

**АДАКИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ
И ЕГО ПРОБЛЕМАТИКА. ЧАСТЬ 2. АДАКИТЫ В СОСТАВЕ ПОРОД
ОХОТОМОРСКОГО, КАМЧАТСКОГО И БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНОВ:
ТИПИЗАЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС**

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

¹ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 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, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 01 февраля 2018 г.

На основе обобщения обширного литературного материала проведена типизация своеобразных по составу мантийных вулканических пород – адацитов – в Охотоморском, Камчатском и Берингоморском регионах. В каждом из них выделены низкокремнеземистый (НКА) и высококремнеземистый (ВКА) типы. В Камчатском регионе преобладающий тип адацитов отвечает бимодальной базальт-андезитовой, а в Берингоморском регионе – базанит-дацитовая серия вулканитов. Адакиты Камчатского региона четко индивидуализированы: образование НКА здесь связано с фракционированием и плавлением пироксена, ВКА – с фракционированием, плавлением и распадом амфибола. Щелочной метасоматоз здесь играет подчиненную роль. В Берингоморском регионе возникновение обоих типов адацитов происходит в обстановке щелочного метасоматоза и преимущественного амфиболового контроля. Сопоставление изотопно-геохимических составов адацитов и вулканитов внутриплитного типа позволяет в равной мере считать их индикаторами проявления плюмовых петрогенезиса и геодинамики. На основании сопоставления составов адацитов и стекол плавления ксенолитов 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. Появлением адацитовых, так же как и внутриплитных характеристик в продуктах вулканизма, начиная с эоцена, отмечается переход обширной территории СВ континентальной окраины от режима субдукционного сжатия к обстановке рифтогенного растяжения.

Ключевые слова: адацитовый вулканизм, низкокремнеземистый и высококремнеземистый типы, амфиболы, пироксены, фракционирование, плавление, распад, моделирование, Охотоморский, Камчатский, Берингоморский регионы.

ВВЕДЕНИЕ

В первой части статьи подробно был рассмотрен район верховьев р. Валовая, где впервые для Камчатско-Корякского региона были обнаружены проявления адацитов в составе апукской свиты миоценового возраста [53, 54, 59, 60, 61]. Приведены новые возрастные характеристики, данные петрохимического, редкоэлементного и минералогического состава. Район интересен еще и тем, что здесь наблюдается пространственное и временное сочетание проявлений островодужного и внутриплитного вулканизма. Адакиты были обнаружены в составе пород островодужного типа. Тем не менее, сонахождение их с прояв-

лениями внутриплитного типа не случайно и объясняется не столько следствием гибридного взаимодействия андезитовых расплавов с мантийным материалом, но как результат плавления лерцолитов и «черных пироксенитов» мантийного диапира. Сравнительное рассмотрение района Валовая и некоторых объектов Срединного хребта Камчатки позволило выделить два типа адацитов: высококремнеземистых (ВКА) в первом регионе и низкокремнеземистых (НКА) во втором. Образование первых контролируется амфиболом, а вторых – клинопироксеном.

Во второй части на основе анализа обширного литературного материала будет расширена геогра-

фия распространенности пород адакитового типа для Камчатского, Берингоморского и Охотоморского регионов, проведена их типизация, предложена модель петрогенезиса.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Камчатский регион. Мозаично-блоковое строение региона и мантийная гетерогенность обуславливают вещественную неоднородность проявлений кайнозойского вулканизма. Здесь обычно рассматривается пять пространственно обособленных, вытянутых в СВ направлении разновозрастных вулканических поясов: Южно-Камчатский, Восточно-Камчатский, Центральной Камчатской депрессии, Срединного хребта и Западной Камчатки [6, 7, 23, 26, 30]. Специфика проявлений вулканизма в этих поясах нередко демонстрирует отклонения в характере хорошо известной поперечной зональности, обычной для «развитых» островодужных систем. Возрастание щелочности пород наблюдается иногда внутри отдельных вулканических поясов или в ходе развития долгоживущих вулканических центров. Например, щелочной магматизм позднемiocен-плиоценового времени в равной степени проявился как в тыловой, так и во фронтальной частях Камчатской островодужной системы [4]. Наряду с обычным островодужным типом вулканизма в отдельных местах встречается внутриплитный тип базальтоидов, который по своим петролого-геохимическим признакам приближается к вулканикам континентальных рифтов [8, 9, 17].

В пределах Камчатского региона известно несколько мест проявления адакитов или адакитоподобных пород (рис. 1). Помимо уже рассмотренных в первой части статьи [21] объектов миоцен-плиоценового возраста в пределах Срединного хребта Камчатки (Орловский вулкан, г. Половинная, г. Столбовая, г. Матера, р. Белая, пос. Тымлат, р. Озерная, влк. Уксичан), присутствие адакитового компонента

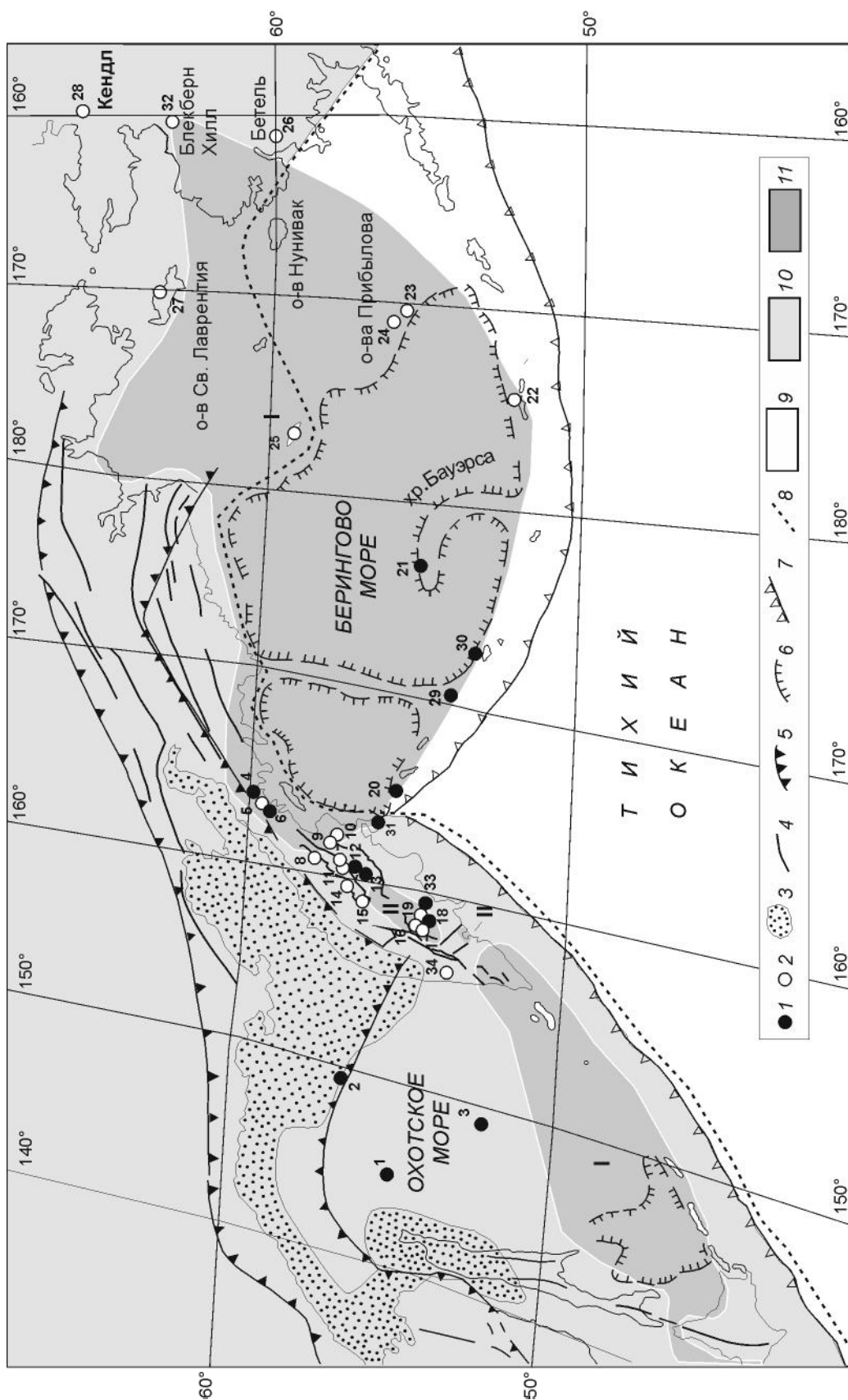
(высокие Sr/Y отношения) было выявлено в некоторых высокомагнезиальных андезитобазальтах вулканов Харчинский, Заречный и Шивелуч, в андезитах влк. Бакенинг [54]. «Разбавленный» адакитовый компонент вторично был выделен [91] в составе пород влк. Шивелуч. Проблема наличия относительно холодной и «немолодой» (около 50 млн лет) поддвигаемой океанической плиты (по данным [47] для образования адакитов обязательно необходима молодая – нагретая – поддвигаемая плита) в этом случае была решена за счет предположения о существовании в зоне сочленения СВ Камчатки и Командорско-Алеутской островной дуги своеобразного «slab-window» (окна в этой плите), через которое в качестве дополнительного источника тепла мог проходить поднимающийся поток астеносферного материала. Позднее [11] появление «адакитовых» характеристик в наиболее дифференцированных разновидностях пород этого вулкана объяснялось уже без привлечения модели плавления края субдуцирующей плиты, но при наличии амфиболового контроля.

Породы адакитового состава нередко ассоциируют с базальтами внутриплитного геохимического типа, как это уже было отмечено в случае с валоваямскими адакитами [21]. Такое сочетание иногда рассматривается как проявление «Neb-адакитового» вулканизма. По данным [24, 25], близкие по составу к «Neb-адакитам» вулканисты обнаружены в ЮЗ части Центральной Камчатской депрессии в разрезе небольшого среднеплиоценового (3.13–2.72 млн лет) щитового вулкана. Несколько позднее к ним были добавлены находки пород адакитового типа на вулкане Олений в том же районе [26] и несколько выявленных нами образцов с адакитовыми характеристиками среди комплекса пород плато в разрезах по долинам рек Кунч и Озерная Камчатка. Есть сведения о находке магнезиальных андезитов «адак типа» среди позднемiocен-раннеплиоценовых даек на п-ове Камчатский мыс [10].

Рис. 1. Схема проявлений адакитового компонента и аномалии изотопного состава в кайнозойских вулканитах Камчатского, Берингоморского и Охотоморского регионов

1–2 – вулканические центры с адакитовыми (1) и адакитоподобными (2) характеристиками, 3 – позднекайнозойские впадины, 4 – тектонические нарушения, 5 – границы Восточно-Азиатского грабенового пояса, по [5], 6 – границы глубоководных впадин, 7 – глубоководные желоба, 8 – границы различных мантийных доменов, по [65]: 9 – Тихоокеанского, 10 – Индоокеанского, 11 – локальные аномалии Sr-изотопного состава: I – со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7027\text{--}07033$ и II – со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70332\text{--}07034$.

Цифрами обозначены районы: 1–3 Охотское море, по [14]: 1 – банка Кашеварова, 2 – Охотский свод, 3 – возв. Института океанологии, 4 – р. Валовая (авторские материалы), 5 – р. Белая, 6 – р. Тымлат (5, 6 – по [53, 62]), 7 – г. Матера (материалы авторов), 8 – рр. Лев. и Прав. Озерная, по [83], 9 – Шишейский комплекс, по [37; 76], 10 – г. Половинная, 11 – влк. Орловский, (10, 11 – материалы авторов), 12 – влк. Шивелуч [11, 91], 13 – влк. Харчинский, по [63], 14 – Алней-Чашоконджа, по [83], 15 – влк. Уксичан, по [12], 16 – г. Оленья, 17 – р. Озерная Камчатка (16, 17 – по [24–26]), 18 – влк. Бакенинг, по [48, 54, 63], 19 – Валагинский хребет, по [26], 20 – р-он драгирования, 38-ой рейс НИС Вулканолог, («Адак-тип»), по [80; 90], 21 – хребет Бауэрса, по [85], 22 – о-в Адак, по [58, 92], 23–24 – о-ва Прибылова и подводный хребет Прибылова, по [64, 73, 87], 25 – Наваринская котловина, по [44, 45], 26 – Бетел, по [70, 71, 73], 27 – Кугулигит (о-в Св. Лаврентия), по [73, 84], 28 – Кендл, по [73], 29 – Западные конусы, 30 – депрессия Ингенстрем (29, 30 – по [92]), 31 – п-ов Камчатский мыс, по [10], 32 – Блекберн Хилл, по [70], 33 – Лев. Жупанова, по [9], 34 – р. Кихчик, по [20].



Анализ недавно полученного и пересмотр уже имеющегося литературного материала по геохимии четвертичного вулканизма Камчатско-Корякского региона позволил существенно расширить географию распространения пород, содержащих адакитовый компонент (рис. 1). Этот компонент был выявлен в пределах Срединного хребта Камчатки: в четвертичных базальтах-андезибазальтах потоков на реках Лев. и Прав. Озерная, на вулканическом массиве Алней-Чашокоджа, на влк. Теклетунуп, (по материалам [83]), в некоторых высокомагнезиальных андезибазальтах четвертичного возраста на влк. Уксичан (по материалам [12]), в базальтах Ичинского вулкана (по материалам [41]), а также в высокомагнезиальных андезитах и андезидацитах четвертичных моногенных конусов Шишейского комплекса в районе Алеутско-Камчатского сочленения, севернее влк. Шивелуч (по материалам [37, 76]).

Берингоморский регион. Обширная провинция проявления кайнозойского вулканизма (начиная с эоцена, но в основном с 15 и менее 6 млн лет) на островах Алеутско-Командорской островной дуги и шельфе Берингова моря, в пределах сопряженной территории 3-ЮЗ окраины Аляски и В-ЮВ окраины Чукотского п-ова и Корякского нагорья (рис. 1). Позднекайнозойский вулканизм Алеутско-Командорской островной дуги представлен многочисленными надводными и подводными щитовыми вулканами, шлаколавовыми конусами доминирующего известково-щелочного типа. На шельфе Берингова моря и сопряженных континентальных окраин отмечаются обширные поля толеитовых и щелочных оливинных базальтов, многочисленные конусы и маары щелочных базальтов, базанитов и редких нефелинитов [1, 2, 44, 73, 88]. Именно в этом регионе на севере о-ва Адак впервые были выделены и изучены [58] миоценовые магнезиальные андезиты, позднее получившие название адакиты [47]. При подводном драгировании к СЗ от Командорских островов в 38 рейсе НИС Вулканолог были выявлены магнезиальные андезиты «адак-типа» [90]. По сути, это было повторение более ранней находки того же типа пород средне-позднемиоценового возраста в этом районе [80]. Позднее проявления адакитового вулканизма позднеплейстоцен-голоценового возраста подробно были изучены [92] по материалам подводного драгирования в обширной зоне СВ подножия Командорских островов (депрессия Ингенстрим, Западные конусы). Имеются сведения, что проявление адакитов было установлено также в составе вулканогенного фундамента хребта Бауэрс олигоцен-реннемиоценового возраста [85]. Далее при анализе материалов многочисленных публикаций [42, 44–46, 64, 71, 73, 78, 87] удалось выявить адакитовый

компонент в составе базальтов на островах Прибылова (Св. Георгия и Св. Павла) и, по материалам драгирования подводного хребта Прибылова, в составе четвертичных базальтов и эоценовых андезитов-дацитов Наваринской котловины, в базальтах проявления Кукулигит на о-ове Св. Лаврентия и в других местах Берингоморского региона: Кендл, Бенетт, Блекберн Хилс, Малдрои, Маунт, Канути (рис. 1).

Охотоморский регион. Остается пока наименее изученным. Вулканические породы позднемезойско-раннекайнозойского возраста широко распространены здесь на всех возвышенностях внутренней части Охотского моря. Подводные вулканы известны на северной, южной и восточной частях Курильской котловины. Выделяются: раннемеловой базальт-андезитовый, позднемеловые, эоценовые и плиоцен-плейстоценовые дацит-риолитовые комплексы [14, 22]. Недавно были получены первые сведения о наличии здесь эоценовых адакитов [14] (рис. 1). Породы характеризуются высокими концентрациями Sr (до 570–800 г/т), низкими Y (9.45–14.0 г/т), повышенными значениями для MgO (до 3.95–4.28 вес. %). Содержание SiO₂ меняется от 49 до 69 %. То есть здесь также можно выделить НКА и ВКА.

Таким образом, география этих примечательных по составу пород обширна. К этому следует добавить, что породы с адакитовыми признаками отсутствуют чуть севернее в пределах обширного Охотско-Чукотского вулканического пояса и тылового вулканизма Камчатки, а также южнее – во фронтальной вулканической зоне Камчатского региона, на Курильских островах и о-ве Хоккайдо. Можно сказать, что адакиты являются характерной особенностью проявления вулканизма на Восточно-Азиатской континентальной окраине и имеют пространственно-возрастную приуроченность к окраинным морским бассейнам.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АДАКИТОВОГО ТИПА

Проведем некоторую экспертизу пород адакитового состава в сравнении с островодужными и внутриплитными вулканиками Камчатского и Берингоморского регионов на основе соотношения Sr/Y–SiO₂ – одного из главных показателей пород этого типа (рис. 2).

Как видно на этом рисунке, среди адакитов обоих регионов четко выделяются низкокремнеземистые (НКА) и высококремнеземистые (ВКА) типы, как это было показано в первой части работы [21]. Первый тип при этом попадает в группу низкокремнеземистых адакитов LSA (SiO₂ < 60 вес. %), а второй относится к высококремнеземистым адакитам HSA (SiO₂ > 60 вес. %) по известной классификации пород

этого состава [67]. Породы неадакитового типа располагаются примерно в тех же границах кремнекислотности и в отличие от адакитов имеют тренд фракционной кристаллизации с обратной корреляционной зависимостью в системе Sr/Y–SiO₂. В комплексах пород, где есть внутриплитные вулканы, породы неадакитового типа образуют свои тренды противоположной направленности, на концах которых, с одной стороны, присутствуют адакиты, а с другой – располагаются внутриплитные вулканы. Одно лишь исключение существует для образований влк. Шивелуч, где проявления внутриплитного типа, по-видимому, еще не обнаружены.

Поскольку адакиты являются породами мантийного генезиса, расплавы которых наименее подвержены влиянию наложенных процессов (AFC) – ассимиляции корового материала, фракционной кристаллизации, – в их составах хорошо подчеркивается ряд генетических закономерностей. Прежде всего, наличие бимодальной базальт-андезитовой ассоциации для пород Камчатского региона (рис. 2 А и 3 А), которую и нужно брать за основу для петрологических моделей. В наиболее распространенных моделях такого рода речь идет о смешении двух исходных примитивных мантийных составов: базальтового и дацитового [76]. Но это неправильно – дацитовые и риолитовые составы здесь практически не содержат адакитов, будучи вторичными, образовавшимися в результате процессов фракционирования, возможно гибридизма или щелочного метасоматоза. Как видно на рисунке 3, адакиты Камчатского региона встречаются в составе пород трех серий: умеренно-К известково-щелочной (наиболее представлены), высоко-К известково-щелочной и субщелочной (рис. 3 Б). Преобладает низкотитанистый островодужный тип (рис. 3 В). Диапазон изменения составов самих адакитов более узкий, чем ассоциирующих вулкаников, как по кремнекислотности, так и по щелочности. Как видно на рис. 3Б, явно наложенной является повышенная щелочность неадакитовых пород в области андезитовых и более кислых составов. Адакитами также хорошо подчеркивается поперечная зональность в этом регионе (рис. 1). НКА развиты преимущественно в пределах Срединного хребта Камчатки (вулканы Уксичан, Орловский, г. Половинная, г. Столбовая, реки Лев. и Прав. Озерная, вулкан Теклетунуп), ВКА развиты южнее (на вулканах Шивелуч, Бакенинг и в конусах Шишейского комплекса, в ЮЗ части Центральной Камчатской депрессии). Вулкан Бакенинг при этом занимает промежуточное положение – здесь представлены оба типа адакитов.

Адакиты Берингоморского региона, как и сопровождающие их породы неадакитового типа, ха-

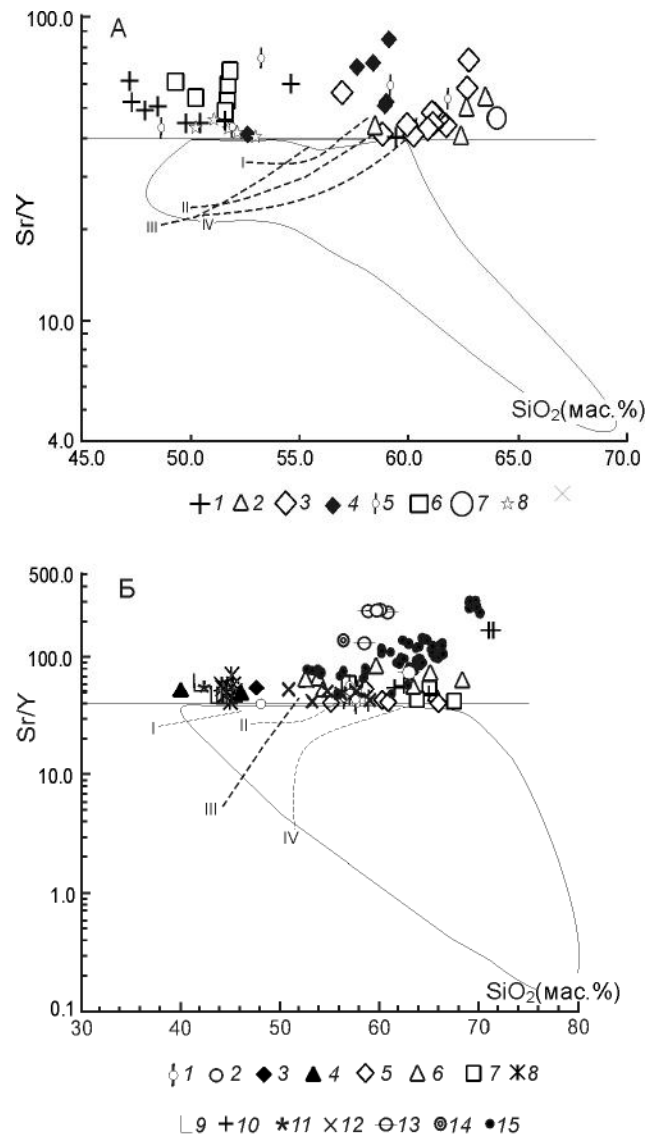


Рис. 2. Соотношение Sr/Y–SiO₂ в породах Камчатского (А) и Берингоморского (Б) регионов.

Адакиты и подобные им породы: для А: 1 – Срединный хребет Камчатки (Лев. и Прав. Озерная, Алней-Чашоконджа, Теклетунуп); 2 – Шишейский комплекс; 3 – влк. Шивелуч; 4 – Озерная Камчатка; 5 – вулк. Бакенинг; 6 – влк. Орловский, г. Половинная, г. Столбовая; 7 – г. Матера; 8 – влк. Уксичан. Тренды эволюции составов пород для районов: I – Озерная Камчатка; II – Шишейский комплекс; III – влк. Бакенинг; IV – влк. Шивелуч. То же для Б: 1 – р. Валовая; 2 – р. Белая, Тымлат; 3 – Кукулигит, 4 – Кендл, 5 – Блекберн, 6 – Маунт, Врангелия Маунт, 7 – Канути; 8 – о-ва Св. Георгия и Св. Павла, 9–10 – Наваринская котловина: вулканики четвертичного (9) и эоценового (10) возраста, 11 – подводный хребет Прибылова; 12 – хребет Бауэrsa; 13 – Командорская котловина; 14 – о-в Адак; 15 – Западные конусы и депрессия Ингенстрем. Тренды эволюции составов пород для районов: I – Наваринская котловина (вулканики четвертичного возраста); II – р. Валовая; III – хребет Бауэrsa; IV – Наваринская котловина (вулканики эоценового возраста).

Выделены поля пород, не содержащих адакитовый компонент.

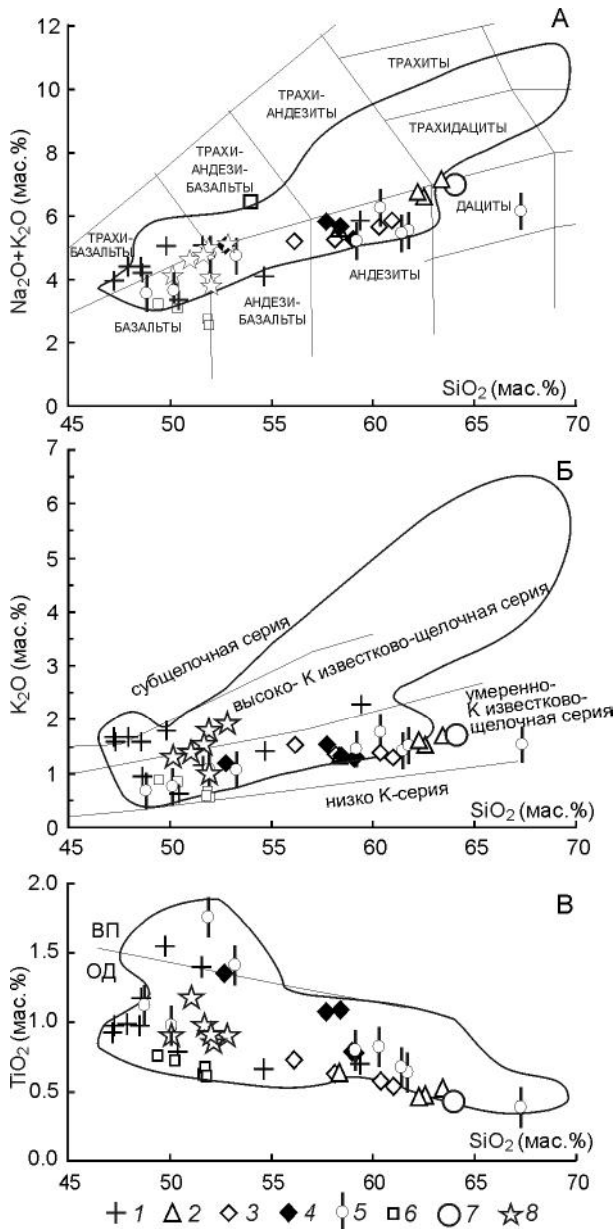


Рис. 3. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (А), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Б), $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (В) в породах Камчатского региона.

Условные обозначения для адakitов и подобных им пород те же, что и на рис. 2 А. Выделено поле пород, не содержащих адakitовый компонент. Поля на диаграммах А, Б – по [27, 74], линия, разделяющая на рисунке В поля вулканитов островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типов – по [20].

рактируются более контрастными составами. НКА и ВКА отвечают бимодальной базанит-дацитовой ассоциации (рис. 2 Б и 4 А). Для НКА базанитов более выражена их повышенные К-На щелочность (рис. 4 А и 4 Б) и титанистость (рис. 4 В). Они развиты преимущественно во внутренней части региона (четвертичные базальты Наваринской колонины, подводного хребта и островов Прибылова). ВКА более представ-

лены в пределах континентальной окраины. Импульсы наложенной щелочности проявлены в трахидацитах и трахириолитах (рис. 4 Б). Андезитобазальты и андезиты, скорее всего, отражают процесс смешения базанитовых и дацитовых расплавов. Об этом свидетельствует неравновесность соответствующих составов – более высокие содержания MgO , Cr , Ni , Cr , Sc , Ti и неравновесие минеральных ассоциаций в адakitах Маунт и Врангеля Маунт [78], Валовойя [21], Блекбери [70].

Точки составов пород Охотоморского региона, среди которых выделяется как НКА, так и ВКА типы (рис. 5 А), более-менее равномерно распределены в поле умеренно-К островодужной известково-щелочной серии (рис. 5 Б и 5 В). Но их так мало, что сказать что-либо о бимодальности пока не представляется возможным.

В дальнейшем основное внимание будет уделено сравнительному рассмотрению первых двух регионов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В первой части работы был сделан вывод о том, что появление НК адakitов связано с пироксенитовым мантийным источником и пироксенитовым контролем, а ВК адakitов – с лерцолитовым мантийным резервуаром и амфиболовым контролем [21]. В отношении Камчатского региона этот вывод полностью подтверждается на большем материале. Действительно, по соотношению $\text{La}/\text{Yb}-\text{Yb}$ (рис. 6 А) практически все точки составов НКА выходят за границы трендов плавления Sp или Gr перидотитов в сторону меньших La/Yb отношений. Это может быть следствием плавления источника, близкого по составу к «черным пироксенитам», на что и указывает стрелка возрастания степени «парциального плавления». Исключение составляют одна точка базальтовых адakitов вулкана Уксичан и две точки подобного состава вулкана Бакенинг, но они аномально обогащены легкими РЗЭ (рис. 6 Г), что ставит под сомнение их генетическую связь с расплавами гранатовых или шпинелевых перидотитов. Большая часть точек ВКА располагается вблизи трендов плавления шпинелевых или гранатовых перидотитов. Все они обогащены легкими РЗЭ, а их образование контролируется амфиболом (рис. 6 Г). По соотношению $\text{Lu}/\text{Hf}-\text{La}/\text{Sm}$ адakitы обоих типов образуют единый тренд перехода из области плавления шпинелевых перидотитов в область плавления гранатовых перидотитов (рис. 6 Б). При этом тренд эволюции составов НКА идет параллельно пироксенитовому тренду, а точки ВКА в большинстве своем попадают в поле амфиболовых расплавов. Этот тренд, скорее всего, свидетельствует о смене источников – клинопироксенитового для НКА на амфиболовый для

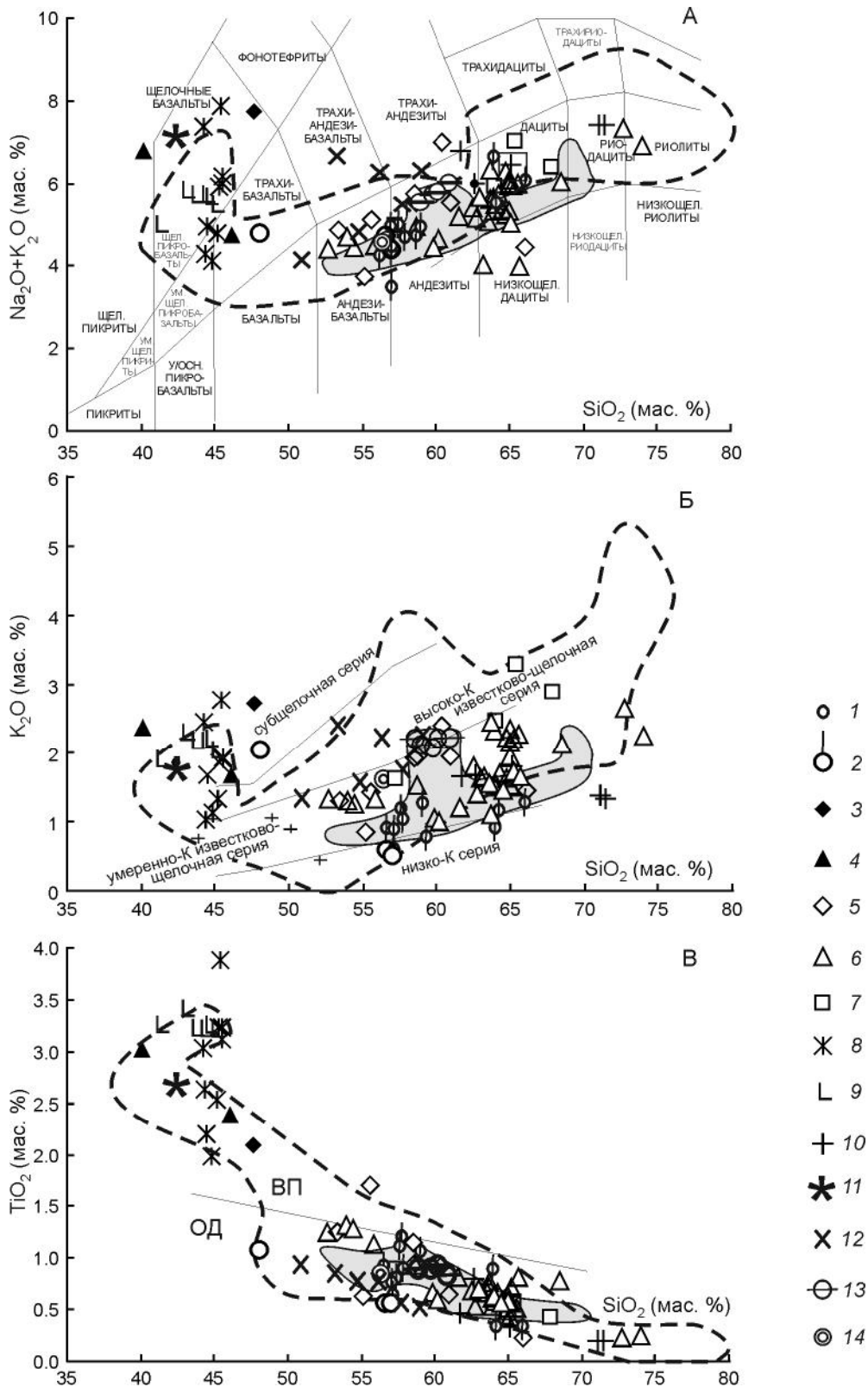


Рис. 4. Соотношение Na₂O+K₂O – SiO₂ (А), K₂O – SiO₂ (Б), TiO₂ – SiO₂ (В) в породах Берингоморского региона. 1–14 – то же, что и на рис. 2 Б. Выделены поля адакитов районов: Западные конусы и депрессия Ингенстрем (сплошная линия, заливка) и пород, не содержащих адакитовый компонент (пунктир), разделительные линии – те же, что и на рис. 3.

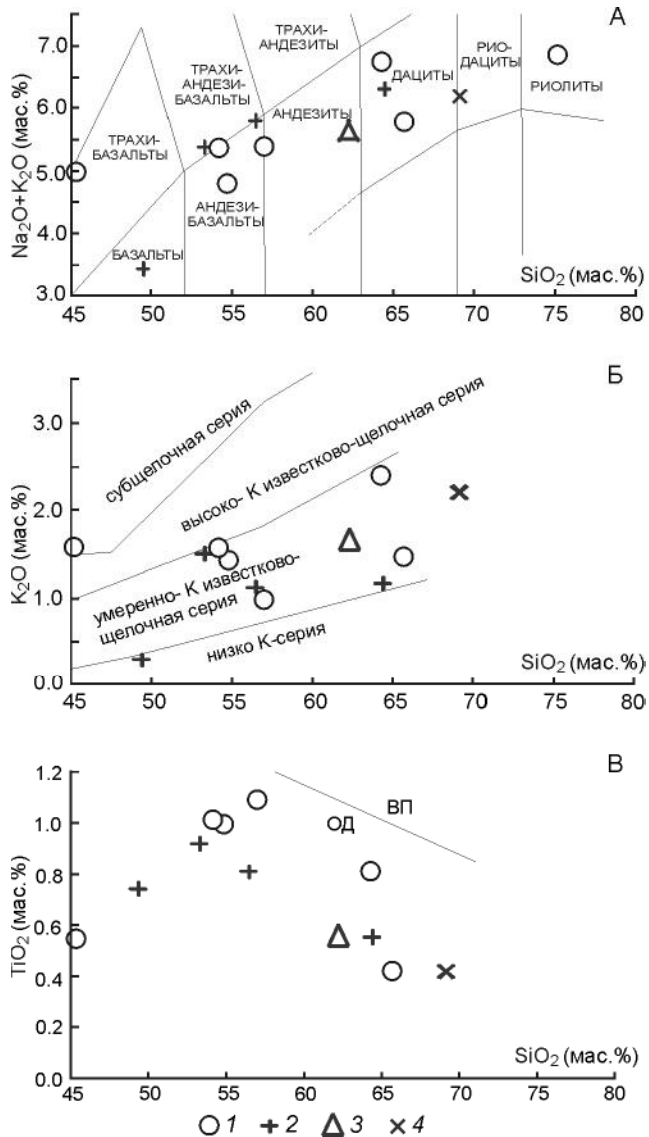


Рис. 5. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (А), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Б), $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (В) в адакитах и ассоциирующих с ними породах Охотоморского региона.

1 – породы, не содержащие адакитовый компонент. 2–4 – адакиты и подобные им породы: 2 – Охотский свод; 3 – возвышенность Кашеварова; 4 – возвышенность Института океанологии.

Разделительные линии – те же, что и на рис. 3.

ВКА. Такой же вывод напрашивается при рассмотрении характера расположения соответствующих точек на рис. 6 Г. Вулканы, где есть ВКА (Шивелуч, Бакенинг), выносят амфиболсодержащие мантийные ксенолиты [16]. Амфибол, вероятно, будет первым участвовать в плавлении соответствующих мантийных резервуаров, создавая свое поле на рис. 6 Б и «эффект» амфиболового контроля при образовании этих адакитов. По соотношению $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Sm}$ (рис. 6 В) ВКА могли образоваться при малой степени плавления

обогащенных шпинелевых перидотитов, НКА – при большей степени плавления того же, но истощенного резервуара. При этом пироксенитовый тренд близко подходит к области составов НКА, что, как уже было сказано, не исключает участие и пироксенитового источника. Тем более, что положение точек «черных пироксенитов» на этом рисунке свидетельствует о возможности их образоваться при меняющейся степени плавления тех же шпинелевых перидотитов. По соотношению $\text{Y}-\text{SiO}_2$ (рис. 6 Д) и $\text{Sr}-\text{SiO}_2$ (рис. 6 Е) можно также констатировать, что образование НКА контролируется в основном клинопироксеном, а ВКА – амфиболом.

Что касается Берингоморского региона – картина здесь более сложная. Как видно на рис. 7 А, практически все точки и НКА, и ВКА располагаются в области плавления как шпинелевых, так и гранатовых перидотитов. Все они вторично обогащены легкими РЗЭ (рис. 7 Г), вплоть до Sm (рис. 7 В). И это может быть причиной отклонения многих точек в сторону гранатового источника (рис. 7 А и 7 В). Исключение составляют НКА районов Белая-Тымлат. Они обеднены легкими РЗЭ (рис. 7 Г). Для них уверенно предполагается клинопироксеновый контроль (рис. 7 А) и плавление Sp-перидотитов (рис. 7 В). По соотношению $\text{Lu}/\text{Hf}-\text{La}/\text{Sm}$ (рис. 7 Б) большая часть адакитовых составов тяготеет к области плавления гранатовых перидотитов. Но эти адакиты так же обеднены Lu по отношению к Hf, как часть амфиболов и расплавы их плавления, в поле которого они в основном и располагаются. В ряде мест Берингоморского региона (Валовая, мыс Наварин, о. Нунивак) отмечается присутствие амфиболсодержащих мантийных ксенолитов [16, 28, 49]. Участие этого минерала в процессе плавления мантийных резервуаров и является причиной попадания соответствующих точек составов в специфическое поле плавления амфибола на рис. 7 Б. Здесь же проявлен и «эффект» амфиболового контроля при образовании адакитов. Диаграмма $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Sm}$ (рис. 7 В) свидетельствует о том, что основным источником расплавов для обоих типов адакитов могут быть шпинелевые перидотиты. В сторону области плавления гранатовых перидотитов наиболее отклоняются точки составов тех адакитов (Командорская котловина, эоценовые и четвертичные вулканы Наваринской котловины и Наваринского подводного хребта, о. Адак), которые вторично наиболее обогащены легкими РЗЭ (La, Ce, Sm), (рис. 7 А и 7 Г). В целом адакиты Берингоморского региона в большей степени испытали щелочной метасоматоз, и влияние амфибола здесь гораздо большее, чем в адакитах Камчатского региона. Этим в значительной степени затушевываются различия между НКА и ВКА, а так-

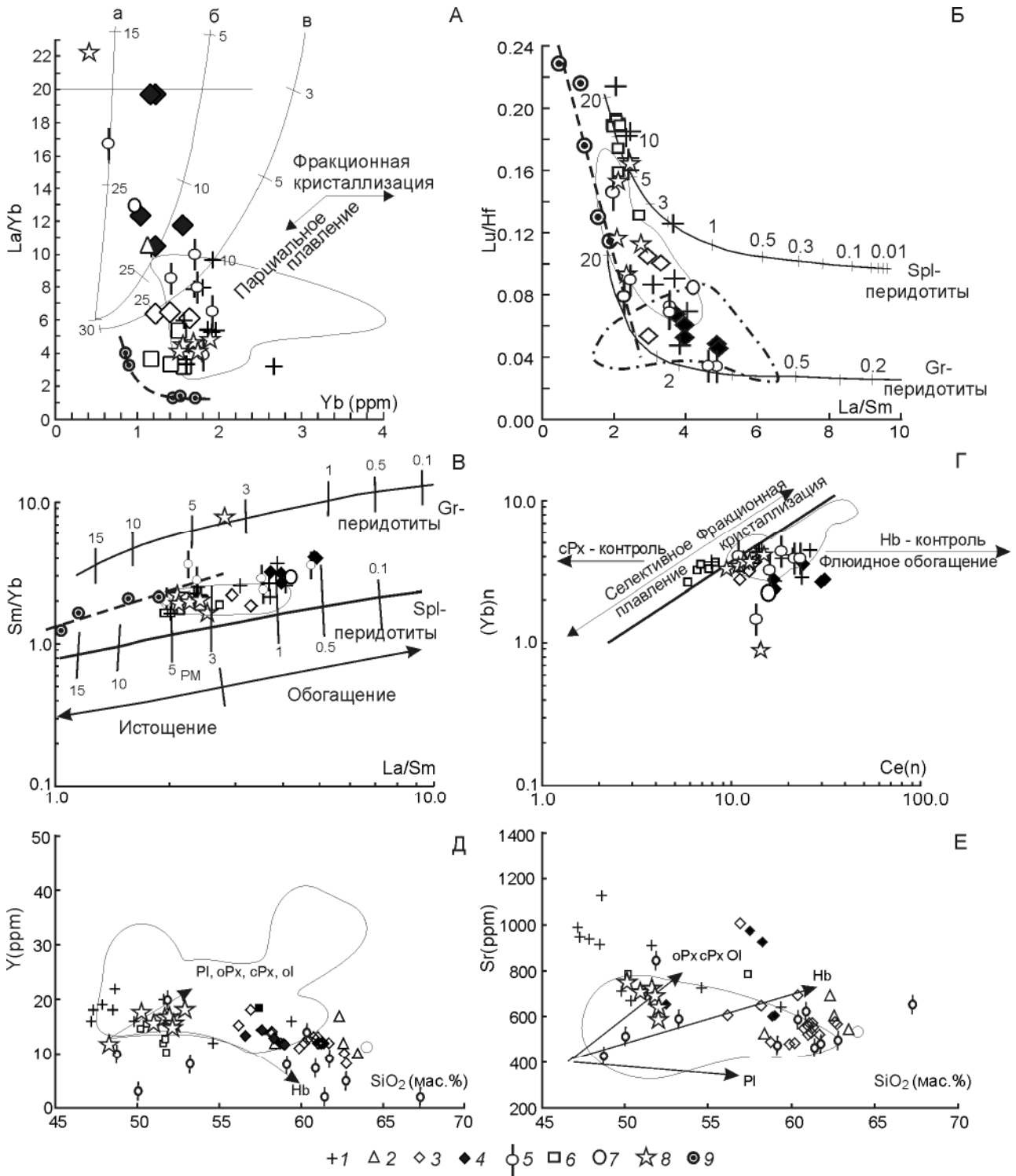


Рис. 6. Соотношение La/Yb–Yb (А), Lu/Hf–La/Sm (Б), Sm/Yb–La/Sm (В), Yb(n)–Ce(n) (Г), Y–SiO₂ (Д), Sr–SiO₂ (Е) в адакитах и подобных им породах Камчатского региона.

1–8 – то же, что и на рис. 2 А, 9 – ксенолиты «черных пироксенитов». Выделены поля составов пород неадакитового типа (сплошная линия) и стеклов плавления амфиболов (штрих-пунктирная линия), по данным [43]. Пунктиром показаны тренды эволюции составов «черных пироксенитов». Дополнительно использованы материалы: для А: а, б, в – тренды плавления Gr, Sp-Gr и Sp перидотитов соответственно, а также стрелки направленной эволюции расплавов, по [35], для Б – тренды плавления Sp-Gr перидотитов, по [77], для В – такие же тренды плавления, по [33]. На Г линия фракционной кристаллизации-селективного плавления проведена в соответствии с данными по породам Скергаардского массива [68]. Yb(n), Ce(n) – нормированы на их концентрации в пиrolите [69]. Для Д – кривые со стрелками – по [36], для Е – по [11].

же реальные составы исходных мантийных резервуаров. Только по соотношению $Y-SiO_2$ (рис. 7 Д) можно видеть, что образование НКА здесь контролируется в основном клинопироксеном, а ВКА – амфиболом. И только основываясь на соотношениях $Dy/Yb-SiO_2$, когда влияние щелочного метасоматоза исключается, можно предполагать, что происхождение некоторых обогащенных адакитов (Командорская котловина, р-он депрессии Ингенстрим) с высокими содержаниями Dy может быть связано с гранатовым источником (рис. 7 Е). Судя по литературным данным [79], на островах Прибылова, о. Нунивак известны мантийные ксенолиты шпинель-лерцолитового типа, большой набор таких ксенолитов был опробован и изучен в щелочных базальтах и базанитах в районе Валовойм и мыса Наварин [15, 16, 28, 29]. Поэтому основным источником происхождения адакитовых расплавов здесь является обогащенный мантийный резервуар состава шпинелевых лерцолитов.

Что касается адакитов Охотоморского региона, то в работе [14] подчеркивается участие граната в образовании исходных для адакитов расплавов, хотя существенные доказательства при этом не приводятся.

Рассмотрим еще одну диаграмму, на которой в координатах Nb–K сравниваются составы адакитов трех рассматриваемых регионов (рис. 8). Помимо основных дискриминантных полей (Гавайи, N-MORB, островные дуги) здесь нанесены еще поля распространения вулканитов внутриплитного типа (для Охотоморского региона выбран камчатский тип) и стекол плавления амфиболов (по материалам [43]). По характеру корреляции выбранных компонентов здесь выделяется два типа трендов. Хорошо проявленный в составе адакитов субмеридиональный тренд I-го типа соединяет поле амфиболовых расплавов и тех ВКА, где наиболее проявлен амфиболовый контроль. В большей своей части он совпадает с полем внутриплитных вулканитов, которым фиксируется переход от обычных островодужных пород к щелочным базальтам Гавайских островов. Адакиты и внутриплитные вулканиты внутри этого тренда связаны своими индивидуальными треками (рис. 2). Более короткие тренды II-го типа с прямой корреляционной зависимостью Nb–K относятся к тем НКА, где проявлен клинопироксеновый контроль. С внутриплитными вулканитами эти адакиты не связаны, а ассоциирующие с ними породы неадакитового типа образуют обычные тренды фракционной кристаллизации (рис. 2).

Повышенные концентрации Nb характерны для большинства адакитов и сопровождающих их пород Охотоморского региона (рис. 8 А). Хорошо выражен тренд II-го типа с контролирующей ролью клинопи-

роксена, но, возможно, присутствует и тренд I. Здесь также выделяются НК и ВК адакиты (рис. 5 А).

Два типа трендов можно видеть для подобного типа пород Камчатского региона (рис. 8 Б). Наиболее показательным является тренд I-го типа для амфиболо-содержащих ВКА вулканов Шивелуч и Бакенинг, а также андезитов из конусов Шишейского комплекса. Тренды II-го типа хорошо представлены в пироксен-содержащих НКА Срединного хребта: вулканы Уксичан, Орловский, г. Половинная, г. Столбовая, реки Лев и Прав. Озерная. При этом часть точек, а иногда и целые тренды сдвинуты в сторону повышенных концентраций K, как проявление щелочного метасоматоза.

В отношении Берингоморского региона картина более сложная (рис. 8 В). Здесь широко проявлен K-вый метасоматоз и смешение расплавов. Даже поле составов внутриплитных вулканитов здесь имеет более сложную конфигурацию. Хотя в основной своей части оно совпадает с полем плавления амфиболов и областью проявления гавайских базальтов повышенной щелочности, нижняя ветвь отклоняется в сторону повышения, а верхняя – уменьшения K-вой щелочности. В первом случае это связано либо с процессом смешения расплавов, либо с тем же щелочным метасоматозом. В отношении второй ветви было сделано предположение, что она отражает присутствие Gr-содержащего источника [16]. Ни одна из точек составов адакитов не попадает в эту субгоризонтальную область, хотя присутствие такого источника для некоторых составов предполагается на основании соотношения $Dy/Yb-SiO_2$ (рис. 7 Е). По-видимому, этот критерий «работает» только в отношении внутриплитных вулканитов. По данным [72, 73], начиная с эоцена все вулканиты Берингоморского региона несут отчетливые признаки внутриплитного вулканизма. Поскольку в этом регионе превалирует ВК тип адакитов (рис. 2 Б), то на диаграмме рис. 8 В наиболее представлен тренд I. С некоторой долей условности можно выделить и тренд II в составе базальтовых адакитов на островах Прибылова. Присутствие амфибола отмечено для ВКА Блекбери [70], Малдрои [42], Маунт [78] и Канути [70], в андезитах и дацитах депрессии Ингенстрим и Западных конусов [90]. В составе мантийных ксенолитов присутствует не только амфибол, но и флогопит [16, 28, 49]. Многие точки ВК адакитов, которые должны относиться к I-му тренду, в области высоких значений Nb существенно сдвинуты в сторону возрастания K. Это тоже является следствием щелочного метасоматоза.

Как видно из рассмотренных примеров, диапазон вариации составов адакитоподобных пород может быть существенно расширен. Присутствием пород адакитового типа хорошо подчеркиваются черты

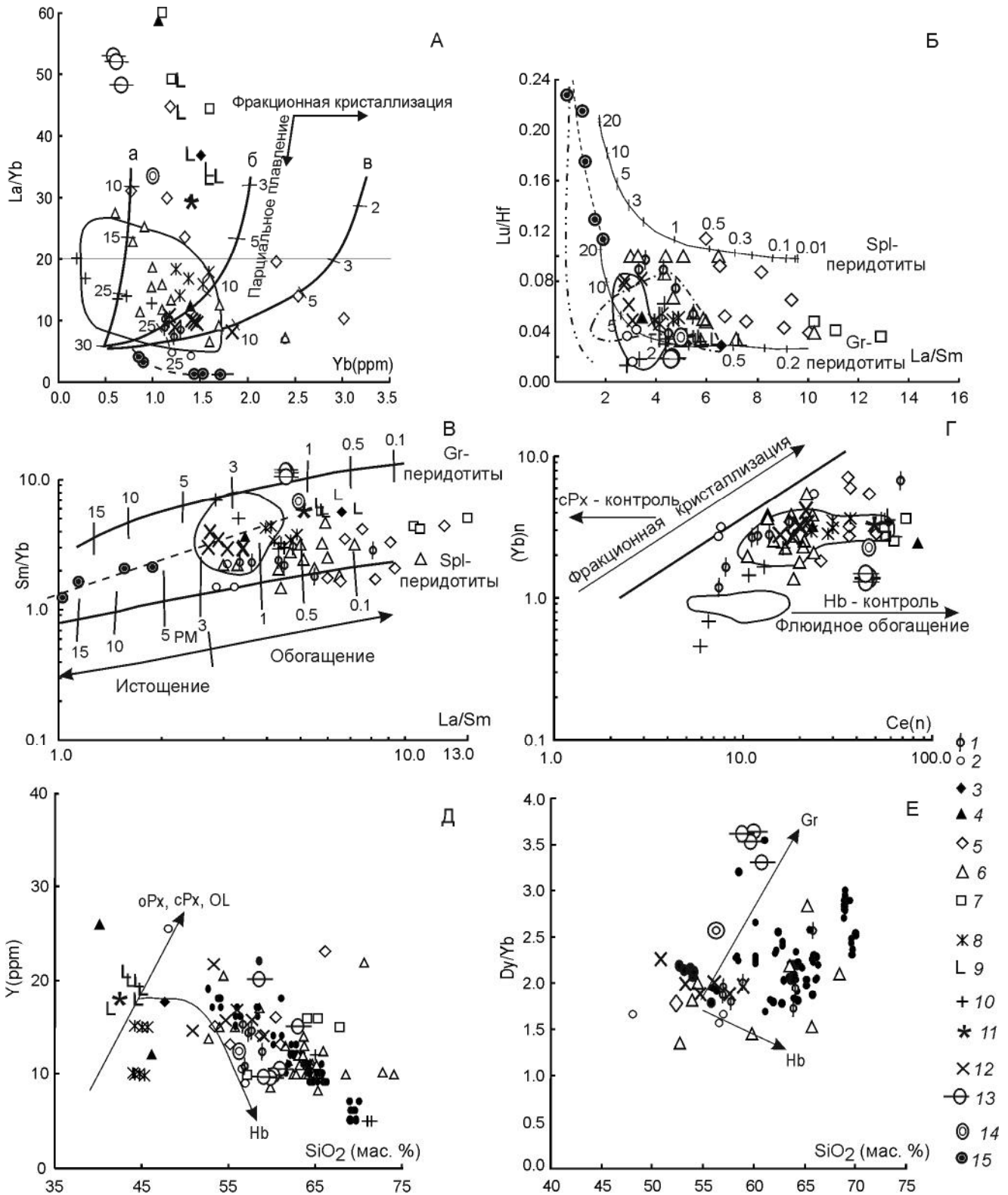


Рис. 7. Соотношение La/Yb – Yb (А), Lu/Hf–La/Sm (Б), Sm/Yb–La/Sm (В), Yb(n)–Ce(n) (Г), Y–SiO₂ (Д), Dy/Yb–SiO₂ (Е) в адакитах и подобных им породах Берингоморского региона.

1–14 – то же, что и на рис. 2 Б, 15 – ксенолиты «черных пироксенитов». Выделены поля адакитов районов: Западные конусы и депрессия Ингенстрем (сплошная линия) и стекло плавления амфиболов (линия пунктир с точкой), по [43]. Пунктиром показан тренд эволюции составов «черных пироксенитов», пунктиром с двумя точками – тренд эволюции составов амфиболов, по [43]. Дополнительно использованы те же материалы, что и на рис. 6.

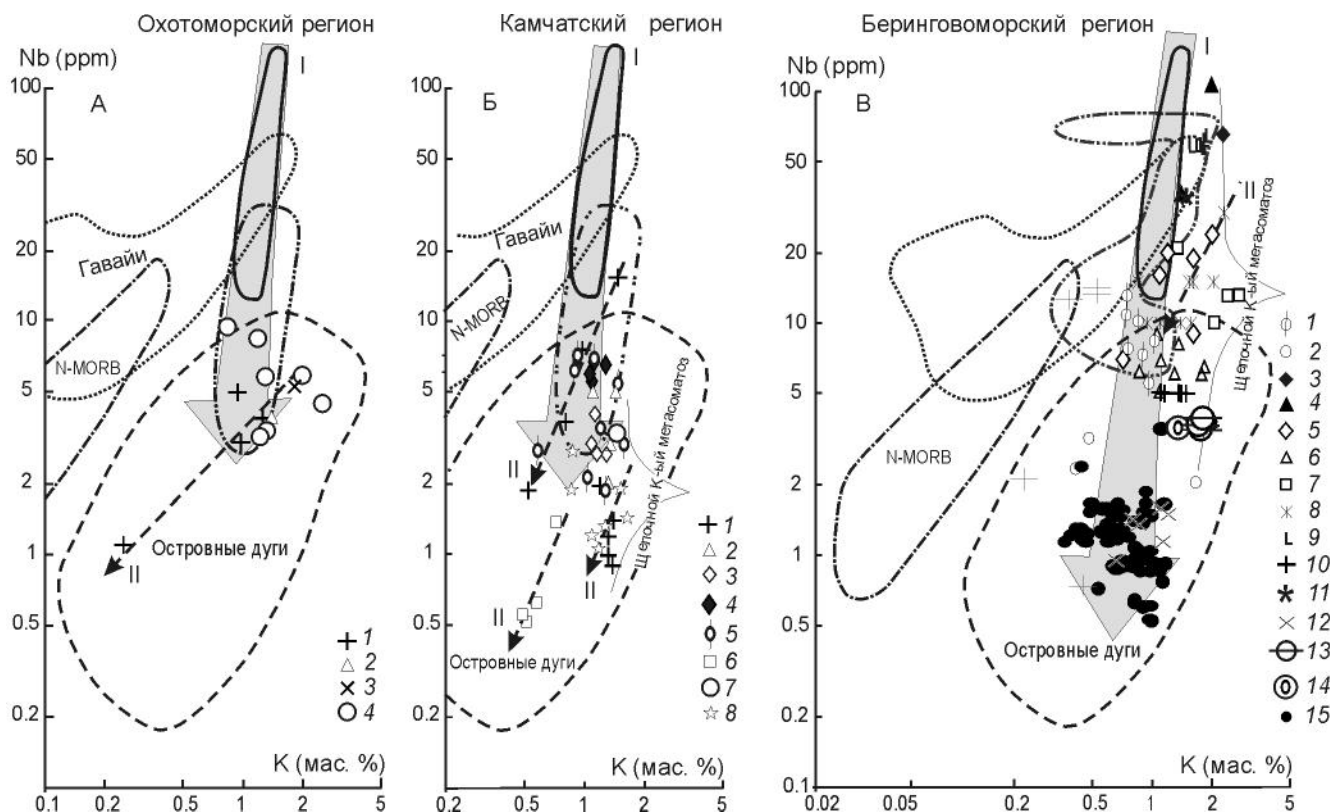


Рис. 8. Соотношение Nb–K для адакитов и ассоциирующих с ними пород Охотоморского (А), Камчатского (Б) и Берингоморского (В) регионов.

Для А 1–4 – то же, что и на рис. 5; Для Б 1–8 – то же, что и на рис. 2А; Для В 1–14 – то же, что и на рис. 2Б, 15 – адакиты районов: Западные конусы и депрессия Ингенстрем. Поля: Гавайи, N-MORB, островные дуги, по [16]. Сплошной линией выделено поле стекол плавления амфиболов, по [43], пунктирной с двумя точкам – поле составов пород внутриплитного типа Камчатского (А и Б) и Берингоморского (В) регионов. Большой стрелкой показаны тренды возрастания степени плавления субстрата при участии амфибола, пунктирными линиями со стрелками – тренды возрастания степени плавления с участием клинопироксена.

сходства и различия вулканитов Камчатского и Берингоморского регионов. Первый представлен островодужной системой, наложенной на континентальную окраину. Второй – островодужная система и задугового бассейна, переходящий в континентальную окраину. В обоих регионах мы имеем проявление бимодальных серий: базальт-андезитовой в первом и базанит-дацитовой во втором. Промежуточные разновидности пород могут быть следствием смешения расплавов, более выраженного для вулканитов, лишенных адакитовых признаков. Появление бимодальных серий имеет прямое отношение к проблеме так называемого разрыва Дэли, который проявляется в магматических сериях крупных изверженных провинций [32]. Этот разрыв, так же как наблюдаемые бимодальные серии, не связан с процессами малоуглубинной дифференциации, а имеет первичную мантийную природу. По мнению [32], такой разрыв составов связан с наличием двух мантийных выплавок из вещества одного и того же мантийного плюма. Как выше было показано,

НК адакиты имеют прямое отношение к расплавам, которые могут образоваться в результате плавления «черных пироксенитов» при пироксеновом контроле. При этом сами черные пироксениты являются следствием плавления лерцолитового источника [16]. ВК адакиты образуются при плавлении шпинелевых и, в редких случаях, гранатовых перидотитов в условиях амфиболового контроля.

«Плюмогенную» природу мантийных источников, участвующих в процессе образования адакитов, можно оценить, используя изотопные характеристики. Что касается Камчатского региона, изотопный состав позднекайнозойских базальтоидов здесь обычно рассматривается [41] на основе трехкомпонентной модели: MORB (состав базальтов срединно-океанического хребта в мантийном клине), флюиды из «слэба» и обогащенный мантийный источник типа OIB.

По данным [30], изотопный состав позднекайнозойских базальтов Берингоморской провинции определяется преимущественным смешением между

составами DM (деплетированная мантия) и HIMU (мантийный компонент с высокими начальными значениями U/Pb, часто используемый при анализе изотопного состава пород океанических островов) при незначительном участии обогащенного компонента EM-I. При этом не исключается присутствие астеносферного мантийного резервуара. По мнению Е. Молл-Стелкап [73], изотопно-геохимический состав базальтов Берингова моря свидетельствует о наличии здесь трех компонентов: слабо метасоматизированного гранатового перидотита, остаточного материала «слэба» и сильно метасоматизированного гранатового перидотита. Во всех этих моделях, однако, отсутствует очень важный компонент, отражающий состав мантийных диапиров или плюмов. Х.Б. Вестон и В.П. Лиманом [86] в рамках систематики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ предложена модель выделения плюмогенного источника, отвечающего смещению компонентов РМ (примитивная мантия) и EM (обогащенная мантия), для объяснения эволюции толеитовых базальтов влк. Хелиэкэла на Гавайях. С использованием этой модели на рис. 9 выделены поля резервуаров мантийных плюмов I и II, соответствующие составу тем Sr-изотопным аномалиям, которые отмечены на рис. 1: первый со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7027-0.7030$ и второй – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70332-0.7034$.

Выявленная в пределах центральной Камчатки изотопно-геохимическая аномалия подтверждается данными сейсмотомографии и гравиметрии и поэтому была интерпретирована как следствие проникновения астеносферного диапира в низы литосферы [19].

Существует предположение, что в районе Командорских островов наряду с обычным «субдукционным» магматическим источником в миоцене в составе субщелочных и щелочных магм проявился также источник гавайского типа [31]. По данным [70], «примитивные» поздне-третичные базальты Берингова моря со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7027$ наиболее близки к составу астеносферной мантии в этом регионе. Как видно на рис. 9А, мантийный плюмовый резервуар I ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7027-0.70304$) представлен Sr-изотопными составами вулканитов внутриплитного типа Берингоморского региона: щелочными оливковыми базальтами и базанитами о-ва Нунивак и о-вов Прибылова, районов Валовая, хр. Бауэрса и Северного Приохотья. Сюда же попадает часть точек внутриплитных базальтов о-ва Атту и вулканов Начикинский и Хайлюля, для которых сказывается влияние мантийного плюма I.

Резервуар II соответствует Sr-изотопному составу внутриплитных субщелочных базальтоидов вулканов Ичинский и Б. Паялпан, ареальных вулканитов Толбачинского дола и части составов уже упомянутых

вулканов Начикинского и Хайлюля. Промежуточное положение некоторых фигуративных точек пород районов Северного Приохотья, Эмеленского массива, Начикинского вулкана, а также продуктов ареального вулканизма СВ части Срединного хребта Камчатки (реки Лев. и Прав. Озерная) может означать взаимное влияние (смещение расплавов) обоих мантийных резервуаров: Камчатского и Берингоморского. В этой переходной области располагаются также точки изотопных составов ареальных проявлений Кекукнайского вулкана (тыловая зона Камчатки), для которых возможно проявилось влияние уже Охотоморского плюмового резервуара. Существование такого резервуара с низкорadioгенным Sr-изотопным составом можно предполагать, учитывая имеющиеся данные по южной части Охотоморского региона (рис. 1).

Таким образом, подавляющее большинство внутриплитных вулканитов, действительно, связано своим происхождением с мантийными плюмами. С другой стороны, четвертичные базаниты Наваринской котловины и Наваринского ареала, трахибазальты Белоголовского вулкана, субщелочные базальты Бетел, о-ва Атту, базаниты Кугулигит, влк. Теклетулуп с внутриплитными геохимическими характеристиками отличаются заметно повышенными Sr-изотопными составами. Часть этих составов располагается в области «коро-мантийной смеси». Это говорит о возможной «зараженности» самого мантийного резервуара коровым материалом (влияние обогащенного компонента EM-1). Некоторые, обогащенные радиогенным Sr, внутриплитные щелочные базальты и базаниты (мыс Наварин, Наваринская котловина, Кугулигит) характеризуются также повышенными содержаниями Nb. На диаграмме рис. 8 В они занимают крайнюю, наиболее обогащенную часть поля составов гавайских щелочных базальтов и также могут отражать состав плюмового резервуара. По всей вероятности, к подобным базальтам повышенной щелочности уже не применима модель Х.Б. Вестона и В.П. Лимана, предложенная в основном для толеитовых базальтов.

Обратимся теперь к изотопному составу адакитов. Как видно на рис. 9 Б, соответствующие точки изотопных составов Камчатского региона: вулканов Ичинский, Уксичан, Бакенинг и Шивелуч, СВ части Срединного хребта Камчатки – располагаются в поле мантийного плюма II. При этом, они значительно смещены в сторону поля мантийного плюма I: состав адакита Орловского вулкана и одиночные точки пород этого типа влк. Бакенинг и СВ части Срединного хребта. Здесь сказывается уже влияние Берингоморского мантийного резервуара.

По соотношению изотопов Pb (большие величины отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при тех же значениях

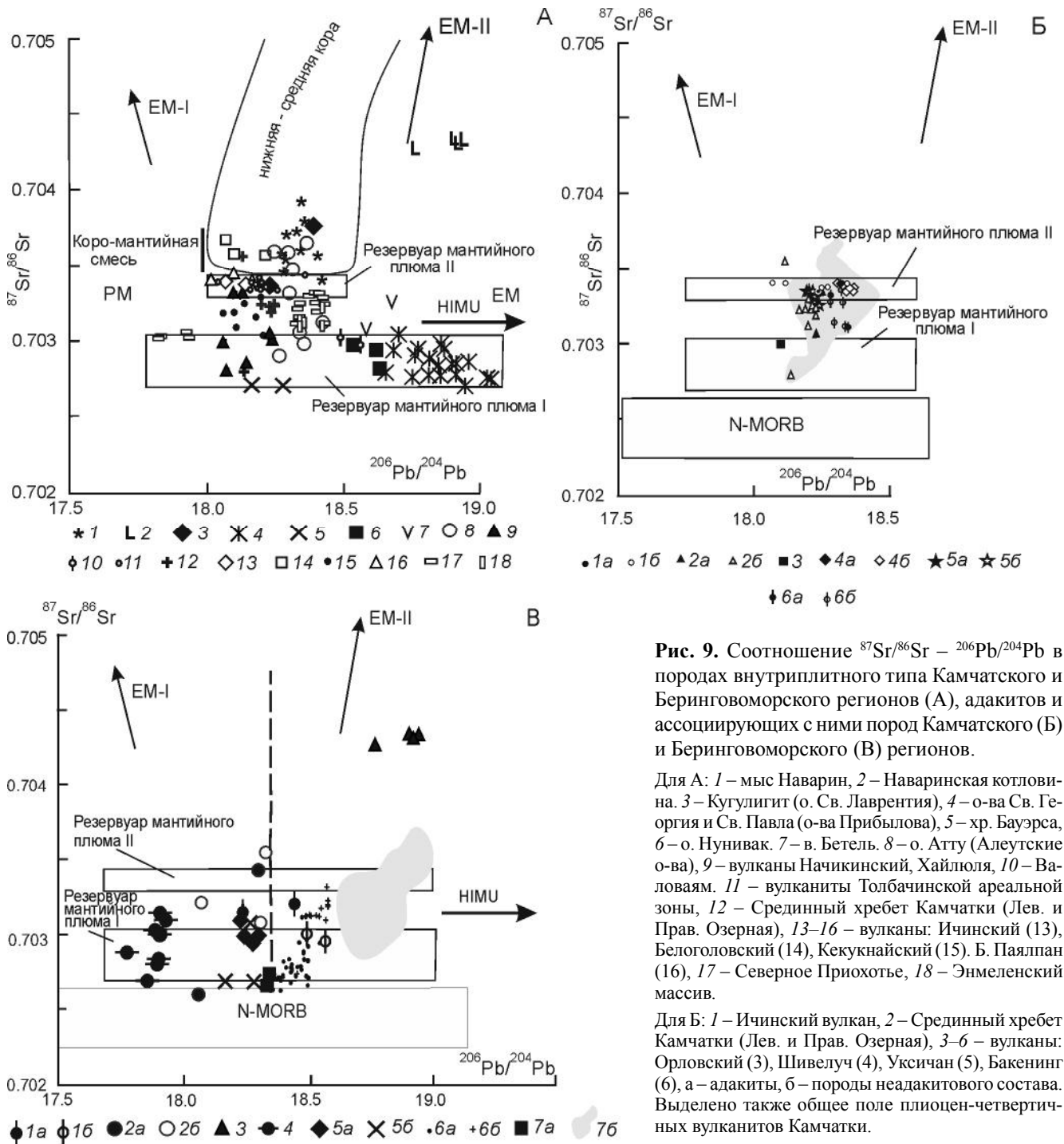


Рис. 9. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах внутриплитного типа Камчатского и Беринговоморского регионов (А), адакитов и ассоциирующих с ними пород Камчатского (Б) и Беринговоморского (В) регионов.

Для А: 1 – мыс Наварин, 2 – Наваринская котловина. 3 – Кугулигит (о. Св. Лаврентия), 4 – о-ва Св. Георгия и Св. Павла (о-ва Прибылова), 5 – хр. Бауэрса, 6 – о. Нунивак. 7 – в. Бетель. 8 – о. Атту (Алеутские о-ва), 9 – вулканы Начикинский, Хайлюля, 10 – Валоваям. 11 – вулканы Толбачинской арельной зоны, 12 – Срединный хребт Камчатки (Лев. и Прав. Озерная), 13–16 – вулканы: Ичинский (13), Белоголовский (14), Кекукнайский (15). Б. Паялпан (16), 17 – Северное Прихотье, 18 – Энмеленский массив.

Для Б: 1 – Ичинский вулкан, 2 – Срединный хребт Камчатки (Лев. и Прав. Озерная), 3–6 – вулканы: Орловский (3), Шивелуч (4), Уксичан (5), Бакенинг (6), а – адакиты, б – породы неадакитового состава. Выделено также общее поле плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки.

Для В: 1 – Валоваям, 2 – Белая, Тымлат, 3 – Наваринская котловина, 4 – Командорская котловина, 5 – хребт Бауэрса, 6 – Районы: Западные конусы и депрессия Ингенстрем. 7 – Алеутские о-ва. а – адакиты, б – породы неадакитового состава. Кроме материалов, отмеченных в подписях к рисунку 1, использованы также данные из работ: [1, 2, 18, 20, 28, 34, 40, 50, 51, 52, 56, 57, 75, 82, 89]. Область составов нижней-средней коры выделена по данным [3].

Резервуары мантийного плюма I и II – по [19], область составов N-MORB и обогащенные мантийные компоненты EM-I EM-II HIMU – по [55], PM – примитивная мантия и EM – обогащенная мантия – по [86].

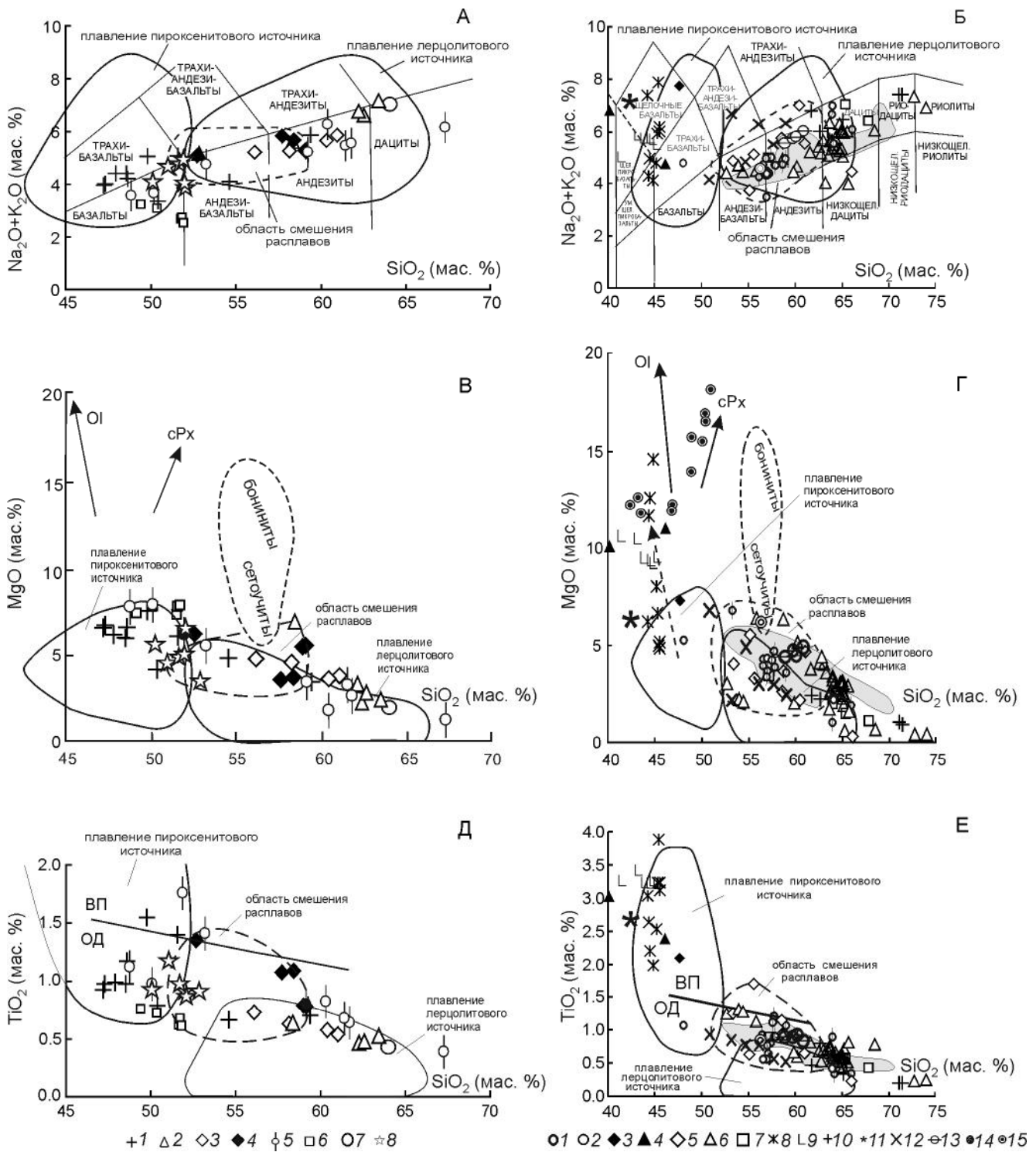


Рис. 10. Сопоставление составов адакитов и подобных им пород Камчатского (А, В, Д) и Берингоморского (Б, Г, Е) регионов с полями стекел плавления ксенолитов по соотношению: (Na₂O + K₂O) – SiO₂ (А, Б), MgO–SiO₂ (В, Г), TiO₂–SiO₂ (Д, Е).

Для А, В, Д 1–8 – то же, что и на рис. 2 А;

Для Б, Г, Е 1–14 – то же, что и на рис. 2 Б, 15 – ксенолиты «черных пироксенитов». Заливкой выделено поле адакитов районов Западных конусов и депрессии Ингенстрем. Дискриминантные линии на рис. А, Б, Д, Е те же, что и на рис. 3. Для В и Г поля бонинитов и сеточитов, а также стрелки фракционирования с участием оливина или клинопироксена – по [16]. Пунктирная линия и стрелка – возрастание степени плавления пироксенитового источника.

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) значительная часть вулканитов Берингово-морского бассейна относится к области составов Тихоокеанского домена, в отличие от составов пород Камчатского и Охотоморского регионов, которые относятся к Индоокеанскому домену (рис. 1). Поэтому многие изотопные метки для пород этого региона существенно сдвинуты в сторону больших значений отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 9 В). Но в плане сравнения с Камчатским регионом главную роль играют Sr-изотопные характеристики. Точки Sr-изотопных составов адацитов Берингово-морского региона: Командорской котловины, хребта Бауэрса, Алеутских островов, Тымлат – и основной массив данных по породам этого типа депрессии Ингенстрим и Западных конусов располагаются либо в самом поле мантийного плюма I, либо в непосредственной близости от его границ. Адакиты рек Валовая и Белой существенно обогащены радиогенным Sr – сказывается влияние Камчатского мантийного резервуара. Внутриплитные НК адакиты Наваринской котловины четвертичного возраста по своим изотопным характеристикам сдвинуты в сторону обогащенного компонента EM-II. Как уже говорилось, это обстоятельство не исключает возможность отнесения их составов к резервуару мантийного плюма гавайского типа (для щелочных пород). Примечательно, что в том же направлении ориентирован тренд и вытянуто поле изотопных характеристик неадацитовых пород депрессии Ингенстрим, Западных конусов и Алеутской островной дуги.

Таким образом, сравнивая изотопные характеристики адацитов и вулканитов внутриплитного типа, можно сделать заключение, что оба эти типа хорошо «вписываются» в рамки составов плюмовых мантийных резервуаров, что позволяет в равной мере считать их индикаторами проявления плюмового петрогенезиса.

Перейдем теперь к самой модели образования адацитов. Используя обширный материал по составу стекол, образующихся при частичном плавлении мантийных ксенолитов шпинелевых лерцолитов и «черных пироксенитов» [16], петрологическую модель образования адацитов в рассматриваемых регионах можно представить путем совмещения составов стекол плавления ксенолитов и самих адацитов Камчатского (рис. 10 А, 10 В и 10 Д) и Берингово-морского (рис. 10 Б, 10 Г и 10 Е) регионов. Точки НКА обоих регионов хорошо вписываются в поля составов стекол, образующихся при плавлении «черных пироксенитов», а ВКА обоих регионов по большинству компонентов занимают поля составов стекол, образующихся при плавлении ксенолитов шпинелевых лерцолитов. При этом промежуточные по кремнекислотности составы, для которых можно предполагать смешен-

ные расплавы, соответствуют тому полю, где могут присутствовать стекла обоих типов. По соотношению $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (рис. 10 Г) значительная часть НКА Берингово-морского региона выходит за рамки поля состава стекол «черных пироксенитов». Это могло быть следствием кумулятивного накопления оливина. С другой стороны, их положение на тренде, связывающем составы «черных пироксенитов» и стекла их плавления, говорит о том, что повышенная магнезиальность этих адацитов может быть следствием большей степени плавления этих пироксенитов. Фракционирование с участием оливина здесь, возможно, проявлено только в отношении адацитов о-ва Прибылова. Некоторые составы ВКА Камчатского (рис. 10 В) и Берингово-морского (рис. 10 Г) регионов также характеризуются повышенной магнезиальностью, но, в отличие от высокомагнезиальных сетоучитов и бонинитов, они не образуют кумулятивных серий, и эта их особенность не связана с обогащением расплавы кумулятивным оливином или клинопироксеном.

Возникает вопрос – всегда ли необходимо образование адацитов связывать с плавлением поддвигаемой литосферной плиты и участием ультраосновного материала мантийного клина в этом процессе (например, [54, 61, 63, 92]). Первый, кто выдвинул серьезные аргументы к тому, что так называемые адакиты не обязательно получать в результате плавления субдуцирующих слэбов, был П.Р. Кастилло [38]. Он высказал также соображение, что изверженные породы с высокими Sr/Y и La/Yb отношениями и низкими содержаниями Y и Yb не могут быть использованы как прямые индикаторы этого процесса [39]. Сходные представления о происхождении магнезиальных андезитов шишейского комплекса (авторы не называют их адакитами) в результате прямого водного плавления мантийных перидотитов содержатся в работе [37]. Образование адацитов можно объяснить, не привлекая модель субдукционного плавления. Как видно на рис. 8, область составов адацитов и ассоциирующих с ними пород внутриплитного типа проходит в стороне от поля составов Тихоокеанских MORB. То же можно сказать и в отношении изотопных характеристик (рис. 9 Б и 9 В). Следовательно, генетически адакиты с материалом поддвигаемой океанической плиты никак не связаны.

Не случайно наблюдается явное сосредоточение участков проявления пород с адацитовыми характеристиками по периферии крупных изотопных аномалий Центральной Камчатки и Берингово-морского региона (рис. 1), которые являются отражением следов проникновения астеносферных диапиров в низы литосферы [19]. В Берингово-морском регионе, возможно, проявлено слияние нескольких таких диапиров, а в

Охотоморском регионе картина не очень ясная, ввиду ограниченности аналитических данных, хотя в южной его части отчетливо вырисовывается подобная изотопная аномалия.

Таким образом, отрицательно решается вопрос обязательной необходимости привлечения процессов плавления подвигаемой океанической плиты в модель образования адакитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено обобщение обширного литературного материала с целью выделения и анализа условий образования своеобразных по составу пород – адакитов – в пределах Охотоморского, Камчатского и Берингоморского регионов. Помимо уже изученных районов проявления адакитов, дополнительно было выделено 20 мест нахождения пород этого интересного типа. Установлено, что адакиты являются индикаторами первичного, мантийного происхождения соответствующих расплавов, состав которых не зависит от влияния вторичных процессов малоглубинной дифференциации. Среди вулканических пород всех трех регионов выделяются как низкокремнеземистый (НКА), так и высококремнеземистый (ВКА) типы адакитов. Их сочетание соответствует бимодальным сериям вулканитов: базальт-андезитовой в Камчатском и базанит-дацитовый в Берингоморском регионе. Появлением адакитовых, как и внутриплитных характеристик в продуктах вулканизма, начиная с эоцена, отмечается переход обширной территории СВ континентальной окраины от режима субдукционного сжатия к обстановке рифтогенного растяжения. Формируется обширный Восточно-Азиатский грабеновый пояс [5], Западно-Камчатская – Пенжинско-Парапольская рифтогенная система, многочисленные депрессии и грабены в пределах Камчатско-Корякской области [13]. Происходит образование «проблематичного» Берингоморского рифта в тылу Берингоморского блока [66] и подобной структуры на п-ве Сьюард и прилегающей территории [81]. Появление адакитоподобных вулканитов в пределах Охотоморского региона играет предваряющую роль смены режимов – в эоцене субдукционный режим сменяется режимом трансформной континентальной окраины [14] и мантийного диапиризма. Основную роль в процессах магмообразования начинают играть местные мантийные плюмы, ниоткуда не пришедшие и никуда не уходящие. Их «деятельность» связана с подъемом в литосферу разогретого астеносферного материала. В ходе двустадийного декомпрессионного плавления головных участков плюмов образуются сначала расплавы состава «черных пироксенитов» (возможно в условиях гранатового контроля), а затем возникают

адакитовые расплавы в результате вторичного плавления этих «черных пироксенитов» и лерцолитов при участии метасоматических процессов, связанных с просачиванием флюидов из нижних горизонтов этих мантийных плюмов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апт Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж. Е. Изотопы Sr, Nd, и Pb в неогеновых меланефелинитах и в глубинных ксенолитах на Северо-Востоке России // Геохимия. 1998. № 1. С. 28–37.
2. Акинин В.В., Апт Ю.Г. Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155–175.
3. Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-средне коровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–42.
4. Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С. Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // Сов. геология. 1995. № 4. С. 37–44.
5. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
6. Вольнец О.Н., Пополитов Э.И. Геохимия четвертичных вулканических пород Камчатки (типы серий, распространение, генезис) // Вулканические пояса Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1979. С. 17–18.
7. Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 3. С. 685–688.
8. Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г., Патока М.Г., Пузанков Ю.М., Ананьев В.В., Шипицын Ю.Г. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 3–23.
9. Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горинг М. Изотопный состав поздненеогеновых K-Na – щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
10. Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е., Кэй Р.У., Аношин Г.Н., Агапова А.А., Гольцман Ю.В. Первая находка магнезиальных андезитов А (Адак) - типа на Камчатке // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1553–1564.
11. Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана молодой Шивелуч, Камчатка // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 140–172.
12. Давыдова М.Ю. Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: Дальнаука, 2014. 149 с.
13. Егоров О.Н. Геодинамика и палеосейсмичность фланговой области северо-западного сектора зоны перехода Тихий океан-континент. М: Наука, 2008. 185 с.
14. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис

- позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // *Геохимия*. 2016. № 6. С. 522–535.
15. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Богоявленский С.С., Пономарев Г.П. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 302, № 3. С. 676–679.
 16. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. мир, 1999. 223 с.
 17. Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // *Вулканология и сейсмология*. 2001. № 6, С. 16–42.
 18. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.М. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островоужной системы. Ч. I. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // *Вулканология и сейсмология*. 2011. № 5. С. 17–41.
 19. Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // *Тихоокеан. геология*. 2014. Т. 33, № 5. С. 118–122.
 20. Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Э., Ананьев В.В., Кандрин А.А. Эволюция состава пород Новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. – Мантийный контроль в формате «онлайн» // *Тихоокеан. геология*. 2015. Т. 34, № 5. С. 19–39.
 21. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть I. Адакиты верховьев р. Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // *Тихоокеан. геология*. 2018. Т. 37, № 4. С. 3–27.
 22. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // *Тихоокеан. геология*. 2001. Т. 20, № 3. С. 118–122.
 23. Перепелов А.Б., Иванов А.В. Корякско-Западно-Камчатская зона (палеоцен-средний эоцен). Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма (эоцен-олигоцен) Геодинамика, магматизм и металлогения востока России // *Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука*. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 369–382.
 24. Перепелов А.Б., Чащин А.А., Павлова Л.А., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Плечев П.Ю., Щербаков В.Д., Ильина Н.Н., Щербаков Ю.Д. НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // *Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский*, 2009. Т. 2. С. 449–454.
 25. 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 науч. конф. М.: ИГЕМ РАН*, 2010. С. 136–137.
 26. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2014. 41 с.
 27. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
 28. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // *Геохимия*. 1993. № 9. С. 1284–1296.
 29. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья (Северо-Восток России): петрогенезис пород и обстановка их формирования // *Тихоокеан. геология*. 1999. Т. 18, № 5. С. 90–105.
 30. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
 31. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
 32. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Возможная причина появления разрыва Дэли в магматических сериях крупных изверженных провинций: геологические и петрологические свидетельства // *Докл. АН*. 2017. Т. 472, № 6. С. 691–696.
 33. 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.
 34. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T. et al. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2005. V. 150. P. 85–101.
 35. 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.
 36. 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.
 37. Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. High-Mg# andesitic lavas of the Shisheisky complex, Northern Kamchatka: implications for primitive calc-alkaline magmatism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 161. P. 791–810.
 38. Castillo P.R., Jenney 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.
 39. Castillo P.R. An overview of adakite // *Chinese Sci. Bull.* 2006. V. 51, N 3. P. 357–268.
 40. Chang J.M., Feeley T.C., Deraps M.R. Petrogenesis of basaltic volcanic rocks from Pribilof islands, Alaska, by melting of metasomatically enriched depleted lithosphere, crystallization differentiation, and magma mixing // *J. Petrology*. 2009. V. 50, N 12. P. 2249–2286.
 41. Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 1567–1593.
 42. Cole R.B., Layer P.W. Stratigraphy, age, and geochemistry of tertiary volcanic rocks and associated synorogenic deposits mount McKinley Quadrangle, Alaska // *US. Geol. Surv. Prof. Pap.* 2000. V. 1662. P. 19–43.

43. 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.
44. Davis A.S., Pickthorn L.-B.C.G, Vallier T.L. et al. Petrology and age of volcanic-arc rocks from the continental margin of the Bering Sea: implications for Early Eocene relocation of plate boundaries // *Can. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. P. 1471–1490.
45. Davis A.S., Gunn S.H., Gray L.-B. et al. Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering Sea continental margin near Navarin Basin // *Can. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. P. 975–981.
46. Davis A.S., Gunn S., Bohrsen W.A. et al. Chemically diverse, sporadic volcanism at seamounts off shore southern and Baja California // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1995. V. 107. P. 554–570.
47. 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.
48. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2000. V. 104. P. 131–151.
49. Francis D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak island, Alaska // *J. Petrology.* 1976. V. 17, P. 3. P. 357–378.
50. George R., Turner S., Hawkesworth C., Bacon C.R., Nye C., Stelling P., Dreher S. Chemical versus temporal controls on the evolution of tholeiitic and calc-alkaline magmas of two volcanoes in the Alaska-Aleutian Arc // *J. Petrology.* 2004. V. 45, N 1. P. 203–219.
51. Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature.* 1984. V. 309. P. 753–757.
52. Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 273–296.
53. Hochstaedter A.G., Kepezhinskas P.K., Defant M.J. et al. On the tectonic significance of arc volcanism in Northern Kamchatka // *J. Geol.* 1994. V. 102. P. 639–654.
54. Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauffi F. et al. The origin of EM1 alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73, N 13S. P. A. 538.
55. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* 1997. V. 385. P. 219–228.
56. Jicha B.R., Singer B.S., Brophy J.G. et al. Variable impact of subducted slab on Aleutian Island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundance // *J. Petrol.* 2004. V. 45, N 9. P. 1845–1875.
57. Johnson K.E., Harmon R.S., Richardson J.M., Moorbath S., Strong D.S. Isotope and trace element geochemistry of Augustine Volcano, Alaska: Implications for Magmatic Evolution // *J. Petrology.* 1996. V. 37, N 1. C.
58. Kay R.W., Sun S.S., Lee-Hu C.-N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian islands and Pribilof islands, Alaska // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 263–273.
59. Kepezhinskas P., 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. P. 1505–1527.
60. Kepezhinskas P., Defant M.J. Contrasting style of mantle metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka // *Subduction: Top to Bottom. Geophys. Monograph.* 1996. 96. P. 307–314 .
61. Kepezhinskas P., 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.
62. Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61, N 3. P. 577–600.
63. Kolb M., Quart A.V., Pleytcheva 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, N 3 P. 421–451.
64. Lee-Wong F., Vallier L., Hopkins D.M. et al. Preliminary report on the petrography and geochemistry of basalts from the Pribilof islands and vicinity, southern Bering Sea // *US Geol. Surv.* 1979. Open-File 79–1556.
65. Machida S., Hirano N., Kimura J-I. Evidence for recycled plate material in Pacific upper mantle unrelated to plumes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 3028–3037.
66. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V. et al. Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering block // *Geol.* 1997. V. 25, N. 11. P. 979–982.
67. 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.
68. McBirney A.R. The Skaergaard layered series. Part VI. Excluded trace elements // *J. Petrol.* 2002. V. 43, N 3. P. 535–556.
69. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
70. Moll-Scalcup E.J., Arth J.G. The nature of the crust in the Yukon-Koyukuk Province as inferred from the chemical and isotopic composition of five Late Cretaceous to Early Tertiary volcanic fields in Western Alaska // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94, N. B11. P. 15989–16020.
71. Moll-Scalcup E.J., Arth J.G. The petrology and Sr and Nd isotopic composition of the Blackburn Hills volcanic field, western Alaska // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 3753–3776.
72. Moll-Scalcup E.J. Latest Cretaceous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska // *The geology of North America. V. G-1. The geology of Alaska / Eds. G. Plafket, H.C. Berg. Colorado: Boulder,* 1994. P. 589–619.
73. Moll-Scalcup E.J. The origin of the Bering Sea basalt province, western Alaska // *Тихоокеан. геология.* 1995. Т. 14, № 4. С. 60–70.
74. Pecерилло А., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonn area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
75. Portnyagin M., Hoernle K. Avdeiko G. et al. Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geol.* 2005. V. 33, N 1. P. 25–28.
76. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate // *Volcanism*

- and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs / J. Eichelberger (ed). Geophys. Monograph Ser. 2007. V. 172. P. 199–239.
77. 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.
78. Richter D.H., Moll-Stalcup R.J., Miller T.P. et al. Eruptive history and petrology of Mount Drum volcano Wrangell Mountains, Alaska // Bull. Volcanol. 1994. V. 56, N. 1. P. 29–46.
79. Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 546–577.
80. Scholl D.M., Marlow M.S., MacLod N.S. et al. Episodic Aleutian Ridge igneous activity: Implications of Miocene and younger submarine volcanism west of Bulder island // Geol. Soc. Am. Bull. 1976. V. 87. P. 547–554.
81. Turner D.L., Swanson S.E. Continental rifting – a new tectonic model for the central Seward Peninsula // Geothermal reconnaissance survey of the central Seward Peninsula. University of Alaska: Geophysical Institute Report UAG R-284, 1981. P. 7–36.
82. Turner S.P., McDermott F., Hawkesworth C.J. A U-series study of lavas from Kamchatka and Aleutians: constraints on source composition and melting processes // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133, N 3. P. 217–234
83. 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.
84. Von Drach V., Marsh B.D., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 13–34.
85. Wanke M., Portnyagin M., Hoernle K. et al. Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene-Early Miocene island arc // Geol. 2012. V. 40, N 8. P. 687–690.
86. West H.B., Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 211–225.
87. Winer G.S., Feeley T.C., Cosca M.A. Basaltic volcanism in the Bering Sea: geochronology and volcanic evolution of St. Paul Island, Pribilof Islands, Alaska // J. Volcan. Geotherm. Res. 2004. V. 134. P. 277–301.
88. Wirth K., R. Grandy J., Kelley K. et al. Evolution of crust and mantle beneath the Bering Sea region: Evidence from xenoliths and Late Cenozoic basalts / Miller E.M., Grantz A. (eds). Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea – Arctic margin and adjacent landmasses // Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 2002. V. 360. P. 167–193.
89. Yogodzinski G.M., Rubenstone J.L., Kay S.M. et al. Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians: an oceanic arc in strike-slip setting // J. Geoph. Res. 1993. V. 98. N B. 7. P. 11807–11834
90. Yogodzinski G.M., Kay R.M., Volynets O.N. et al. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. V. 107. P. 505–519.
91. Yogodzinski G.M., Lees J.M., T.G. Churikova et al. Geochemical evidence for the melting of subduction oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504.
92. Yogodzinski G.M., Drown S.T., Kalem P.B. et al. The role of subducted basalt in the source of island arc magmas: evidence from seafloor lavas of the Western Aleutians // J. Petrology. 2015. V. 56, N. 3. P. 441–492.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком
после доработки 15.01.2019 г.
принята к печати 24.05.2019 г.

A.V. Koloskov, D.V. Kovalenko, V.V. Ananyev

Adakite volcanic activity on the continental margin and its problems. Part II. Types and petrogenesis of adakites in rocks from the Sea of Okhotsk, Kamchatka, and Bering Sea Regions

Based on compilation of vast amount of paper material, the authors typified the mantle volcanic adakite rocks in the Sea of Okhotsk, Kamchatka, and Bering Sea regions. In each region a lower siliceous (LS) and a highly siliceous (HS) types were defined. In the Kamchatka region, the prevailing adakite type corresponds to bimodal basaltic-andesitic series, while in the Bering Sea region it correlates with basanite-dacite volcanics series. Adakites in the Kamchatka region are clearly defined: the origin of the LS type relates here to fractionation and melting of pyroxene, while the HS type formation relates to fractionation, melting and fragmentation of amphibole. As for alkaline metasomatism, it plays a subordinate role there. In the Bering Sea region adakites of both types were formed during the alkaline metasomatism and predominant amphibole control. Comparison of isotope-geochemical composition between adakites and volcanics of the intraplate type allows considering them to the same extent as indicators of plume petrogenesis and geodynamics. Based on the comparison of composition of adakites and glasses of xenolith melting, the authors introduced a two-stage model of petrogenesis: the formation of the black pyroxenites caused by melting of the mantle lherzolites and formation of all rock assemblages caused by the melting of the same lherzolites and newly-formed pyroxenites. The formation of adakite as well as intraplate characteristics in the volcanic products beginning from Eocene indicates the transition of the vast territory of NE continental margin from the regime of the subduction-related compression to the rift-related stress setting.

Key words: adakite volcanism, lower siliceous (LS) and highly siliceous (HS) types, amphiboles, pyroxenites, fractionation, melting, disintegration, modeling, the Sea of Okhotsk region, the Kamchatka region, the Bering Sea region.