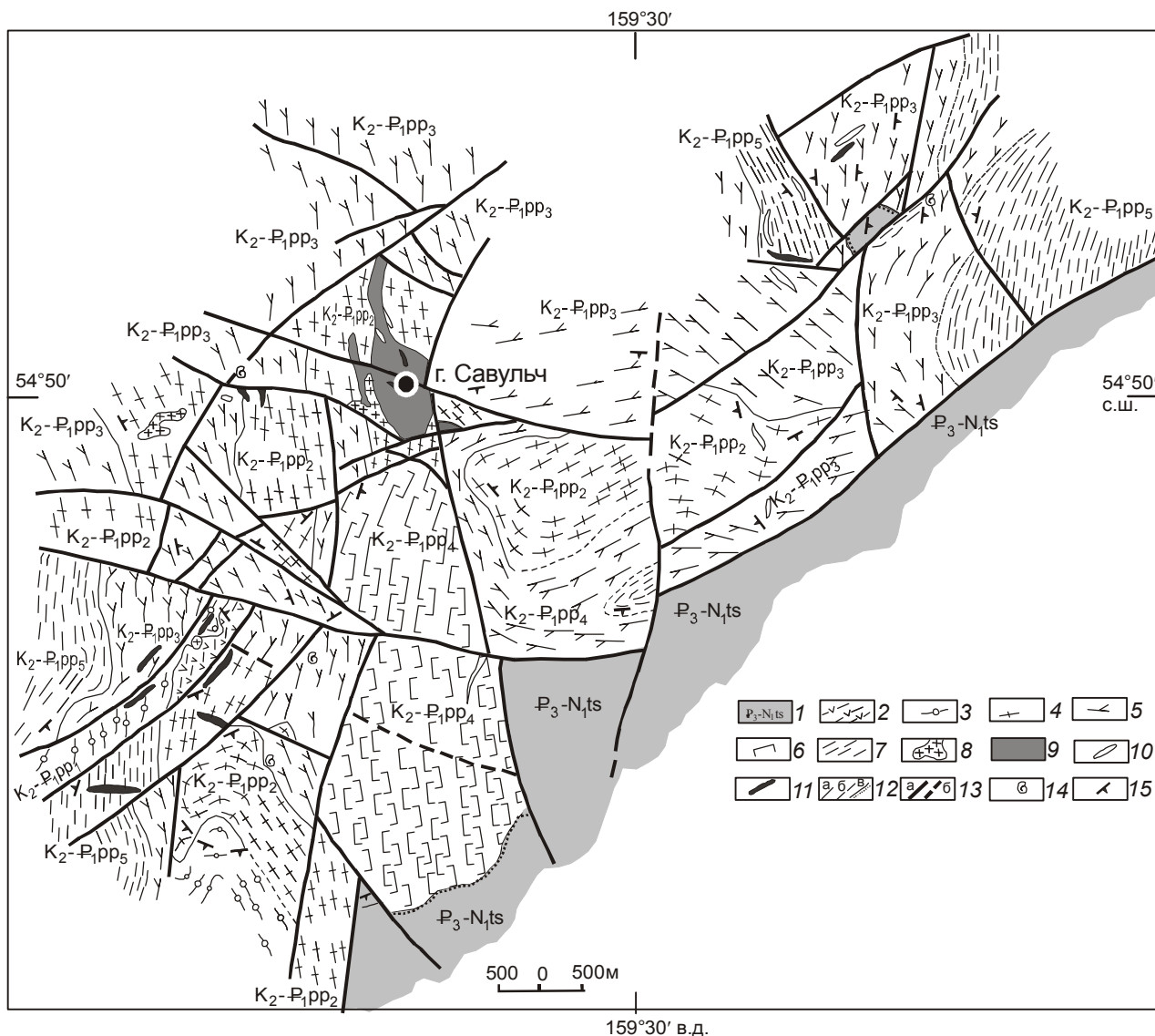


Рис. 4. Схема геологического строения района г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта).

1–7 – вещественные комплексы: 1 – туфогенные песчаники олигоцен-миоценового возраста (тюшевская серия P_3-N_1ts); 2 – меймечит-пикритовый позднемиелового–палеоценового возраста (хребтовская свита K_2-P_1hr); 3–7 – различные пачки вулканогенно-осадочных пород попутновской свиты позднемиелового–палеоценового возраста (K_2-P_1pp); 8 – мелкие интрузивные тела габбросиенитов, диоритов; 9 – тела серпентинизированных гарцбургитов, верлитов, пироксенитов позднемиелового возраста; 10 – дайки габбродиабазов; 11 – дайки пикрит-меймечитового состава; 12 – геологические границы (установленные, предполагаемые, несогласного залегания пород); 13 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые); 14 – иноцерамовые слои; 15 – элементы залегания пород. Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова и В.А. Селиверстова, 1970 г.; А.В. Колоскова и Г.Б. Флерова, 2003 г.

рии (рис. 5) представлена породами, входящими в состав ирунейской (K_2ir) и кирганинской (K_2-P_1kr) свит.

Ирунейская свита. Образования ирунейской свиты развиты на восточных склонах Срединного хребта прерывистой полосой шириной от 1–3 до 10–15 км, протягивающейся от верховий р. Ичи на севере до реки Озерная Камчатка на юге. Они представлены

терригенно-кремнистыми флишоидными отложениями (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, туффиты), слагающими преимущественно нижние части разреза, и вулканогенно-осадочными накоплениями, тяготеющими к его верхам. Вулканическая составляющая включает туфы и лавы базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, редко андезитов. Породы массив-



Рис. 5. Схема геологического строения района Срединного хребта Камчатки (р. Кирганик – р. Левая Колпакова).

1–7 – вещественные комплексы: 1 – четвертичные образования, 2 – существенно лавовый раннечетвертичного возраста, 3 – осадочно-вулканогенный миоценового возраста (березовская свита N_1br), 4 – существенно вулканогенный и 5 – туфогенно-осадочный позднемелового–палеоценового возраста (кирганикская свита K_2-P_1kr), 6 – существенно вулканогенный и 7 – кремнисто-туфогенный позднемелового возраста (ирунейская свита K_2ir), 8 – массивы габбро-гранодиорит-гранитов миоценового возраста, 9 – сложно дифференцированные (от дунитов до монзонитов и сиенитов) интрузивные проявления позднемелового–палеогенового возраста, 10 – геологические границы (стратиграфические и фациальные), 11 – тектонические нарушения (прослеженные и предполагаемые).

Составлена по материалам полевых работ: Г.Б. Флерова, А.В. Колоскова О.Н. Волынца (1960–70 гг.) с использованием материалов геолого-съёмочных работ.

ные, миндалекаменные, порфировой структуры. Вкрапленники составляют 15–40 об. % и представлены в переменном количественном соотношении клинопироксеном, плагиоклазом, в меньшей степени – амфиболом. Основная масса характеризуется разной степенью кристалличности и метаморфизма.

Мощность ирунейской свиты – 3000 м. На основании находок флоры и фауны возраст пород свиты – сантон-кампанский.

Кирганикская свита. Образования этой свиты представлены локально, обнажаясь в пределах площади развития пород ирунейской свиты в бассейнах рек Ченгнута, Прав. и Лев. Кирганик, Шаромская, в истоках рек Жупанка, Богдановская, на левобережье р. Андриановка. Относительно ирунейской свиты они занимают более высокое стратиграфическое положение. Кирганикская свита содержит туфогенно-осадочные, осадочные отложения, лавы, лавобрекчии, туфы, субвулканические тела и дайки. По петрографическим особенностям здесь выделяются две ассоциации: 1) существенно плагиоклазовая – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, тефриты, субщелочные базальты повышенной титанистости, латиты, эссекситы (субвулканические тела) и 2) бесплагиоклазовая – абсарокиты, анальцимовые и эпилейцитовые шонкиниты (лавы, субвулканические тела и дайки), ортоклазовые пироксениты (силлы). Породы первой ассоциации обычно содержат от 10–20 до 40 % вкрапленников салита, плагиоклаза, магнетита, иногда гидробиотита и ортоклаза (в латитах). В силлах и субвулканических телах структура порфирированная – здесь в большом количестве появляются субфенокристаллы и микрофенокристаллы пироксена, плагиоклаза. Вторая ассоциация при том же процентном содержании вкрапленников отличается отсутствием среди них плагиоклаза (широко распространен салит) и большей ролью среди них ортоклаза, наличием фенокристаллов анальцима и эпилейцита и включений лейцита в пироксенах. Вулканисты кирганикской свиты местами подвержены интенсивному метасоматическому изменению и несут следы регионального зеленокаменного метаморфизма. Мощность свиты

оценивается в пределах 3000 м. По совокупности палеонтологических находок и определений К-Аг возраста пород возраст кирганикской свиты соответствует позднему мелу–среднему эоцену.

То, что площади развития вулканических образований ирунейской и кирганикской свит пространственно совмещены, позволяет предполагать наследование центров вулканизма и преемственность его характера. Породы обеих свит интенсивно дислоцированы, смяты в крутые складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Для исследований использовались наименее измененные образцы горных пород. Определение породообразующих окислов выполнено классическим методом “мокрой” химии в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (аналитики: Т.В. Долгова и Г.В. Лец) и рентгено-флюоресцентным методом (RFA) в Институте геохимии СО РАН, Иркутск (аналитики: Климова А.К., Коваль Л.П.) на квантометре CRM-25. Концентрации элементов-примесей определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad3 “VG Elemental” в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург). Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (5–10 проб) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Калибровка прибора для анализа REE производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов производства фирмы “Matthew Johnson”. Относительная погрешность определения элементов не превышала 5–10 %. Измерения изотопного состава Nd проводились в Геологическом институте КНИЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan – MAT – 262 (RPQ). Погрешность воспроизводимости изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 (2σ , N=11) не превысила 0.0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерениях параллельных анализов нового японского стандарта JNd₁ = 0.512072 ± 2 (2σ , N=44). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2 % (2σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860.

СОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА Петрогенные элементы

Новые данные о составе вулканических пород изученных регионов представлены в таблицах 1–3, а диаграммы рис. 6–7 отображают как новые, так и имеющиеся литературные материалы. Как видно из представленных материалов, рассматриваемые вулканы образуют непрерывный спектр составов, варьирующих в относительно узком диапазоне кремнекислотности (от 43 % до 59 %) при значительных вариациях магнезиальности ($\text{Mg}^{\#}=46\text{--}94$) пород. Суммарное содержание щелочей в базитах колеблется от 3 до 12 % в зависимости от меняющегося содержания SiO_2 , и по этому признаку они относятся к субщелочной базальт-трахиандезиобазальтовой серии (рис. 6). Вместе с тем, часть составов отклоняется в сторону меньшего содержания щелочей (преимущественно для пород Валагинского хребта) либо попадает в область щелочных базальтов (кирганикской свиты Срединного хребта). Суммарное содержание Na_2O и K_2O в ультрамафитах, по представленным материалам, колеблется от 0.1 до 3 %, но, по данным [11], может возрастать до 10 %. По-видимому, их следует рассматривать в составе единого меймечит-пикритового ряда. От подобного типа пород континентальных областей (Маймеча-Котуйский регион) камчатские ультрамафиты отличаются пониженной титанистостью (TiO_2 не более 0.7 %). По соотношению большинства компонентов и магнезиальности пород (рис. 7) наблюдается непрерывный переход от ультрамафитов к базальтоидам. При этом диапазон колебаний составов вулканических пород заметно расширяется. Начинают усматриваться некоторые (весьма незначительные) провинциальные и сериальные различия. В породах шошонитовой серии выделяется группа с повышенным содержанием TiO_2 (рис. 7а). Калиевая щелочная серия этого региона характеризуется несколько повышенным содержанием P_2O_5 (рис. 7б) и MnO (рис. 7е), но пониженным – Al_2O_3 (рис. 7в). Последнее, вероятно, согласуется с главным минералогическим отличием этих серий (плагноклазсодержащая шошонитовая и безплагноклазовая калиевая щелочная). Составы пород восточных хребтов по главным петрогенным компонентам целиком располагаются в поле состава шошонитовой серии Срединного хребта. Только часть точек базальтов хребта Тумрок отвечают менее глиноземистым составам калиевой щелочной серии кирганикской свиты (рис. 7в).

Редкоэлементный состав пород

Как видно на диаграммах рис. 8, большинство точек составов вулканических пород изученных районов располагается в поле плутонических обра-

Таблица 1. Химический состав (вес. %) пород хребтов Тумрок, Валагинский, Срединный.

компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	7032/10	7034/2	7042/2	7054	7065/1	7072	7032/4	7043	7088/4	7032	7041	К-7134	7012/1
SiO ₂	48.7	44.18	46.76	40.12	45.32	52.7	46.53	49.48	56.03	40.69	45.84	45.3	45.62
TiO ₂	0.54	0.38	0.5	0.3	0.43	0.35	0.5	0.45	0.66	0.27	0.51	0.77	0.53
Al ₂ O ₃	11.85	10.71	14.51	5.54	9.26	14.71	10.88	12.76	15.76	5.2	14.65	16.48	11.77
Fe ₂ O ₃	3.01	3.75	6.56	5.67	4.51	4.19	4.42	9.86	3	4.07	5.57	7.73	5.87
FeO	6.18	6.89	5.51	5.8	7.04	3.5	6.01		5.17	8.05	6.03	5.57	6.47
MnO	0.13	0.2	0.23	0.19	0.17	0.16	0.24	0.14	0.12	0.2	0.22	0.24	0.16
MgO	7.2	14.37	8.02	24.3	13.65	6.66	9.32	6.91	1.76	26.22	8.65	6.34	10.18
CaO	10.34	10.24	10.36	6.86	10.25	6.76	12.09	10.47	3.49	6.08	9.43	8.74	9.61
Na ₂ O	2.16	1.24	2.03	0.16	0.76	3.28	0.57	1.52	0.29	0.17	2.31	2.85	0.81
K ₂ O	1.39	1.29	1.94	0.05	2.87	3.78	3.47	4.92	12.1	0.31	1.89	1.47	3.03
P ₂ O ₅	0.29	0.36	0.39	0.24	0.33	0.36	0.28	0.20	0.38	0.13	0.36	0.17	0.26
H ₂ O-	0.67	1.82	1	2.11	3.31	0.38	1.72	нет	0.35	1.46	1	нет	2
H ₂ O+	нет	4.26	2.4	8.7	нет	2.74	нет	нет	нет	нет	3.24	нет	нет
H ₂ O общ.	0.68	нет	нет	нет	3.85	нет	3.14	3.14	1.36	6.6	нет	4.01	5.6
CO ₂	7.28	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
сумма	100.49	99.69	100.21	100.04	99.7	99.57	99.17	99.86	100.47	99.45	99.7	99.67	101.91

компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	7271	7186	7162	7392	7388	7358	7479-3	П-1/24	Г 3-63	Г97/35	Г 97/38	Г 97/39	Г 97 40	М-4053
SiO ₂	39.72	49.06	50.42	40.80	50.51	49.74	44.34	39.85	41.56	49.70	51.08	55.86	50.31	51.04
TiO ₂	0.2	0.66	0.54	0.24	0.54	0.7	0.24	0.82	0.3	0.85	0.76	0.50	0.66	1.50
Al ₂ O ₃	2.36	13.18	12.16	4.34	15.01	17.43	6.13	2.19	5.28	16.89	14.28	17.81	16.00	17.94
Fe ₂ O ₃	5.75	5.66	12.3	9.85	2.18	2.66	4.46	5.78	9.6	8.65	10.43	6.40	10.96	8.77
FeO	4.16	3.41	нет	нет	8.05	7.18	5.89	4.6	нет	нет	нет	нет	нет	нет
MnO	0.25	0.16	0.18	0.14	0.15	0.23	0.15	0.2	0.15	0.15	0.20	0.12	0.18	0.19
MgO	33.93	9.07	8.55	28.92	4.97	4.03	22.45	14.54	30	5.47	4.84	2.80	5.00	4.27
CaO	2.88	10.47	9.4	5.56	12.29	8.59	7.22	19.91	5.47	6.29	9.24	4.18	10.54	6.02
Na ₂ O	0.1	2.96	2.93	0.14	2.46	2.19	0.12	0.76	0.5	4.44	3.03	4.32	4.54	5.99
K ₂ O	0.09	1.44	1.68	0.04	1.18	2.33	0.04	0.48	0.36	2.39	3.75	5.86	0.65	0.75
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.21	нет	0.35	0.26	0.08	0.52	0.1	0.33	0.58	0.35	0.36	0.27
H ₂ O-	0.62	нет	нет	нет	0.13	0.37	1.73	0.52	нет	нет	нет	нет	нет	нет
H ₂ O+	9.58	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
H ₂ O общ.	нет	3.69	1.54	9.60	2.04	5.51	7.24	3.97	6.42	4.78	1.74	1.50	нет	3.28
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	5.94	нет	нет	нет	нет	нет	нет
сумма	99.75	99.91	99.911	99.63	99.86	101.22	100.09	100.08	99.74	99.95	99.93	99.7	99.19	100.02

Примечание. 1–13 – хр. Тумрок (верховья р. Прав. Толбачик), хапицкая свита: 1 – OL-Rx базальт, 2 – щелочной пикробазальт, 3 – Rx порфирит, некк, 4 – пикрит, силл, 5 – щелочной пикрит, 6 – Rx-Pl базальт, 7 – Rx-Pl базальт, пластовая залежь, 8 – Rx порфирит, поток, 9 – Rx-Pl базальт, 10 – пикрит, 11 – Rx базальт, дайка, 12 – Pl порфирит, 13 – базальт, дайка; 14–22 – Валагинский хребет, 14 – пикрит, р-он г. Хребтовой, хребтовская свита, 15–22 – попутновская свита: 15 – диабаз, силл, вблизи г. Попутной, 16 – Ol-Rx базальт, вблизи г. Попутной, 17 – пикрит, вблизи г. Попутной, 18–19 – базальты, к северу от г. Попутной, 20 – пикробазальт, хр. Широкий, 21 – карбонатит, обособление в пикритовом туфе, верховья р. Китильгиной, 22 – пикрит, дайка, г. Острая; 23–27 – Срединный хребет, район р. Хим, базальты отдельных потоков, 23–26 – ирунейская свита, 27 – кирганикская свита.

зований, что лишний раз подчеркивает отнесение их к единой вулканоплутонической формации. Совместное рассмотрение диаграмм этого рисунка позволяет выделить в пределах общей для всех районов субщелочной базальт-трахиандезитобазальтовой серии

вулканического комплекса два подтипа: а) обогащенный высоkozарядными редкими элементами (Zr, Hf, Nb), ураном, торием, но обедненный рубидием, менее щелочной, наиболее распространенный в Валагинском хребте и в какой-то мере сопоставимый с

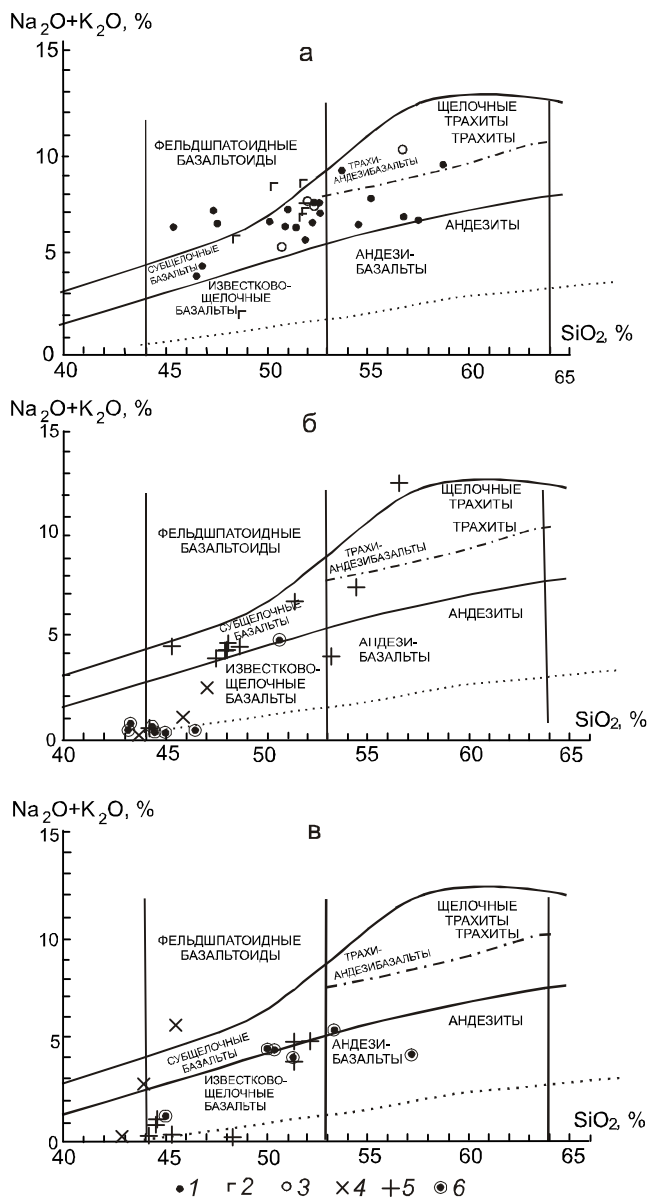


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для позднемиеловых-палеоценовых вулканитов южного пересечения. а-в – районы хребтов: Срединного (а), Тумрок (б) и Валагинского (в); вулканиты: 1-2 – кирганикской свиты, 1 – шошонитовая серия [6, 15, 17, 18], 2 – калиевая щелочная серия [6, 17, 18], 3 – ирунейской свиты (табл. 1), 4 – данные [23], 5 – табл. 1, 6 – данные [20].

шошонитовой серией Срединного хребта, и б) обедненный высоkozарядными элементами, ураном, торием, но обогащенный рубидием, несколько более щелочной, наиболее развитый в пределах хребта Тумрок, сопоставимый с калиевой щелочной серией кирганикской свиты. Наблюдаемая геохимическая зональность, таким образом, имеет сложный характер: в ряду перехода хребты Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновре-

менно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высоkozарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают. Концентрации элементов в базальтах Шаромского мыса имеют промежуточные значения между соответствующими полями для хребтов Валагинский и Тумрок (рис. 8а, б, в, ж, з). Поскольку такая зависимость наблюдается в любом диапазоне калиевой щелочности и выражается в поведении, с одной стороны, элементов, мобильных во флюидной фазе, а с другой – в расплавах, то, по-видимому, здесь мы имеем дело с первичной спецификой исходных магм. Шошонитовая серия Срединного хребта характеризуется “избыточным” обогащением высоkozарядными элементами (и, возможно, торием) в отличие от калиевой щелочной серии и плутонического комплекса. Возможно, это связано с дополнительным “импульсом” более глубоких порций расплава. Породы ирунейской свиты на всех диаграммах рис. 8 располагаются в одном поле с шошонитами кирганикской свиты.

Изотопия неодима

Значения Nd-изотопных составов вулканических пород изученных районов (табл. 3) колеблются в довольно узких пределах и не зависят от концентраций SiO_2 и магнезиальности пород (рис. 9). Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в них варьируют от +6.67 до +9.71 в интервале концентраций SiO_2 от 44 % до 57 % и MgO от 6.66 % до 33.93 %. Слегка пониженными значениями этого фактора (+6.67) характеризуются высокотитанистые базальты шошонитовой серии Срединного хребта, что может свидетельствовать о самостоятельности соответствующего магматического источника, однако для решения этого вопроса необходимы дополнительные материалы. Эти данные вполне согласуются с имеющимися материалами по изотопному составу ($\epsilon_{\text{Nd}} = +10.7 - +9.1$) пироксенов из пикритов и базальтов восточных хребтов Камчатки [23] и пироксенов и сиенитов ($\sum_{\text{Nd}}(t) = +5.6 - +9.0$) из вулканического и плутонического комплексов Центральной Камчатки [7].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ существующих представлений

Рассматриваемые вулканогенные образования пространственно разобцены, относятся к различным свитам, которые характеризуются разным соотношением осадочно-вулканогенного и вулканогенного материала, а в составе вулканитов присутствуют как представители мафитового, так ультрамафитового состава. Наиболее дискуссионным является вопрос о характере связей между этими образованиями. Ряд исследователей в генетическом плане разделяют ультраосновную и базальтовую группы пород, считая,

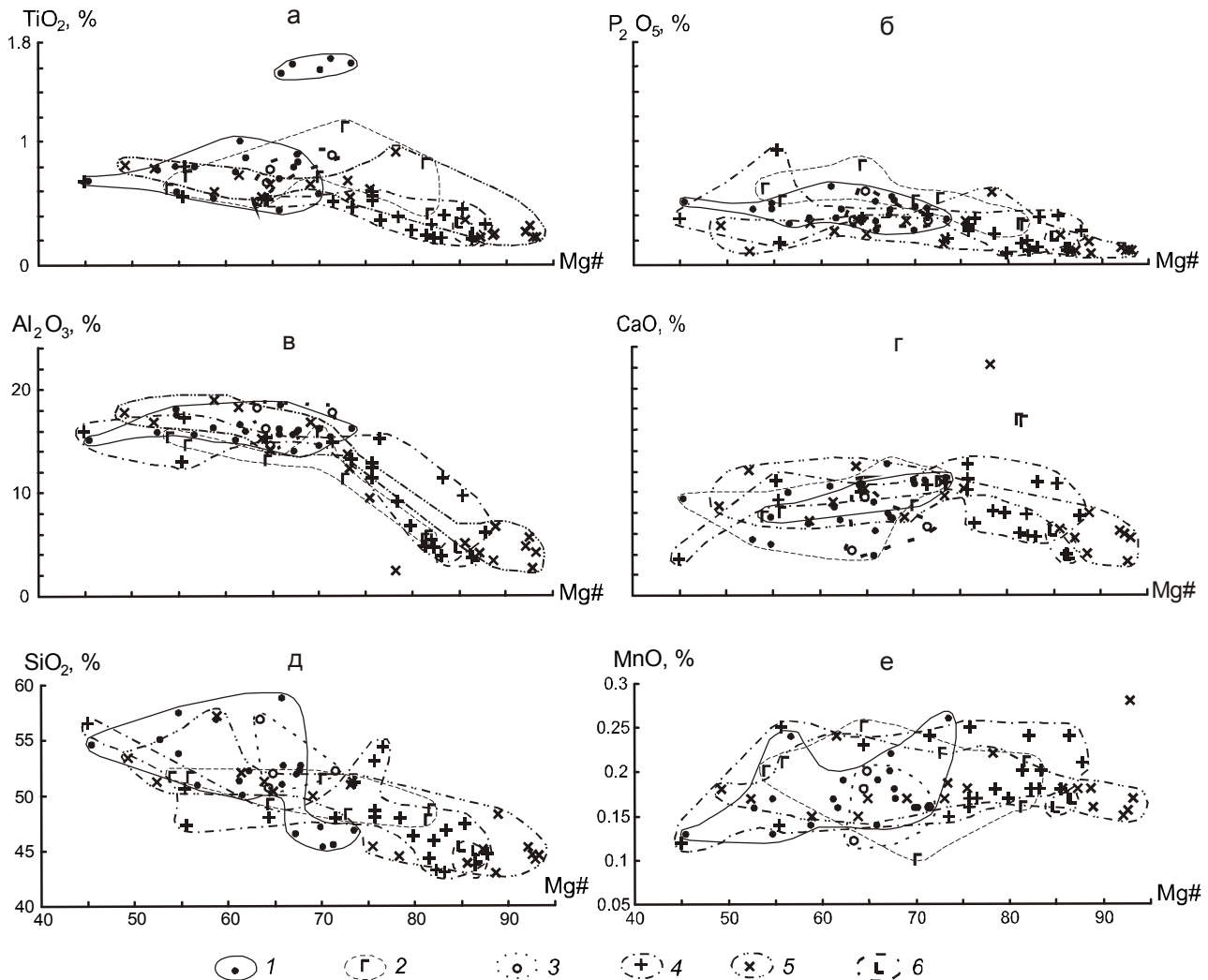


Рис. 7. Соотношение петрогенных элементов и магнезиальности верхнемеловых–палеоценовых пород южного пересечения.

1–3 – вулканы Срединного хр. Камчатки: 1 – шононитовая и 2 – калиевая щелочная серия кирганикской свиты, 3 – породы ирунейской свиты (табл. 1), 4–6 вулканы: 4 – хр. Тумрок, 5 – Валагинского хр., 6 – р-на Шаромский мыс, по данным [23]. Кроме данных табл. 2, использованы те же материалы, что для рис. 6. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^2+Fe^3)*100$.

что они формировались из различных магматических источников [9, 19]. При этом образование первой группы связывается с высокой степенью плавления мантийного субстрата в условиях умеренных давлений, возможно при участии сквозьмагматических флюидов [9]. Весь набор менее магнезиальных пород рассматривается как следствие эволюции самостоятельных расплавов, поступающих из разноглубинных магматических очагов [19]. В других работах, напротив, подчеркивается связь между этими группами и возможность их образования при эволюции единого мантийного источника [5, 23]. Стратиграфически ультрабазиты в каждом из районов располагаются между толщами субщелочных базальтоидов.

К тому же, дайки и силлы ультраосновного состава как на Валагинском, так и на хр. Тумрок распространены среди щелочно-базитовых пород различных свит, что говорит о наличии генетических связей между этими образованиями различной магнезиальности. Анализ диаграмм, представленных на рис. 7–8, свидетельствует о едином тренде направленности эволюции как ультрамафической, так и мафической составляющих вулканического комплекса, в общих чертах совпадающей с характером изменения состава plutonic образований (рис. 8).

До конца не выясненной остается проблема высокой щелочности (преимущественно калиевой) вулканитов. По представлению [19], исходные

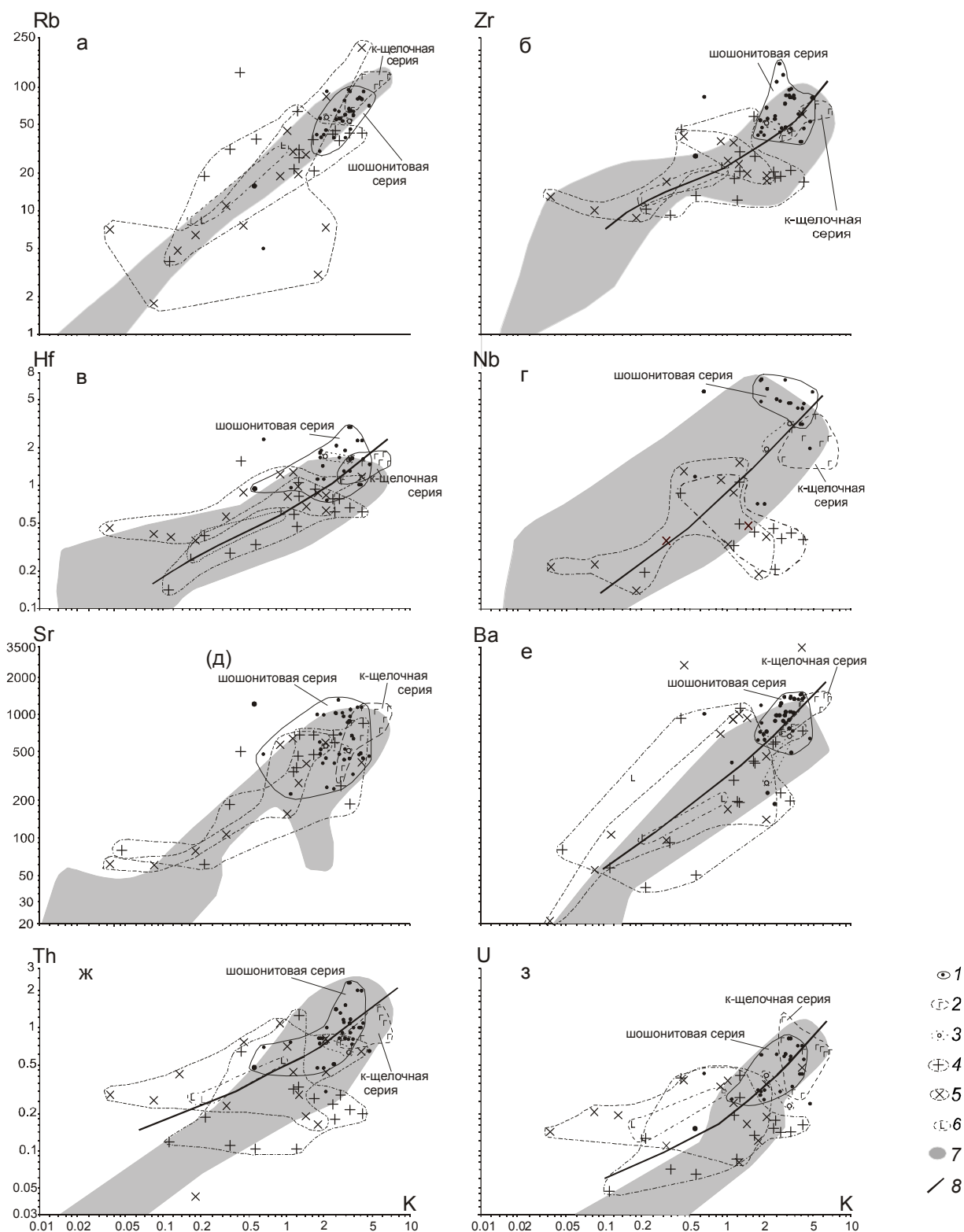


Рис. 8. Соотношение элементов и калиевой щелочности для верхнемеловых–палеоценовых пород южно-го пересечения.

1–6 – то же, что и на рис.7, 7 – поле плутонических пород позднемиелового–палеогенового возраста Среднего и восточных хребтов Камчатки (по [19] и неопубликованным анализам А.В. Колоскова), 8 – линия, разделяющая под-типы пород шошонитового и калиевого субщелочного-щелочного рядов.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в породах хребтов Тумрок (1–12), Валагинский (13–21), Средний (22–26).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	7032/10	7034/2	7042/2	7065/1	7072	7032/4	7043	7088/4	7032	7041	К-7134	7012/1	7271
Li	4.75	13.23	10.09	10.74	1.92	13.09	2.43	2.51	8.66			16.44	4.03
Be	0.37	0.53	0.41	0.59	0.54	0.59	0.35	1.38	0.27			0.42	0.30
Sc	18.47	33.52	37.52	36.98	28.74	30.86	24.02	9.24	20.96		39.77	33.28	11.60
Ti	2596.86	2292.07	3817.10	2026.25	2550.17	2464.39	2176.14	3354.21	1281.32			2558.12	728.64
V	224.49	246.20	366.73	202.75	268.87	265.90	191.34	131.68	120.83		524.06	277.80	93.73
Cr	377.45	626.29	424.31	563.60	198.03	301.86	332.02	122.43	1264.02		31.83	494.25	1862.99
Co	28.88	51.87	45.14	53.40	28.82	41.49	34.05	12.85	90.00		49.62	46.07	105.41
Ni	127.90	214.29	76.18	272.20	73.67	99.50	85.78	10.22	563.69	156.00	23.08	159.99	1539.17
Cu	6.80	20.25	124.88	96.11	105.53	72.97	46.20	38.10	60.14	225.00	185.94	145.46	33.63
Zn	38.65	35.89	64.97	72.15	47.41	59.77	40.00	52.64	77.58	94.00	83.00	81.06	81.76
Ga	11.18	9.51	13.71	10.65	11.79	14.16	11.14	15.32	5.73	19.00	15.29	12.41	3.02
Rb	26.92	21.90	20.85	44.86	42.54	36.60	42.32	131.76	18.83	37.00	30.58	41.02	1.76
Sr	462.29	342.89	473.98	581.27	186.90	263.85	837.20	488.85	61.36	676.00	676.12	676.00	58.94
Y	15.54	10.49	14.31	11.07	11.01	10.75	9.27	19.17	5.90	21.00	13.33	11.59	3.17
Zr	20.76	18.35	27.65	18.40	21.31	19.06	17.18	46.24	10.16	58.00	29.87	20.53	9.93
Nb	0.49	0.33	0.42	0.21	0.41	0.37	0.36	0.87	0.20		1.08	0.45	0.23
Cs	0.14	0.52	0.08	1.45	0.05	0.02	0.01	0.06	0.67		1.08	0.60	0.07
Ba	194.52	291.56	400.02	599.21	203.14	229.05	736.03	947.05	39.67	426.00	1113.87	569.36	55.11
La	2.82	2.60	3.05	2.25	2.43	3.04	2.43	4.99	2.07	3.40	6.99	2.80	1.83
Ce	7.76	6.88	7.83	6.26	6.71	7.45	6.85	13.33	5.55	8.70	15.73	6.89	4.47
Pr	1.15	0.98	1.18	0.87	0.93	1.06	1.04	1.93	0.76		2.22	1.08	0.67
Nd	6.33	5.03	6.38	4.20	4.61	5.64	4.95	8.62	4.04	6.40	9.64	5.07	2.77
Sm	1.87	1.79	2.21	1.47	1.60	1.55	1.63	2.84	0.99	2.60	2.63	1.69	0.94
Eu	0.68	0.56	0.82	0.57	0.58	0.59	0.51	0.99	0.31	0.70		0.65	0.31
Gd	2.58	1.87	2.56	1.78	1.58	1.67	1.49	2.67	1.03	2.40	3.25	1.75	0.76
Tb	0.42	0.33	0.38	0.36	0.34	0.32	0.29	0.52	0.16			0.32	0.13
Dy	2.99	1.92	2.49	1.81	2.01	1.73	1.78	3.03	0.99		2.51	1.94	0.63
Ho	0.61	0.46	0.51	0.40	0.49	0.43	0.37	0.73	0.24		0.55	0.41	0.12
Er	1.74	1.10	1.34	1.28	1.21	1.06	1.17	2.04	0.62	1.60	1.50	1.33	0.22
Tm	0.31	0.20	0.24	0.16	0.21	0.16	0.18	0.29	0.10		0.24	0.17	0.04
Yb	1.58	1.16	1.62	1.24	1.27	0.92	0.88	1.90	0.51	1.50	1.49	1.32	0.31
Lu	0.24	0.14	0.23	0.16	0.19	0.18	0.14	0.32	0.10		0.20	0.17	0.05
Hf	0.82	0.58	0.93	0.61	0.66	0.77	0.61	1.58	0.39		1.04	0.77	0.40
Ta	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02		0.16	0.04	0.02
Pb	0.74	5.65	2.88	5.69	3.11	3.21	2.92	6.08	2.27	10.00	5.27	2.90	1.53
Th	0.33	0.32	0.26	0.18	0.22	0.29	0.20	0.64	0.18		1.26	0.24	0.26
U	0.27	0.19	0.13	0.18	0.14	0.14	0.17	0.39	0.13		0.41	0.15	0.21

субщелочные расплавы лав шошонитовой серии формировались в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы под влиянием трансмагматического калийсодержащего флюида, а высококальциевые щелочные расплавы – в результате взаимодействия последнего с магмой пироксенитового состава. Образование наиболее щелочных лампроитоподобных пород в районе руч. Узкого (северная часть Валагинского хребта) связывается [13] с малообъемным фракционным плавлением примитивного глубинного вещества, деплетированного в отношении TiO_2 , Ta и Nb, но обогащенного K, Ba, Sr, Rb, Zr, Y. При этом, речь идет об эволюции флюидно-магматической системы в условиях равновесия с флогопитом или биотитом [6]. Существует и такая точка зрения, что аномально высокие содержания калия в ряде изученных образцов объясняются постмагматичес-

ким перераспределением щелочей в породах тумрокской толщи [5] или постмагматическим калиевым метасоматозом основных эффузивов Валагинского хребта [1] и не могут отражать специфику магматизма указанных районов. Мощный поствулканический калиевый метасоматоз действительно выразился в образовании обширных зон существенно ортоклазовых метасоматитов вокруг питающих систем кирганикских палеовулканов [16, 17] или в локальных зонах субмеридионального простираения в некоторых участках Валагинского хребта. Но эти факты не противоречат выявленной щелочной специфике расплавов, а, наоборот, подчеркивают ее.

Все это свидетельствует о единстве вещественного состава и близкой геодинамической обстановке проявления верхнемелового–палеоценового магматизма на рассматриваемой территории.

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- нент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	7186	7392	7388	П-1/24	7358	7479-3	7162	Г3-63	Г97/35	Г 97/38	Г 97/39	Г 97/40	М-4053
Li		8.54	7.38		1.66	16.68	6.03	4.44	7.85	8.88	3.97	9.53	24.81
Be		0.56	0.63		1.03	0.17	0.33	0.31	0.82	0.93	0.95	0.68	1.07
Sc	44.75	17.99	31.59	33.64	37.40	31.71	44.18	18.36	36.80	27.39	9.61	29.86	13.28
Ti		1166.37	3782.02		2785.39	1085.17	2477.12	1256.62	4735.75	3567.04	2898.68	3616.84	8488.75
V	326.84	110.17	330.32	194.84	404.55	117.85	237.33	95.03	329.72	267.78	204.89	287.95	228.84
Cr	353.21	1930.63	68.86	451.08	263.07	1464.63	223.98	1420.50	54.56	75.68	22.10	45.72	18.50
Co	36.12	81.50	26.17	31.12	24.93	86.86	38.85	79.20	24.51	27.00	15.14	27.41	24.26
Ni	65.30	941.45	15.58	184.68	41.11	456.85	44.44	905.05	19.95	11.76	9.79	20.74	24.22
Cu	111.84	48.43	142.27	100.51	144.49	22.41	106.59	7.16	126.05	86.20	63.73	96.69	14.80
Zn	51.62	82.22	75.09		37.09	61.87	55.61	69.76	64.75	63.72	59.22	60.40	67.34
Ga	12.25	5.00	18.96	1.80	19.02	5.13	9.59	4.80	16.66	14.20	16.34	14.23	20.13
Rb	19.37	6.90	29.62	7.60	7.19	6.37	27.85	10.70	56.16	52.80	88.25	15.58	4.98
Sr	276.25	60.30	636.07	57798.85	585.69	76.50	394.28	105.62	555.53	508.04	964.18	1206.76	475.38
Y	14.37	5.50	17.33	12.22	11.94	7.11	13.34	6.89	18.41	19.31	15.91	14.45	15.77
Zr	23.90	12.93	35.77	40.44	19.52	8.79	19.88	16.72	51.34	44.39	80.25	27.31	80.73
Nb	1.53	0.22	0.86	1.30	0.38	0.14	0.46	0.36	1.95	3.16	5.69	1.18	16.86
Cs	0.06	0.77	0.43	0.06	0.01	1.27	0.28	0.71	0.72	0.35	0.34	0.14	0.63
Ba	1008.72	21.33	896.45	2496.61	139.15	8.89	926.84	93.76	279.26	661.23	1201.27	162.01	1006.69
La	4.85	2.61	5.51	6.55	3.55	0.37	1.26	1.73	11.17	4.87	11.52	5.17	9.15
Ce	11.90	7.29	13.82	14.32	8.05	1.41	4.32	4.56	27.69	12.66	24.94	13.97	19.41
Pr	1.80	0.96	1.97	2.22	1.20	0.24	0.70	0.70	3.69	1.79	3.23	2.03	2.51
Nd	7.51	4.30	9.77	10.93	6.41	1.38	3.82	4.07	16.50	8.56	13.90	10.71	11.33
Sm	2.09	1.18	2.68	2.73	2.21	0.57	1.48	1.28	4.01	2.88	3.31	2.80	2.75
Eu		0.26	0.98	1.08	0.76	0.23	0.65	0.38	1.10	1.05	1.36	1.03	0.99
Gd	2.88	1.12	2.60	3.09	2.33	0.69	1.91	1.31	3.82	3.05	3.36	3.18	2.87
Tb		0.15	0.52	0.46	0.38	0.14	0.40	0.21	0.54	0.60	0.55	0.46	0.46
Dy	2.78	0.97	2.75	2.28	2.32	0.88	2.51	1.22	2.96	3.46	3.00	2.54	2.90
Ho	0.62	0.23	0.66	0.45	0.44	0.22	0.53	0.26	0.68	0.74	0.63	0.60	0.61
Er	1.78	0.54	1.96	1.27	1.37	0.58	1.60	0.91	1.87	2.22	1.81	1.63	1.65
Tm	0.28	0.08	0.31	0.18	0.19	0.08	0.21	0.13	0.26	0.30	0.23	0.23	0.24
Yb	1.73	0.42	1.91	1.13	1.20	0.70	1.35	0.68	1.65	2.15	1.62	1.35	1.52
Lu	0.24	0.08	0.27	0.17	0.23	0.10	0.22	0.12	0.30	0.31	0.27	0.19	0.23
Hf	0.98	0.45	1.27	0.87	0.83	0.36	0.67	0.57	1.69	1.51	2.43	0.92	2.32
Ta	0.20	0.01	0.08	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.12	0.21	0.41	0.09	1.14
Pb	0.97	3.38	2.19	43.43	2.33	0.86	1.63	0.35	3.96	6.28	9.46	2.47	3.60
Th	0.28	0.29	0.44	0.76	0.43	0.04	0.19	0.23	0.75	0.62	2.02	0.47	0.69
U	0.08	0.14	0.24	0.37	0.19	0.02	0.16	0.11	0.41	0.23	0.93	0.93	0.42

Примечание. Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 1. Содержание элементов в ppm (г/т).

Перейдем теперь к рассмотрению причин раз-
нообразия состава пород как следствие этого маг-
матизма.

Роль процессов малоглубинной дифференциации

Кристаллизационная дифференциация

По данным [17], определяющим фактором эво-
люции расплавов как шошонитовой, так и калиевой
щелочной серии Срединного хребта является кри-
сталлизационная дифференциация. Анализ диаграмм,
представленных на рис. 7–8, позволяет распростра-
нить это заключение на проявления вулканогенного
комплекса всех рассматриваемых районов. Действи-
тельно, с уменьшением магнезиальности пород на-
блюдается увеличение содержания в породах алюмо-
силикатной составляющей и титанистости, что мо-

жет быть следствием перехода от существенно оли-
виновой субликвидусной ассоциации минералов к
оливин-пироксеновой, пироксен-плаггиоклазовой и
существенно плаггиоклазовой ассоциации (рис. 7).
Как будет показано в дальнейшем, такая направлен-
ность эволюции состава вулканитов подтверждается
анализом изменения некоторых характеристик рас-
плавных включений при переходе от субликвидусно-
го минерала-хозяина оливина к клинопироксену. В
том же направлении наблюдается увеличение содер-
жания в породах калия и других хорошо коррелиру-
ющихся с ним элементов как в вулканическом, так и
в плутоническом комплексах (рис. 8).

Контаминация магм коровым материалом

Присутствие в породах шошонитовой серии
кирганической свиты неравновесных минералов (ор-

Таблица 3. Изотопный состав позднемеловых–раннепалеоценовых магматических пород Центральной Камчатки.

№ образца	Порода	Возраст (млн лет)	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Модельный возраст CHUR (млн лет)	$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd (T)$		
Хребет Тумрок								
7042/2	пикробазальт	80	1.958	6.351	0.186404	0.513126±20	-7456	9.63
7072	Рх-Р1 базальт	80	1.400	4.807	0.176069	0.513057±25	-3125	8.38
Хребет Валагинский								
304/82	пикрит	80	1.576	6.232	0.152923	0.512992±7	-1249	7.35
7271	пикрит	80	0.877	3.173	0.167179	0.513075±13	-2291	8.83
Срединный хребет								
4053	высоко Ti базальт	80	3.162	13.589	0.140664	0.512888±18	-689	6.67
Г-97-35	базальт	80	3.727	17.031	0.132297	0.513102±18	-1110	9.71
Г-97-39	базальт	80	2.672	11.416	0.141515	0.513085±19	-1249	9.28
Г-97-40	базальт	80	2.636	9.820	0.162232	0.513064±20	-1911	8.66

Примечание. Номера образцов (кроме 304/82) соответствуют приведенным в табл. 1.

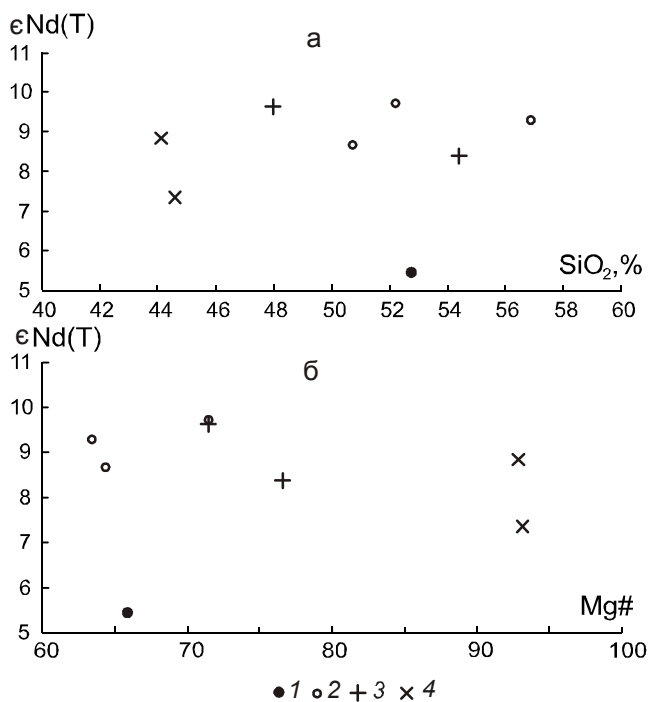


Рис. 9. Соотношение $\epsilon_{Nd}(T)$ – SiO_2 (а) и $\epsilon_{Nd}(T)$ – $Mg\#$ (б).

1–2 – Срединный хребет: 1 – шошонитовая серия (базальт с повышенным содержанием TiO_2), 2 – ирунейская серия, 3 – хребет Тумрок, 4 – Валагинский хребет.

топироксен, хромшпинелиды, гроссуляры) рассматривается [17] как показатель контаминированности исходных расплавов чужеродным материалом на разных уровнях глубинности. Выше уже была рассмотрена иная возможность интерпретации этих данных. Что касается гроссуляров, то подобного типа гранаты были обнаружены в мономинеральных гранатовых жилах в родингитах офиолитовых комплексов Восточной Камчатки [14]. Кроме того, скопления мелких

зерен граната существенно андрадитового состава были обнаружены в гидротермально измененных туфах и связанных с ними карбонатитах в верховьях р. Китильгина. Так что этот минерал, скорее всего, имеет метасоматическое происхождение. Процесс контаминации, видимо, не столь существенный, о чем свидетельствуют достаточно низкие Sr-изотопные составы клинопироксенов, а также отсутствие корреляционных связей содержаний изотопов неодима с кремнекислотностью пород.

Мантийные источники

В работе [23] отмечен клиноэнстатит в виде включений в низкокальциевом оливине из тумрокских пикритов. Эти наблюдения согласуются с данными о присутствии ортопироксена в субщелочных базальтах шошонитовой серии, оливинов-узников в клинопироксене из латита и хромшпинелидов ($Cr_2O_3 = 49.5\%$) в трахибазальте и порфириновидном пироксените [17]. Эти минералы чрезвычайно редки в щелочных вулканитах, и поэтому появление их в шошонитовой серии Камчатки рассматривалось как ксеногенная фаза [17]. Нельзя исключить, однако, ту особенность, что этот “бонинитовый” парагенезис может быть реликтовой фазой первичных низкокальциевых бонинитоподобных исходных расплавов, как это предполагается для индикаторного в этом плане клиноэнстатита [23].

В работе [5] содержание MgO в исходных расплавах пикрит-меймечитовой серии оценивается (по рассчитанному составу основной массы) как 9–11 вес. %. Более поздние оценки, полученные исходя из состава расплавных включений в клинопироксенах и оливинах, дали значение содержания этого оксида 16.6–20.3 вес. % для Валагинского хребта и 19.0–23.8 % – для хребта Тумрок [23]. Попробуем подойти к решению этого вопроса на основе геохимических материалов. Диаграмма $Yb_n - Ce_n$ первоначально была

использована [13] для того, чтобы показать отличие щелочно-ультраосновного комплекса от пород абсарокитовой или шошонит-латитовой серий Валагинского хребта. Привлечение большого объема дополнительной информации позволило расширить ее диагностические возможности. Как видно на рис. 10а, базальты изученных районов образуют единый тренд прямой корреляционной зависимости Yb_n - Ce_n . Наибольшей “продвинутой” на этом тренде характеризуются точки составов пород Срединного хребта, не содержащих на ликвидусе оливина, наименьшей – составы вулканитов хребта Тумрок и Шаромского мыса (с вкрапленниками оливина и клинопироксена). Меймечит-пикритовая ассоциация образует поле, ориентированное поперек этой последовательности. Здесь намечается самостоятельный тренд возрастания магнезиальности пород с обратной корреляционной зависимостью Yb_n - Ce_n . Рассмотрим отдельно базальты хребта Тумрок, для которых есть данные о составе расплавных включений в минералах-вкрапленниках из пикритов (рис. 10б). Точки составов расплавных включений располагаются на том же базальтовом тренде, полностью перекрывая его значения. При этом наиболее “продвинуты” составы тех расплавов, которые равновесны с фенокристами (субликвидусная ассоциация) клинопироксена. Поле составов пород субщелочного плутонического комплекса вытянуто вдоль того же тренда и направлено с одной стороны в сторону накопления в породах оливина (переход к дунитам), а с другой стороны – в сторону преобладания пироксена и плагиоклаза (образование верлитов, пироксенитов и габброидов), как это показано стрелками. Оно существенно сдвинуто по сравнению с полем пород альпинотипных гипербазитов, чем лишней раз подчеркиваются различия в их формационной принадлежности. “Жесткий” минералогический контроль позволяет высказать предположение о том, что весь базальтовый тренд отражает процесс кристаллизационной дифференциации расплавов сначала с отделением оливина, а затем – клинопироксена и плагиоклаза. Это предположение подтверждается также сходной направленностью изменения соответствующих компонентов при фракционной кристаллизации расплавов Скергаардского массива. Тренд обратной корреляции для меймечит-пикритовой ассоциации направлен в сторону поля метасоматически измененных шпинелевых перидотитов из глубинных ксенолитов в базальтах провинции Венето (Италия). Нарастание магнезиальности пород происходит здесь при практически постоянном минералогическом составе. Поэтому можно предположить, что этот тренд связан с различной степенью плавления мантийного источ-

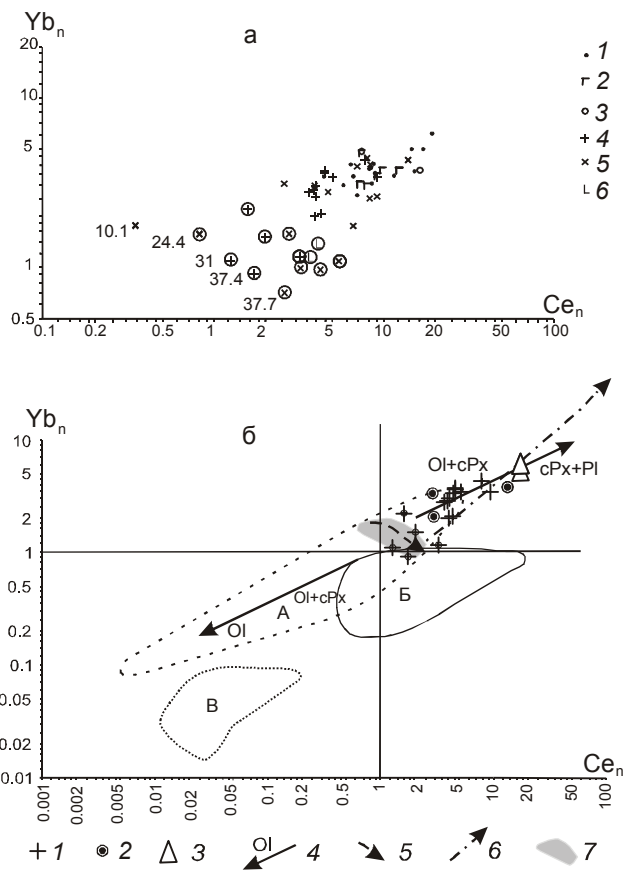


Рис. 10. Диаграмма Yb_n - Ce_n для верхнемеловых-палеоценовых пород южного пересечения.

а – данные по всему вулканогенному комплексу, 1–6 – то же, что и на рис. 7. Значки в кружках – меймечит-пикритовая ассоциация соответствующих районов, цифры около значков – содержание MgO (вес. %, безв.).

б – данные по вулканитам хребта Тумрок с дополнительными полями. 1 – валовый состав пород (кресты с точками – меймечит-пикритовая ассоциация), 2–3 расплавные включения в фенокристах оливина (2) и клинопироксена (3). Помимо данных табл. 2 использованы материалы [20, 22]. 4–6 – тренды изменения составов (с накоплением соответствующих минералов) пород плутонического или вулканического комплексов субщелочного ряда (4), возрастания магнезиальности пород меймечит-пикритовой ассоциации (5), эволюции составов пород Скергаардского массива (6), 7 – поле предполагаемых составов родоначальных расплавов для обоих комплексов субщелочного ряда. Поля составов пород: А) плутонических образований субщелочного ряда, Б) Sp-перидотитовых ксенолитов вулканической провинции Венето (Италия), В) массивов альпинотипных гипербазитов (г.г. Попутная, Крыша, см. рис. 3). Использованы данные [19, 22–24] и неопубликованные материалы А.В. Колоскова. Элементы нормированы в соответствии с [25]. В перекрестии – соотношение Yb - Ce в пиролите, по [25].

ника, а необычное накопление легких редкоземельных элементов отражает процесс глубинного метасоматоза, как это предполагается в случае ксенолитов в базанитах Италии или проявлений мел-палеогенового магматизма Срединного хребта при участии сквозьмагматических (трансмагматических) флюидов [9, 19]. Участок с наиболее железистыми составами пород меймечит-пикритовой ассоциации ($MgO=24-37$) в рамках поля "А" на рис. 10б принимается в качестве области возможных составов магм, родоначальных как для вулканического, так и для плутонического комплексов. Судя по составу глубинных включений в туфах меймечитов Камчатки [12], образование этих первичных расплавов происходило в поле стабильности граната.

Роль дополнительного фактора

Не исключая возможность участия бонинитоподобных исходных расплавов в петрогенезисе рассматриваемых вулканических пород, необходимо отметить, что реально подобные составы здесь не известны. Это свидетельствует о том, что влияние дополнительного щелочного фактора сказывается на самых ранних этапах эволюции соответствующих расплавов. Однако следует заметить, что его роль различна в разных регионах и по-разному проявляется при образовании различных серии пород. На фоне повышенной щелочности исходных расплавов (включения лейцита во вкрапленниках пироксена из шонкинит-порфира) наблюдается постепенное возрастание этого компонента в ходе кристаллизационной дифференциации пород. Но в ряде случаев эта картина нарушается либо в результате значительного накопления щелочей (преимущественно калия), либо резким изменением направленности трендов для отдельных элементов. Например, резкое возрастание калиевой щелочности одновременно с повышенным содержанием Rb, Zr Y в лампроитоподобных породах одного их районов Валагинского хребта [13] свидетельствует о локальном участии дополнительного источника – возможно о флюидном обогащении исходных расплавов. Калиевая щелочная серия Срединного хребта более продвинута в ряду кристаллизационной дифференциации, чем шошонитовая серия. По ряду элементов (Ba, Sr, Hf) породы этой серии "выходят за рамки" граничных значений для этих элементов в породах плутонического комплекса. Видимо, здесь проявился в основном механизм щелочного флюидного обогащения. В породах шошонитовой серии Срединного хребта для ряда элементов (Nb, Hf, Zr, Sr, Ti) нарушается тренд последовательного повышения концентраций, связанный с кристаллизационной дифференциацией. Судя по на-

бору элементов, здесь можно предполагать участие дополнительного источника типа флюид-расплав.

Флюидный режим выплавления магм

Родоначальные расплавы, по всей вероятности, были обогащены флюидными компонентами. Об этом свидетельствует уже тот факт, что практически все разновидности пород содержат многочисленные поры и миндалины, нередко заполненные гидротермальными минералами. В расплавных включениях из минералов пикритов отмечаются [23] повышенные концентрации хлора, которые заметно выше, чем для любых известных "примитивных расплавов". При этом концентрации воды в Камчатских ультраосновных расплавах более низкие, чем таковые в бонинитах и островодужных толеитах [23].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ЭНДОГЕННЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–РАННЕПАЛЕОЦЕНОВОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ

Практически во всех публикациях, касающихся условий проявления рассматриваемого субщелочного магматизма, говорится об островодужном режиме [5, 15, 18, 20, 23 и др.]. Но при этом во многих работах отмечается "нестандартный характер" этого магматизма. Существуют и другие представления о формировании субщелочного базальтового и щелочно-ультраосновного вулканизма Камчатки в пределах обширного подводного плато на океанизированной континентальной коре [13]. В пользу "островодужной геодинамики" говорят особенности редкоэлементного состава вулкаников: низкие содержания высокозарядных элементов, высокие концентрации крупноионных литофилов, повышенная роль флюидной составляющей в расплавах. Однако сходными особенностями характеризуются проявления вулканизма в иной тектонической обстановке, например, на континентальной окраине.

На Камчатке, слабо проявлена та поперечная зональность, которая обычно является свидетельством "надсубдукционного вулканизма". Известно также, что в островодужных системах породы щелочного ряда распространены ограниченно в тыловых зонах. Здесь же на обширной территории широко представлен довольно однообразный субщелочной вулканизм, слегка варьирующий по содержанию щелочей, магнезиальности пород и других компонентов. При этом он имеет базитовый, а в ряде районов щелочно-ультрабазитовый уклон, что, однако, не характерно для континентальной окраины.

Можно согласиться с представлениями [3] о том, что рассмотренные комплексы магматических пород связаны с некоторой обстановкой переходного периода. Только вопрос в том – переход между какими геодинамическими режимами мы наблюдаем? В указанной работе смена эндогенных режимов рассматривается в рамках процесса развития коры континентального типа за счет океанической окраины. Этому выводу, однако, противоречит наличие блоков континентальной коры в виде участков кристаллических массивов Срединного, Ганальского и Хавывенской возвышенности в окружении более поздних вулканических поясов мафического профиля.

Кажутся более вероятными идеи базификации континентальной земной коры, высказанные в свое время В.В. Белоусовым [2] и развиваемые в работе [13]. Очевидно, к такому переходному периоду и следует относить образование рассмотренных магматических комплексов. К этому следует добавить различие в структурном контроле проявления вулканизма в различных регионах Камчатки. В пределах восточных хребтов магматизм (преимущественно вулканизм) проявился в относительно стационарной обстановке жестких структур и рифтогенеза. В Срединном хребте в это время существовала нестационарная обстановка складкообразующих и разрывных (надвиговых?) дислокаций, способствовавшая образованию системы промежуточных очагов (большое количество довольно крупных интрузивных массивов) и проявлению магматизма как в вулканической, так и в плутонической форме. Этим и объясняются наиболее существенные различия в составе продуктов вулканизма – большая его “продвинутость” в ходе дифференциации на разных уровнях литосферы в районе Срединного хребта и меньшая степень дифференцированности (близость к составу первичных расплавов) на Восточной Камчатке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ новых аналитических материалов совместно с уже опубликованными данными по вулканизму, а также плутоническим образованиям близкого состава и возраста позволил установить, что рассмотренные базальтоиды относятся к субщелочной базальт-трахиандезибазальтовой серии с отклонением в сторону меймечит-пикритовой ассоциации пород.

2. Наблюдаемая геохимическая зональность имеет сложный характер. В последовательности перехода хребты Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновременно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высокозарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают.

3. В координатах $Yb_n - Ce_n$ установлено наличие двух трендов: положительного, который охватывает большинство составов вулканических и плутонических пород, и отрицательного – для меймечит-пикритовой ассоциации. Первый тренд отражает направленность эволюции пород в ходе их кристаллизационной дифференциации, второй иллюстрирует разную степень плавления исходного субстрата и участие процессов глубинного щелочного метасоматоза.

4. Состав исходных расплавов определялся влиянием двух факторов: выплавлением из деплетированного по изотопному составу Nd и Sr и содержанию таких элементов, как Ti, Ta и Nb, но обогащением Ba, Sr, Rb, Zr, Y мантийного субстрата и дополнительным привнесом глубинными расплавами и флюидами легких PЗЭ, Ti, Nb, Ta, K, Hf, Zr, Sr, P.

5. Наблюдаемое разнообразие составов пород как вулканического, так и плутонического комплексов связано в основном с процессами кристаллизационной дифференциации, мантийные расплавы не были контаминированы коровым материалом.

6. Определенные различия в составе вулканических пород восточных хребтов и Срединного хребта Камчатки, с одной стороны, вызваны разной продвинутостью процесса магматической дифференциации (роль промежуточных очагов для магматизма Центральной Камчатки), а с другой стороны, влиянием “добавочного” компонента, который во многом определяет геохимическую специфику шошонитовой серии кирганинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект N06-05-64195, грантов ДВО РАН 06-III-A-08-328 и 06-I-П17-074, программы ОНЗ N6 и фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадрединов З.Б., Чубаров В.М., Афанасьева Т.Б. Калиевый метасоматоз в основных эффузивах офиолитового комплекса Валагинского хребта Камчатки // Докл. АН. СССР. 1981. Т. 257, № 2. С. 458–462.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
3. Геология и полезные ископаемые России / Ред. В.К. Ротман). Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 303 с.
4. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 62–71.
5. Зинкевич В.П., Данюшевский Л.В., Каменецкий В.С. и др. Геология и петрохимия вулканических пород Тумрокского выступа (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 84–98.
6. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. и др. Кали-

- евые вулканы Центральной Камчатки в составе верхне-меловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // Петрология. 1999. Т. 7, № 5. С. 559–576.
7. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Голубев В.Н. Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из поздне-меловых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 85–88.
 8. Марковский Б. А., Ротман В.К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 3. С. 675–678.
 9. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
 10. Пузанков Ю.М., Волинец О.Н., Селиверстов В.Н. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. Вып. 390. 259 с.
 11. Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С. 177–239.
 12. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П. и др. Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 4. С. 949–952.
 13. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 197–213.
 14. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 154 с.
 15. Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. Поздне-меловая шохонитовая ассоциация Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 30–39.
 16. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 145 с.
 17. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология поздне-меловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3–21.
 18. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия поздне-меловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9 (2). С. 189–208.
 19. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Мел-палеогеновый магматизм Срединного хребта Камчатки: проблема источников магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 83–96.
 20. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитов Восточных хребтов Камчатки // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 372–377.
 21. Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1971. № 2. С. 3–9.
 22. Gasperini D., Bosch D., Braga R. et al. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere // Geochemical Journal. 2006. V. 40. P. 377–404.
 23. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., and Semet M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // J. Petrology. 1995. V. 36, N 3. P. 637–661.
 24. McBirney A.R. The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // J. Petrol. 2002. V. 43, N 3. P. 535–556.
 25. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

V.A. Koloskov, G.B. Flerov, D.V. Kovalenko

Late Cretaceous – Paleocene magmatic complexes of Central Kamchatka, magmatic sources, and geodynamic conditions of their formation

A comparative study was done of the data on Late Cretaceous-Paleocene volcanism of four areas of Kamchatka: Prav. Tolbachik – Lev. Shchapina – Adrianovka rivers interfluvium (northern Tumrok Ridge), the area south of the Ipuin River - Mt Hrebtovaya (northern Valaginsky Ridge), the area of Mt Savulch (Kitilgina River upper reaches, northern Valaginsky Ridge), and: Kirganik – Lev. Kolpakova rivers interfluvium (Sredinnyy Ridge). New data on petrochemical, geochemical and isotopic composition of volcanic rocks from these areas are offered. The analysis of these materials together with the already published data on volcanics and also on plutonic rocks of close composition and age made it possible to establish the following: 1) the basaltoids under study are referred to the trachyandesite series with transition to the maymechite-picrite rock association, 2) in the rocks of the Valaginsky - Tumrok – Sredinnyy ridges alkali content increases with simultaneous increase in Rb concentration; the contents of highly charged and radioactive elements first drop and then grow. In the coordinates $Yb_n - Ce_n$ the presence of two trends is established: positive, which embraces the majority of volcanic and plutonic rocks; and negative, peculiar to the maymechite-picrite association. The former trend reflects rock evolution during crystallization differentiation; and the latter, a different degree of melting of initial substrate. Possible reconstructions of geodynamic conditions of volcanism manifestation are discussed.

Key words: volcanics, maymechite, picrite, basalts, petrochemistry, geochemistry, isotopy, Kamchatka.