

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ПРОДУКТОВ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА
ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ
И ПРОБЛЕМА АСТЕНОСФЕРНОГО ДИАПИРИЗМА

А.В. Колосков¹, П.И. Федоров², В.А. Рашидов¹

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

²ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017

Поступила в редакцию 11 июня 2015 г.

Представлены новые петрологические и изотопно-геохимические данные о составе пород шельфовой зоны Южно-Китайского моря (о-ва Тху, Ку-Лао-Ре, Хон Жо, группы Катуик – Иль де Сандр). Эти данные рассмотрены на фоне имеющегося аналитического литературного материала по вулканикам материковой части Вьетнама, данных по базальтоидам Южно-Китайского моря, Таиланда, северной части о-ва Хайнань. Хотя представленные вулканиды относятся к различным структурным областям: континентальная окраина, шельфовая зона, окраинный морской бассейн, они связаны с проявлением однотипного рифтогенного вулканизма, поэтому различные составы исходных для них магматических расплавов отражают, в первую очередь, гетерогенность мантийных источников. Однотипность проявления вулканизма на всей территории в рассматриваемых возрастных границах исключает наличие какой-либо зональности при переходе от одного типа структур локализации к другому.

Показана ведущая роль мантийного диапиризма в ходе эволюции вулканизма всего рассматриваемого района Индокитая. При этом щелочные серии и «щелочные» тренды изменения их составов отражают непосредственное участие астеносферного плюмового резервуара с последующим фракционированием расплавов. Толейтовые серии имеют реакционное происхождение, а «толейтовые» тренды отражают характер смешения расплавов, образующихся при плавлении литосферной мантии, с расплавами плюмового резервуара. Контаминация расплавов коровым материалом проявлена ограниченно в составе единичных образцов.

Ключевые слова: петрохимия, геохимия, изотопия, плюмовый резервуар, Вьетнам, Южно-Китайское море.

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойский магматизм в пределах Южно-Китайского (Восточного) моря и его обрамления имеет три стадии развития [39]: доспрединовую (> 32 млн лет), синспрединовую (32–16 млн лет) и постспрединовую (< 16 млн лет).

Согласно представлениям [15, 24], новейшая вулканическая активность на материковой части Вьетнама началась около 12 млн лет назад и особенно интенсивно протекала в последние 3 млн лет с определенным смещением с севера на юг. Так, если излияния базальтов в Северном Вьетнаме начались в конце плиоцена и в основном закончились в начале плейстоцена [2, 7], то время проявления вулканизма на юге материковой части и шельфовой зоны находится в

пределах от 2.6 до 0.6 млн лет. В целом, для территории Индокитая, и для Вьетнама в частности, выделяется три цикла проявления позднекайнозойского вулканизма [8]: 1) ранний покровный (от 23–29 до 5 млн лет, который частично охватывает доспрединовую стадию развития Южно-Китайского моря) с корой латеритного выветривания, 2) поздний покровный (от 2.57 до 0.62 млн лет), практически при отсутствии коры латеритного выветривания, 3) новейший (плейстоцен-голоценовый) этап ареального вулканизма.

Геологическими исследованиями как вьетнамских, так и российских ученых охвачена в основном материковая часть Вьетнама [1, 3, 4, 13, 14, 20, 21, 31 и др.]. Вулканизм Южно-Китайского моря и его шельфовой зоны рассматривается в гораздо меньшей степени [10–12, 31, 35, 41, 42].

Современная интерпретация имеющихся геологических данных и новый аналитический материал дали возможность заполнить этот пробел в плане сравнительного рассмотрения проявлений вулканизма континентальной окраины ЮВ Вьетнама, Южно-Китайского моря и его шельфовой зоны с целью поиска отличий или возможной преемственности процессов его проявления.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В период с 1977 по 1987 гг. в рамках творческого сотрудничества с Институтом наук о Земле Национального Центра научных исследований СРВ, Институтом вулканологии ДВО РАН в семи экспедициях НИС «Вулканолог» были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования позднекайнозойского вулканизма шельфовой зоны Южно-Китайского (Восточного) моря на акватории около 70 000 км², на островах группы Катуик и островах Тху (Фу-куй), Сюд, Ре, Хон Жо и в прилегающей части побережья Вьетнама (рис. 1–3). В 1982 и 1985 гг. сотрудники Института вулканологии ДВО РАН А.В. Колосков и О.Б. Селянгин проводили полевые геологические экспедиционные работы совместно с вьетнамскими геологами на территории Вьетнама. Автомобильными маршрутами была охвачена практически вся территория региона. В ходе всех этих исследований была собрана обширная коллекция каменного материала, результаты петрологического изучения которой легли в основу настоящей публикации.

Геологическое положение

Морскими и наземными экспедициями были охвачены три зоны проявления позднекайнозойского вулканизма шельфа Южно-Китайского моря: 1) субмеридиональный линеамент к югу от побережья Вьетнама в р-не островов Тху, группы Иль де Сандр, Катуик, 2) участок к востоку от побережья – с островами Ре (Ку-Лао-Ре)-Бобай и 3) район к северо-востоку от побережья в районе острова Хон Жо (рис. 1).

1. Наиболее крупная зона четвертичного вулканизма (в р-не островов Тху-Сюд, групп Иль де Сандр-Катуик) при ширине 30–40 км протянулась субмеридионально на расстояние до 150 км от побережья Вьетнама (рис. 2). Границы зоны достаточно определенно устанавливаются по характеру аномального магнитного поля и записям непрерывного сейсмоакустического профилирования [9]. Характерной морфологической особенностью этой зоны является наличие обширных (площадью от 10–15 до 100–200 км²) частично надводных, а большей частью подводных выположенных поднятий, к которым

и приурочено большинство вулканов. Погружение поверхности шельфа в Ю-З направлении (от глубин 10–20 м до 130–140 м) происходит не монотонно, а отдельными ступенями. «Шаг» каждой такой ступени достигает нескольких десятков метров, а границы примерно параллельны друг другу и вытянуты в субмеридиональном направлении. Эти особенности рельефа, возможно, отражают различные циклы проявления покровного вулканизма. Не исключена также и их тектоническая природа. В северной части зоны выделяется крупное куполовидное поднятие. Оно имеет форму подковы, у которой вздернуты восточная, южная и северная части, несколько опущена центральная часть и практически не выражена западная сторона. По изобате 50 м диаметр поднятия достигает 30 км. Центры ареального вулканизма располагаются по дуге этой подковы. Наиболее приподнятая восточная часть поднятия возвышается над уровнем моря в виде вулканического комплекса о. Тху с площадью около 15 км² и максимальной отметкой 108 м. В целом рассматриваемая морфоструктура сложена толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, перекрытой в западной части терригенными образованиями. По-видимому, ее можно сопоставить с проявлениями плато-базальтов поздней покровной стадии (от 2.57 до 0.62 млн лет) материковой части Вьетнама. Верхи этой толщи вскрываются в основании о. Тху. Здесь в фундаменте горы Кам, а также в составе разрушенной вулканической постройки горы Кокат залегают кварцевые нормативные толеиты базальт-андезиобазальтового состава. Молодые конусы в восточной части этого острова, а также на близлежащем о. Сюд представлены афировыми щелочными оливиновыми базальтами, в разной степени пористыми, иногда шлаковидными.

В южной части вулканической зоны (рис. 2) выделяется второе крупное куполовидное поднятие таких же размеров, как и северное. Поднятие также имеет асимметричное строение с приподнятым северным и особенно южным сектором, где оно разбито на отдельные блоки нарушениями северо-восточного простирания. Здесь располагаются группа мелких скал-островов Катуик с максимальными отметками от 11 м (о. Сапате) до нескольких десятков метров, отдельные скалы (Ла-Пе, Роше-Элеви, Катуик-малая и др.), возвышающиеся над уровнем моря на несколько метров, группы небольших подводных вулканов (Иль де Сандр) с превышением над морским дном от 40 до 80 м и диаметром основания от 500 до 1200 м, а также одиночные мелкие подводные вулканические конусы.

Вулканические центры представлены небольшими изометричными конусами с диаметром основа-

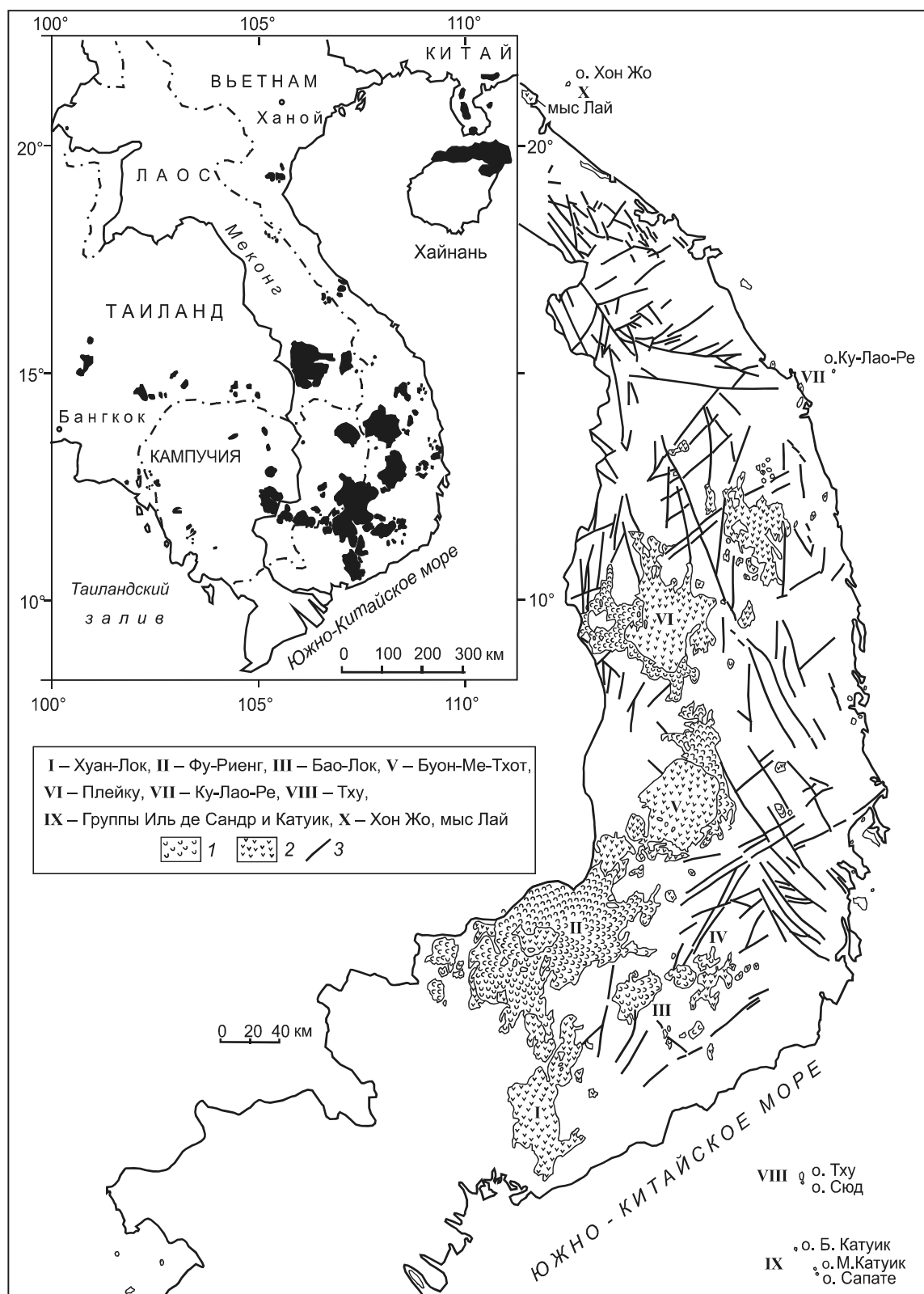


Рис. 1. Схема распространения позднекайнозойских вулканических пород на территории Вьетнама.

1–2 – базальтоиды: 1 – миоцен-раннечетвертичного возраста, 2 – среднетретичного – до современного; 3 – тектонические нарушения. I–X – провинции на территории Вьетнама и рассматриваемые в статье районы на шельфе Южно-Китайского моря. Схема составлена с использованием материалов геологической службы СРВ.

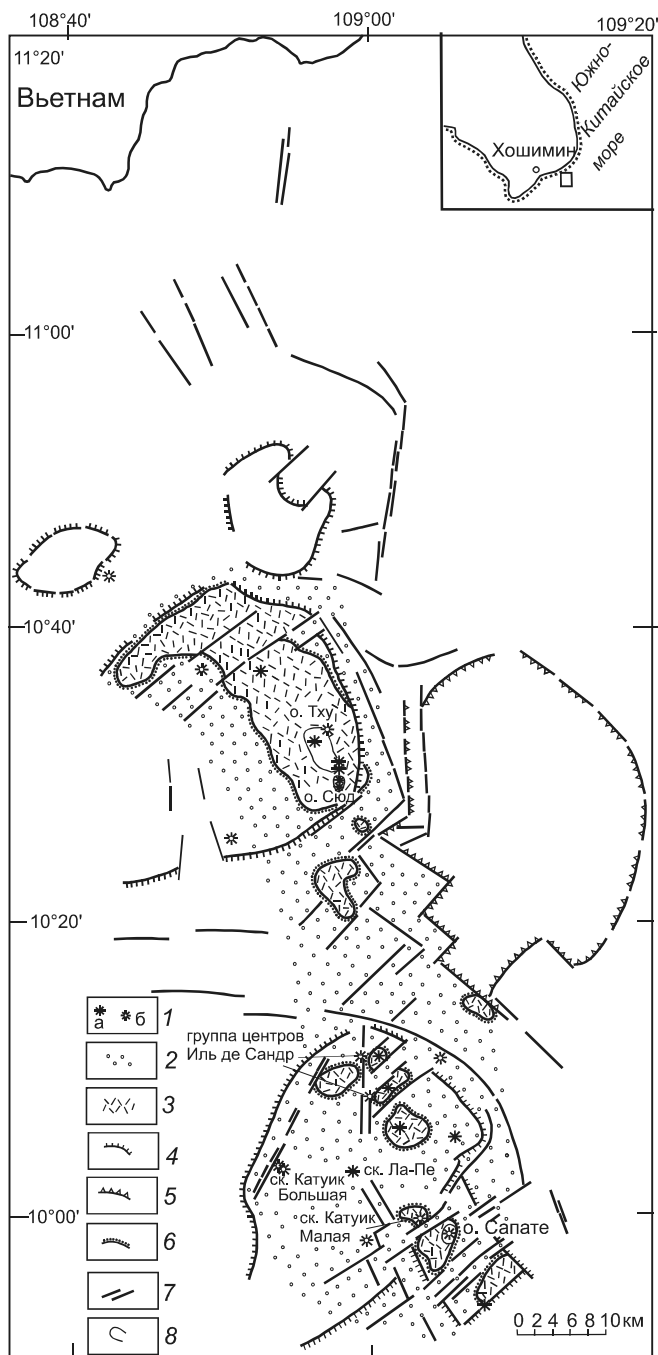


Рис. 2. Геологическая карта южного участка шельфовой зоны Южно-Китайского моря.

1 – вулканические конусы: а – наземные, б – подводные; 2 – терригенные образования; 3 – предполагаемые вулканогенные образования; 4 – границы предполагаемых поднятий; 5 – границы локальных погружений; 6 – границы предполагаемых вулканогенных образований; 7 – предполагаемые нарушения; 8 – береговая линия островов и побережья.

ния от 1–1.2 км до 2–2.6 км и высотой от 60–70 м до 150 м (меньшие значения относятся к группе Иль де Сандр, большие – к острову-скале Большой Катуик). Это существенно шлаковые конусы с одиночными

небольшими потоками пористых шлаковидных базальтов. При драгировании подводных вершин этого района были подняты образцы базальтов – щелочных оливиновых базальтов с многочисленными ксенолитами лерцолитов, верлитов, зеленых и «черных» пироксенитов (последние иногда с гранатом). Кроме того было встречено несколько ксенолитов габброидов и «плавленных» гранитоидов [4]. Со склонов острова-скалы Большой Катуик было поднято также несколько обломков оливиновых и плагиоклазовых толеитов, относящихся, по-видимому, к фундаменту этих построек.

Имеются достоверные сообщения об извержении на шельфе Южно-Китайского моря в 1923 году подводного вулкана (вулканической группы) Иль де Сандр [29]. Для драгированного образца базальтов этого вулкана определен абсолютный возраст 1.27 млн лет [21]. Любопытный «казус» произошел с данными о более древнем (7 млн лет) возрасте базальтов этого подводного вулкана. В статье [30] эти данные приводятся с ссылкой на работу [21]. Но в этой статье в соответствующей таблице стоят знаки вопроса, которые, впрочем, легко можно было принять за цифру 7.

2. Восточный вулканический район включает в себя часть побережья с мысами Намчам, Фуоктхьен, Го-Нян и Багаган, острова Бобай, Ре (Ку-Лао-Ре), прилегающую акваторию (рис. 3). Здесь можно выделить: береговое плато, промежуточную депрессионную зону, центральную вулканическую зону и плато шельфа Южно-Китайского моря. На участках берегового плато имеются выходы нескольких потоков афировых-субафировых базальтов (мысы: Багаган, Го-Нян, Фуоктхьен), мощностью первые десятки метров. Базальты содержат многочисленные включения (до 2–3 см) лерцолитов, иногда – пироксенитов с гранатом. Судя по наличию мощной коры латеритного выветривания, эти потоки сопоставимы с плато-базальтами ранней покровной стадии (от 23–29 до 5 млн лет) материковой части Вьетнама. Южнее мыса Намчам были обнаружены выходы «очковых» гнейсов гранитно-метаморфического фундамента, местами перекрытых покровными базальтами.

Промежуточная депрессионная зона имеет ширину от 9 до 13 км и прослежена по простираению на расстоянии до 35–40 км.

Вулканическая зона протягивается на расстоянии от 24 до 36 км от побережья Вьетнама в СЗ направлении на 60 км при ширине около 20 км. С ЮЗ она ограничена изобатой 60 м, а с СВ – 90 м. Зона имеет форму валообразного поднятия, состоя-

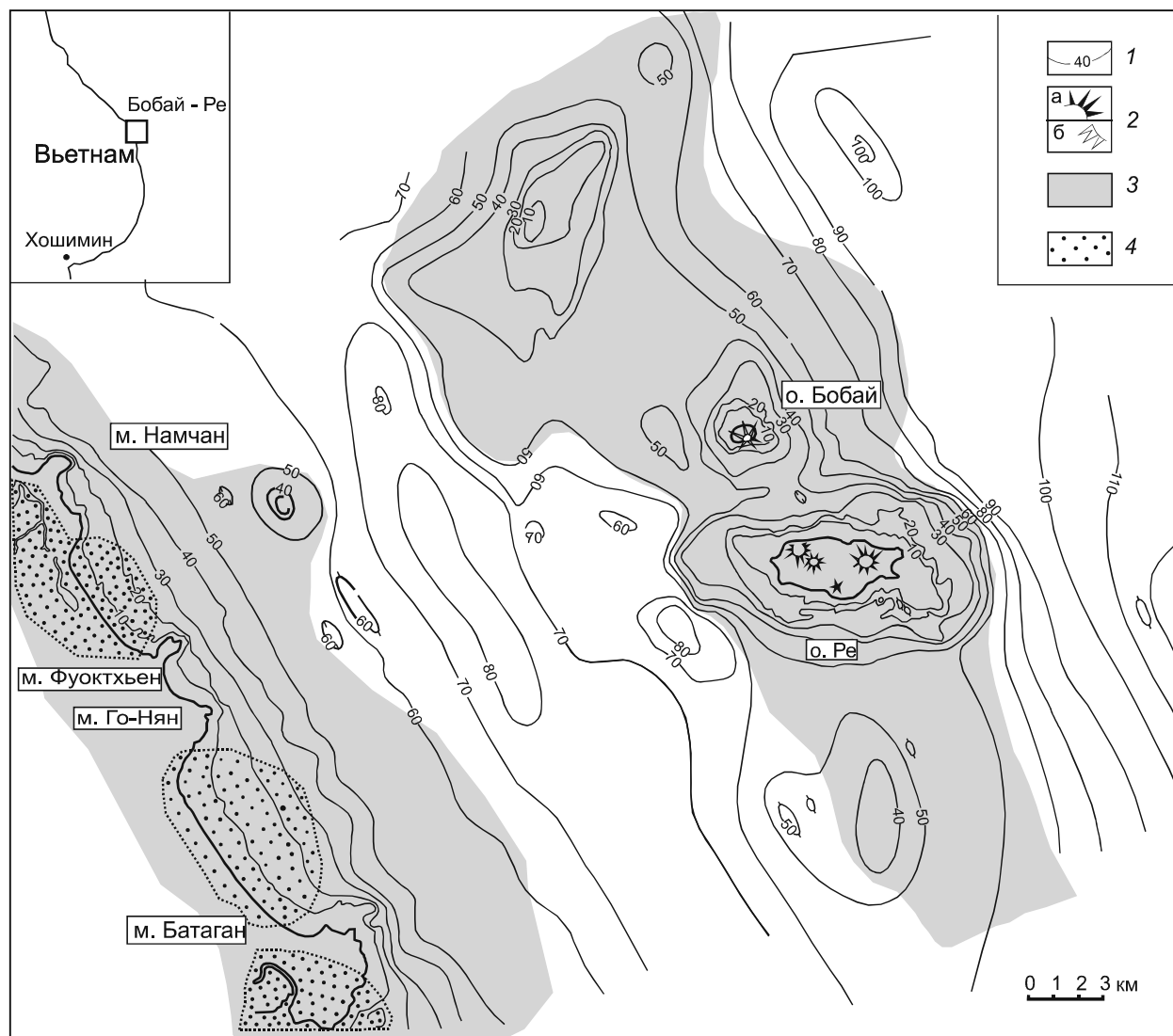


Рис. 3. Геологическая карта восточного участка шельфовой зоны Южно-Китайского моря.

1 – изобаты, м; 2 – отдельные шлако-лавовые конусы: изученные (а) и предполагаемые (б); 3 – область предполагаемого (по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования) существенно вулканогенного фундамента; 4 – то же для терригенно-осадочных образований. Использованы данные из работы [6].

щего из отдельных холмистых повышений рельефа. Два центральных поднятия увенчаны островами Ре и Бобай. Первый на уровне нулевой отметки имеет размеры 5 на 2.5 км, второй – 1 на 0.7 км. Здесь выделяется [21] ранняя толеитовая серия (> 12 млн лет) и поздняя (1.2–0.4 млн лет) щелочно-базальтовая серия. Ранний вулканизм проявлен остатками плато в береговых обрывах, поздний – представлен несколькими преимущественно шлаковыми конусами размером от 0.3–0.5 до 1.3–1.5 км и высотой от 25–30 м до 100–170 м с хорошо сохранившимися кратерными воронками. С некоторыми из них связаны также маломощные (10–15 м) потоки афировых базальтов.

3. Мыс Лай сложен потоками афировых базальтов умеренной щелочности с горизонтами туфобрекчий и туфоконгломератов. Характерно наличие мощной (15–20 м) коры латеритного выветривания. Это фрагменты лавового покрова ранней (от 23–29 до 5 млн лет) покровной стадии.

Остров Хон Жо, расположенный в 25 км к СВ от мыса Лай, имеет близкую к изометричной в плане форму и поперечник 1.5–1.6 км. Большая его часть представляет из себя пологосклонный лаво-шлаковый вулкан высотой 70 м с небольшим побочным шлаковым центром. Вулканисты представлены субафировыми щелочными оливиновыми базальтами и базанитами плейстоценового возраста [20].

Особенности применяемых методов исследования

Петрогенные элементы определялись классическими методами «мокрой» химии в Аналитическом центре Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН с ошибкой измерения не более 1 %. Элементный анализ проб проводился в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводился с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Du и ^{62}Ni к каждому анализируемому образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определялось методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, США) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, Thermo Elemental, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до $5\times$ (предел обнаружения) и не превышает 0.1 при измерении содержания $> 5\times$ (предел обнаружения). Предел обнаружения (ПО) рассчитывали как:

$$\text{ПО} = C_i + 3s,$$

где C_i – среднее значение содержания изотопа i при измерениях деионизованной воды; s – стандартное отклонение для изотопа i при измерениях деионизованной воды. Для проверки правильности анализа образцов использовали стандартные образцы: габбро эссекситовое СГД-1А (ГСО 521-84П); габбро эссекситовое СГД-2А (ГСО 8670-2005); альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П); щелочной агпайтовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85).

Измерения изотопного состава Sr, Nd и Pb проводились в Институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН (аналитик Ю.Ф. Карпенко) на модифицированном масс-спектрометре TSN 206 SA с трехленточным источником ионов. Измеренные изотопные отношения Nd нормализованы по $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0.209627$, используя $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}} = 0.512638$.

Часть определений изотопного состава Sr и Nd было сделано в лаборатории радиогенных изотопов Университета Мичиган по стандартной методике. При этом стандартные значения для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710242 \pm 8$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511855$ (для стандарта La Jolla). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализовано до $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – до $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$.

Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе «Camebax» в ИВиС ДВО РАН, аналитики Т.М. Философова, В.М. Чубаров.

Вещественный состав вулканических пород

Предыдущими исследованиями как для континентальной, так и для шельфовой зоны выделены две возрастные и морфогенетические группы проявления вулканизма: 1) неоген-раннеплейстоценовых толеитовых, а также известково-щелочных базальтов и андезитобазальтов покровного типа: кварцевые и оливиновые толеиты (нормативные), редкие щелочные базальты и 2) плейстоцен-голоценовых щелочно-оливиновых базальтов и долеритов, базанитов, реже нефелинитов, трахибазальтов в составе многочисленных небольших вулканов и шлако-лавовых конусов [1, 3, 4, 12, 13, 21]. В работе [3] позднекайнозойские вулканы Вьетнама рассматриваются в составе четырех ассоциаций: 1) оливин-базальтовой толеитовой и 2) оливин-базальтовой-трахиандезитовой покровных образований, 3) трахибазальтовой-трахитовой и 4) щелочно-базальтовой ареального типа. С последующими изменениями и дополнениями эта схема разделения представлена в таблице 1. Как показано на этой схеме, а также на рис. 1, эволюция вулканизма идет в сторону уменьшения объемов, особенностей проявления и возрастания щелочности пород.

Составы минералов вкрапленников и субфенокристаллов изученных основных типов пород имеют следующие характеристики.

Оливиновые толеиты (нормативные) – субафировые, редко порфиновые породы (вкрапленников не более 10–15 %); содержат оливин (Fo_{79-57}), авгит (Wo_{44-41} , En_{47-37} , Fs_{22-11}), реже плагиоклаз (An_{60-32}).

Щелочные базальты и базаниты – также субафировые, редко порфиновые породы (вкрапленников не более 10–15 %), содержат оливин (Fo_{84-66}), авгит (Wo_{52-47} , En_{39-28} , Fs_{12-19}), в базальтах – плагиоклаз (An_{77-62}), а также калиевый полевой шпат. В базаните с мыса Батаган было обнаружено зерно лейцитита в виде включения в оливине (Fo_{80}). В этом же образце в оливине (Fo_{70}) было встречено зерно Cr-Al шпинели ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 22-23$). Кроме того, обычными минералами основной массы всех типов пород являются ильмениты и титаномагнетиты.

Петролого-геохимическая характеристика вулканических пород

Новые данные о составе пород шельфовой зоны Южно-Китайского моря, полученные в результате наших исследований, представлены в табл. 2 и на ряде диаграмм (рис. 4–6) совместно с материалами по составу пород глубоководной части моря и континентального Вьетнама. Анализ этой таблицы показывает, что составы базальтоидов шельфовой зоны характеризуются сравнительно узким диапазоном изменения

Таблица 1. Схема эволюции позднекайнозойского вулканизма на территории Вьетнама и некоторых районов шельфовой зоны Южно-Китайского моря.

Этапы	Возраст	Морфология	Ассоциации, районы проявления	Типы пород	Особенности проявления
I	1.27 млн лет–современный	Конусы высотой от 30 до 50 м	I – щелочно-базальтовая. Р-ны Иль де Сандр - Катуйк	Оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, базаниты	Вулканизм ареального типа, конусы, маары, небольшие вулканы
II	2.6–0.6 млн лет	Конусы высотой до 50–60 м, щитовые вулканы высотой до 100–150 м	II – оливин-базальтовая–трахитовая. Р-оны: Хуан-Лок, Плейку, Буон-Ме-Тхот Далат, о-ва: Тху, Б. Катуйк, Ре, Бобай, Хон Жо	Щелочные оливиновые базальты, трахиандезибазальты, трахиты	
III	3.0–0.6 млн лет	Покровы мощностью до 180–200 м, практически без коры латеритного выветривания	III – оливин-базальтовая–трахиандезибазальтовая. Р-ны: Хуан-Лок, Фу-Риенг, Буон-Ме-Тхот, Плейку, мысы: Го-Нян, Батаган, Лай	Оливиновые базальты, пироксен-плагиоклазовые базальты-андезибазальты, долериты, трахиандезибазальты	Покровные образования (плато-базальты)
IV	От 23–29 до 3–5 млн лет	Покровы мощностью до 220–250 м с корой латеритного выветривания (до 15 м)	IV – оливин-базальтовая–толеитовая. Р-оны: Далат, Бао-Лок	Оливиновые базальты, пироксен-плагиоклазовые базальты-андезибазальты, толеиты	

По данным [4], с изменением и дополнением.

содержаний основных оксидов в отличие, например, от большинства островодужных серий. Как показано на диаграммах соотношения кремнезема и суммы щелочей (рис. 4 А, В), содержание SiO_2 здесь колеблется от 42 (или 43.81 % для безводного состава) до 55 %, что, в общем, соответствует подобным значениям и для других провинций Вьетнама. Гораздо более изменчиво содержание щелочей, особенно K_2O (рис. 4 Б, Г). В породах шельфовой зоны содержание этого компонента меняется от 0.9 до 3.0 %. При этом, здесь, как и для большинства серий вулканитов Вьетнама, наблюдается обратная корреляционная зависимость щелочей по отношению к кремнекислотности пород (условно назовем этот тренд «толеитовым»). Эта особенность может свидетельствовать о малой степени фракционирования расплавов и незначительном участии корового материала в их составе. Совсем иной тренд прямой корреляционной зависимости (назовем его условно «щелочным») образуют некоторые составы (от базанитов до щелочных андезибазальтов) провинции Хуан-Лок и Плейку. Такие тренды могут образоваться в результате фракционной дифференциации, контаминации расплава коровым материалом или в ходе плавления мантийного

субстрата с дополнительным привнесом щелочей (в первую очередь калия).

В целом, вулканиты шельфовой зоны характеризуются повышенными или высокими содержаниями TiO_2 , пониженной глиноземистостью (за исключением одного андезибазальта с о. Тху) – здесь практически нет высокоглиноземистых базальтов, обычных для островодужных серий, и относительно высокой магнезиальностью (за исключением того же андезибазальта с о. Тху), особенно в базанитах (табл. 2).

По своим геохимическим особенностям базальтоиды шельфовой зоны, как и большинство кайнозойских пород ЮВ окраины Азии, относятся к внутриплитному типу. Об этом свидетельствует положение соответствующих точек составов на дискриминационных диаграммах $\text{Hf}/3\text{--Th--Nf}$ [12, 13]. На спайдерограммах отсутствуют характерные для пород островодужных серий минимумы по Nb и Ta, а иногда появляются для этих компонентов даже небольшие максимумы [12, 13]. Весьма показательными в этом плане являются диаграммы соотношения Nb-K (рис. 5). Щелочные оливиновые базальты и базаниты (иногда с мантийными ксенолитами) северной оконечности о-ва Хайнань целиком укладываются в поле

Таблица 2. Силикатный (вес. %) и редкоземельный (ppm) состав пород некоторых районов шельфовой зоны Южно-Китайского моря.

Район	Иль-де Сандр						Б. Катуик			
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	10/7a	10/7б	11/4	9	19б	35/8	32/7	26	7	27
SiO ₂	48.30	48.70	48.51	48.4	47.68	47.66	47.94	51.43	48.94	52.22
TiO ₂	2.30	2.37	2.38	2.36	2.20	2.23	2.05	1.75	2.50	1.76
Al ₂ O ₃	15.32	15.27	14.84	15.76	15.17	15.86	13.63	13.19	15.12	13.93
Fe ₂ O ₃				1.85	2.67	13.30	13.46	2.55	5.13	
FeO	11.66	11.12	11.32	9.45	9.77			8.63	7.24	10.71
MnO	0.17	0.16	0.16	0.13	0.11	0.14	0.15	0.17	0.11	0.15
MgO	7.52	6.24	6.56	6.2	6.35	5.41	7.02	8.19	5.79	7.56
CaO	7.31	7.31	7.27	6.91	7.81	7.39	10.12	8.48	9.12	8.87
Na ₂ O	3.30	4.23	4.49	4.38	4.60	4.39	3.26	3.16	3.71	2.50
K ₂ O	2.92	2.98	3.08	2.98	2.93	2.77	1.67	0.92	1.51	1.01
∑ H ₂ O	нет	нет	нет	0.53	нет	нет	2.17	0.78	1.02	нет
P ₂ O ₅	0.83	0.81	0.84	0.45	0.40	0.595	0.472	0.33	0.19	0.26
Сумма	99.63	99.19	99.45	99.40	99.69	99.75	101.94	99.58	100.38	98.97
Li	3.00	8.45	8.07	7.00	7.89	7.08	7.06	4.83	5.82	4.88
Be	1.95	2.26	2.40	2.17	2.08	2.04	1.45	0.99	1.23	0.99
Sc	14	15	15	17	15	16	21	21	19	22
V	160	150	149	157	152	149	181	162	171	167
Cr	186	119	152	148	101	176	264	248	54	223
Co	40	40	41	37	35	38	51	43	35	42
Ni	200	122	131	111	97	189	261	211	73	183
Rb	75	83	84	80	69	78	38	21	18	22
Sr	940	943	929	784	781	782	527	342	475	339
Y	27	29	29	25	24	25	21	20	22	19
Zr	292	312	312	272	260	263	159	120	140	117
Nb	86	92	92	84	78	81	45	22	29	21
Cs	0.86	0.93	0.95	0.93	0.53	0.89	0.41	0.28	0.24	0.30
Ba	697	727	720	674	644	656	405	218	363	214
La	58.61	61.67	61.85	62.4	57.21	59.90	33.45	16.43	20.34	15.89
Ce	111.69	117.83	118.14	116	106.11	113.14	63.38	34.14	42.31	32.13
Pr	11.74	12.32	12.36	12	11.21	11.93	6.91	4.06	5.17	4.01
Nd	45.37	47.41	48.15	47	44.08	45.01	28.16	18.01	22.87	17.18
Sm	8.32	8.74	8.87	8.77	8.56	8.44	6.10	4.54	5.80	4.42
Eu	2.54	2.68	2.71	2.68	2.69	2.58	1.98	1.55	1.95	1.54
Gd	7.76	8.05	8.30	7.56	7.57	7.20	5.91	4.86	5.90	4.85
Tb	1.09	1.13	1.17	1.13	1.09	1.07	0.90	0.77	0.91	0.77
Dy	5.54	5.77	5.90	5.63	5.60	5.66	4.85	4.32	4.98	4.38
Ho	1.00	1.07	1.09	1.03	0.99	1.00	0.88	0.81	0.89	0.79
Er	2.65	2.77	2.88	2.72	2.58	2.62	2.28	2.19	2.36	2.19
Tm	0.33	0.34	0.36	0.34	0.31	0.33	0.28	0.28	0.29	0.28
Yb	2.01	2.16	2.19	2.13	1.86	2.03	1.71	1.67	1.78	1.73
Lu	0.28	0.30	0.32	0.29	0.26	0.28	0.24	0.24	0.25	0.24
Hf	6.87	7.13	7.36	7.96	7.74	7.93	4.98	4.00	4.55	3.96
Ta	4.43	4.60	4.75	4.20	3.94	4.19	2.61	1.33	2.61	1.23
Pb	5.79	6.02	6.54	5.40	4.61	5.62	3.38	2.06	2.28	2.04
Th	10.33	10.79	10.97	9.79	8.80	9.56	5.33	2.67	3.00	2.52
U	2.06	2.15	2.20	2.03	1.88	1.96	1.22	0.60	0.72	0.56

Таблица 2 (Продолжение).

Район	о.Тху										
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
№ п.п.	034/7	034/11	034/1	034/3	034/16	038/6	038/11	063	065	070	071
№ обр.	034/7	034/11	034/1	034/3	034/16	038/6	038/11	063	065	070	071
SiO ₂	50.02	49.28	49.14	48.56	50.44	49.5	57.20	48.31	48.38	50.9	48.6
TiO ₂	1.78	2.49	2.34	2.05	2.28	2.66	0.82	2.27	2.20	2.11	2.58
Al ₂ O ₃	13.77	14.49	14.08	13.61	14.65	14.4	17.81	13.78	13.89	13.9	13.2
Fe ₂ O ₃	5.58	6.01	2.29	2.67	8.23	12	0.26	7.10	1.67	11.8	11.9
FeO	5.83	5.44	9.20	9.14	4.11	0.49	7.32	4.87	9.96	0.74	1.02
MnO	0.14	0.18	0.15	0.13	0.02	0.14	0.18	0.17	0.13	0.13	0.14
MgO	7.08	7.12	8.57	9.50	5.84	5.42	3.08	8.02	8.42	6.23	7.16
CaO	9.05	7.88	8.88	8.79	7.10	8.36	7.10	8.68	8.61	9.24	9.08
Na ₂ O	3.31	3.04	2.90	2.70	3.24	2.61	2.76	3.17	2.98	2.85	2.39
K ₂ O	1.38	1.10	1.98	1.76	1.82	2.4	1.96	1.58	2.56	1.33	2.1
∑ H ₂ O	1.58	2.41	0.24	1.18	2.26	1.39	0.74	1.41	0.68	0.88	1.26
P ₂ O ₅	0.38	0.64	0.49	0.16	0.43	0.62	0.25	0.49	0.46	0.4	0.55
Сумма	99.90	100.08	100.26	100.25	100.42	99.99	99.48	99.85	99.94	100.51	99.98
Li	5.75	7.92	6.18	6.39	3.79	5.64	6.13	6.80	7.99	4.73	7.15
Be	1.17	1.77	1.53	1.56	2.07	1.82	1.58	1.32	1.43	1.13	1.54
Sc	18	18	21	23	20	21	21	22	18	21	20
V	167	186	179	180	175	184	181	168	169	164	178
Cr	275	231	237	259	207	256	250	271	219	263	252
Co	43	44	53	54	43	46	47	46	46	43	47
Ni	225	245	259	277	207	246	238	242	217	223	245
Rb	24	15	41	40	12	41	49	30	53	20	35
Sr	492	767	629	672	722	698	687	560	665	494	651
Y	24	28	28	27	33	32	38	21	25	22	22
Zr	140	242	203	191	261	217	225	159	262	136	173
Nb	29	65	49	45	66	53	55	39	59	31	42
Cs	0.23	0.75	0.38	0.36	0.23	0.28	0.38	0.24	0.40	0.10	0.61
Ba	362	584	609	1451	558	607	584	414	558	308	507
La	18.29	36.69	35.61	33.42	47.20	39.73	50.04	23.13	38.89	18.54	30.16
Ce	37.79	71.72	66.99	64.45	80.57	75.22	75.25	49.63	76.59	38.45	60.17
Pr	4.49	8.25	7.55	7.41	10.45	9.07	9.76	5.53	8.62	4.65	7.06
Nd	20.07	35.05	32.17	31.50	44.65	38.57	41.71	23.61	36.54	20.52	30.15
Sm	5.01	7.81	7.37	7.07	9.72	8.59	8.95	5.41	7.96	5.20	6.92
Eu	1.70	2.51	2.31	2.20	3.02	2.65	2.79	1.77	2.45	1.75	2.22
Gd	5.57	7.84	7.22	6.75	9.53	8.15	9.05	5.49	7.31	5.37	6.31
Tb	0.83	1.11	1.06	1.00	1.35	1.18	1.25	0.82	1.05	0.81	0.96
Dy	4.59	5.66	5.53	5.38	6.87	6.15	6.53	4.36	5.39	4.56	5.06
Ho	0.86	1.02	1.02	0.96	1.20	1.11	1.17	0.78	0.92	0.82	0.87
Er	2.31	2.59	2.63	2.52	3.04	2.81	2.93	2.05	2.30	2.18	2.16
Tm	0.29	0.31	0.32	0.31	0.36	0.34	0.34	0.25	0.27	0.27	0.27
Yb	1.74	1.88	1.89	1.87	2.11	1.97	2.01	1.52	1.62	1.62	1.57
Lu	0.24	0.26	0.26	0.25	0.27	0.26	0.26	0.21	0.22	0.22	0.21
Hf	3.76	5.71	5.80	5.45	7.01	6.20	6.26	4.71	7.09	4.15	5.40
Ta	1.69	3.38	2.70	2.52	3.54	2.91	2.96	2.07	3.24	1.73	2.48
Pb	2.50	3.84	2.66	2.49	3.33	3.52	2.82	3.33	3.39	2.01	2.65
Th	2.90	5.51	4.10	3.82	5.45	4.44	4.44	3.36	5.21	2.59	3.82
U	0.56	1.22	0.98	0.91	1.27	0.94	1.06	0.78	1.22	0.52	0.95

Таблица 2 (Окончание).

Район	Ку-Лао-Ре		Батаган		Далат			Решэ-Элеве	Хон Жо
№ п.п.	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ обр.	046	047	048/2	050/1	В-7/82	В-9/82	В-10	077	040/1
SiO ₂	51.77	48.44	45.22	42.22	45.47	50.66	52.10	48.9	51.38
TiO ₂	1.60	2.44	2.17	2.17	2.62	1.80	1.66	2.48	1.86
Al ₂ O ₃	14.99	14.3	14.52	13.41	13.47	14.75	16.71	13.1	15.88
Fe ₂ O ₃	10.22	3.45	3.05	1.37	13.06	4.55	5.70	13.7	1.92
FeO		7.26	7.99	11.23		6.48	5.07	0.77	8.64
MnO	0.14	0.18	0.15	0.21	0.22	0.13	0.14	0.15	0.16
MgO	6.95	7.97	11.58	10.8	8.19	6.67	3.63	4.57	5.28
CaO	7.64	8.55	9.02	10.01	6.93	7.72	6.23	9.27	8.42
Na ₂ O	3.20	2.99	2.44	2.65	3.10	2.79	4.00	2.76	3.26
K ₂ O	1.21	1.72	1.82	2.29	2.10	0.76	2.60	2.3	1.8
∑ H ₂ O	нет	2.31	2.23	2.81	2.69	2.00	2.14	1.37	0.5
P ₂ O ₅	0.36	0.53	0.33	0.42	1.00	0.25	0.72	0.61	0.3
Сумма	98.08	100.14	100.52	99.59	98.85	98.56	100.70	99.98	99.40
Li	6.28	5.78	5.39	4.99	10.68	4.70	8.38	5.97	7.95
Be	1.27	1.27	1.60	1.67	2.72	1.01	2.50	1.50	1.56
Sc	18	20	22	23	16	20	8	20	20
V	143	172	194	200	175	168	92	174	184
Cr	223	175	442	207	227	197	78	236	114
Co	43	42	53	53	45	37	27	39	33
Ni	148	131	345	209	235	145	65	191	40
Rb	26	43	38	55	157	10	51	33	35
Sr	425	523	682	938	970	332	961	610	471
Y	20	21	22	22	37	22	22	25	24
Zr	132	139	190	204	434	112	289	204	150
Nb	30	41	68	67	111	20	86	45	36
Cs	0.59	0.85	0.49	0.74	6.22	0.26	0.74	0.30	1.17
Ba	303	460	544	621	715	192	1404	438	380
La	19.70	24.18	35.62	40.91	61.91	11.78	45.88	33.72	22.45
Ce	39.18	51.56	70.97	80.34	124.11	24.14	84.83	67.09	46.08
Pr	4.50	5.86	8.01	8.58	13.90	2.92	9.18	7.74	5.31
Nd	19.94	25.34	32.78	34.63	56.88	13.61	37.42	32.82	23.26
Sm	4.78	5.85	6.52	7.15	11.64	3.89	8.35	7.46	5.87
Eu	1.60	1.86	2.03	2.18	3.51	1.46	2.72	2.36	1.90
Gd	4.95	5.51	6.16	6.34	10.66	4.78	8.02	6.94	5.95
Tb	0.72	0.80	0.87	0.89	1.50	0.75	1.09	1.06	0.90
Dy	3.89	4.28	4.36	4.55	7.58	4.32	5.02	5.71	4.85
Ho	0.73	0.78	0.79	0.82	1.35	0.81	0.79	1.03	0.88
Er	1.93	1.98	2.10	2.11	3.35	2.23	1.75	2.72	2.32
Tm	0.25	0.25	0.26	0.24	0.40	0.29	0.20	0.33	0.29
Yb	1.51	1.51	1.63	1.52	2.37	1.72	1.05	2.01	1.85
Lu	0.21	0.21	0.22	0.21	0.31	0.23	0.13	0.27	0.26
Hf	3.30	4.19	4.39	5.58	9.29	2.98	6.66	6.17	4.74
Ta	1.88	2.11	3.34	3.53	5.71	1.14	4.26	2.65	1.85
Pb	2.62	3.03	3.71	3.50	4.55	1.80	3.93	2.89	5.64
Th	3.88	3.75	5.67	6.17	9.40	2.34	8.12	4.40	4.89
U	0.90	0.87	1.33	1/48	2.30	0.51	1.31	0.90	1.02

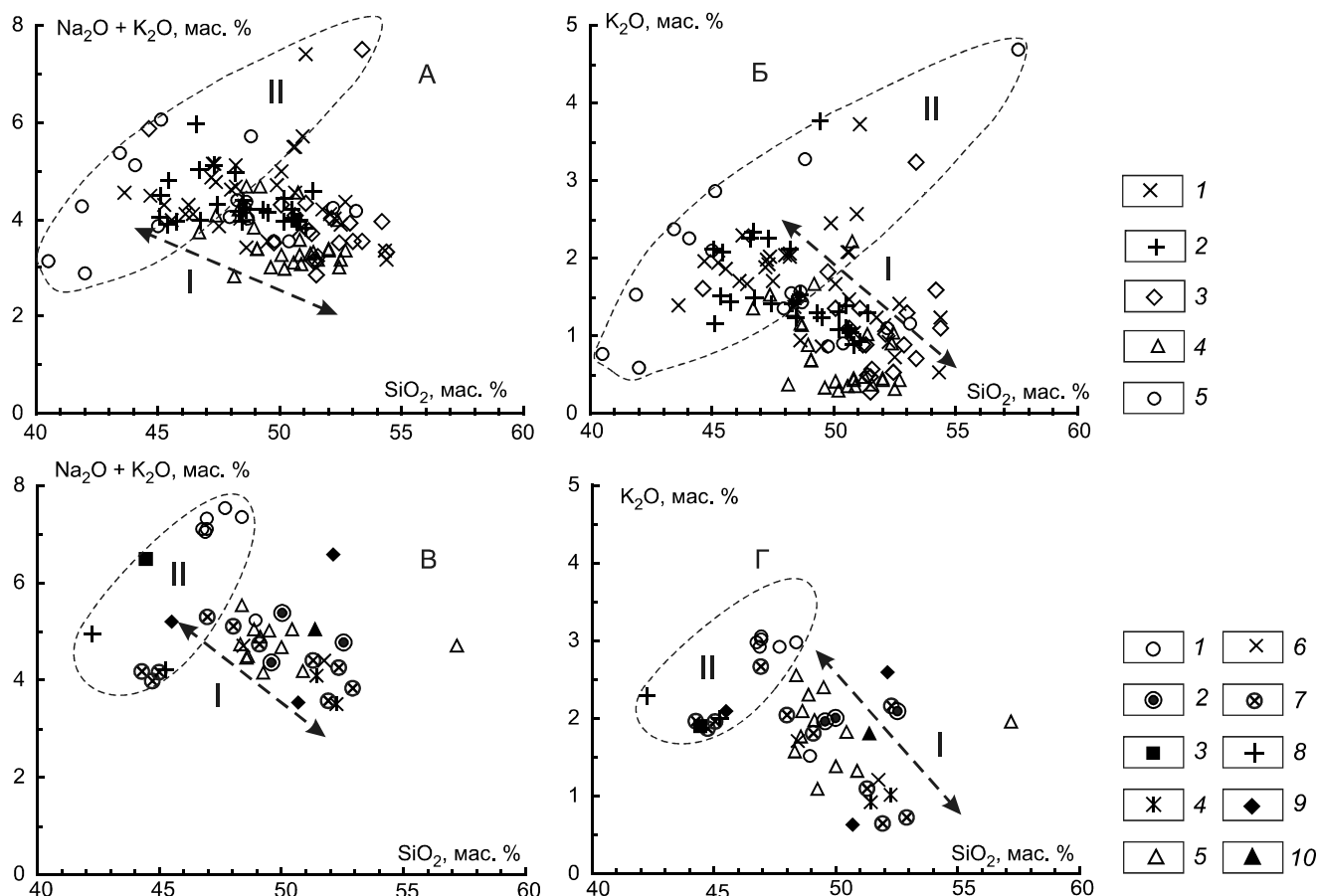


Рис. 4. Соотношение кремнезем – щелочи в породах различных провинций Вьетнама.

А, Б – провинции: 1 – Плейку, 2 – Буон-Ме-Тхот, 3 – Далат, 4 – Фу-Риенг, 5 – Хуан-Лок; В, Г – в центрах шельфовой зоны: 1–2 – Иль де Сандр, по данным таблицы 2 (1) и [20, 21, 40] (2), 3–4 – Скала Катуик Большая, базанит верхней части постройки (3), оливинный базальт основания (4), 5 – о. Тху, 6–7 – о. Ре, по данным таблицы 2 (6) и [20, 21, 40] (7), 8 – м. Батаган, 9 – Далат, 10 – о. Хон Жо. Далат не относится к проявлениям шельфовой зоны и представлен здесь для сравнения. Пунктиром отмечена область положительной корреляции щелочи-кремнезем (соответствует «щелочному» тренду изменения составов). Тренды изменения составов: I – «щелочной», II – «толеитовый».

«плюмогенных» щелочных базальтов гавайских вулканов, кварц-нормативные и оливин-нормативные толеиты, как и однотипные гавайские вулканиды в том же поле, отклоняются в сторону меньшей К-щелочности (рис. 5 А). Подобное отступление от прямой корреляционной зависимости Nb-K наблюдается также в области максимальных значений для этих характеристик, что может свидетельствовать об участии граната в соответствующем мантийном источнике [4]. К подобному выводу приходят и другие исследователи на основании оценки глубин мантийного плавления по сейсмическим данным [46]. Щелочные оливинные базальты, обогащенные трахизальты и тефриты подводных возвышенностей Южно-Китайского моря также характеризуются прямой корреляцией Nb-K, а наиболее щелочные породы даже выходят за рамки гавайских щелочных вулканидов (рис. 5 Б). Несколько точек состава

раннеолигоценых толеитов офиолитового комплекса островов Миндоро и Палаван нарушают эту зависимость, возможно, они являются реликтами раннего эпизода спрединга этого бассейна. Щелочные оливинные базальты, базаниты, андезитобазальты и толеиты раннеплейстоценовых покровов плато Хорат (Таиланд) отличаются повышенной К-щелочностью, занимая пограничную область по отношению к полю гавайских щелочных вулканидов (рис. 5 В). На рис. 5 В также нанесены и точки составов базальтов офиолитового меланжа позднедевонского–пермского возраста, сходные по составу с породами океанических хребтов и океанических островов, северного Таиланда, что хорошо отражается их положением в соответствующих полях диаграммы этого рисунка. В той же зоне северного Таиланда отмечается присутствие позднепермских–раннетриасовых базальтов, андезитобазальтов и анде-

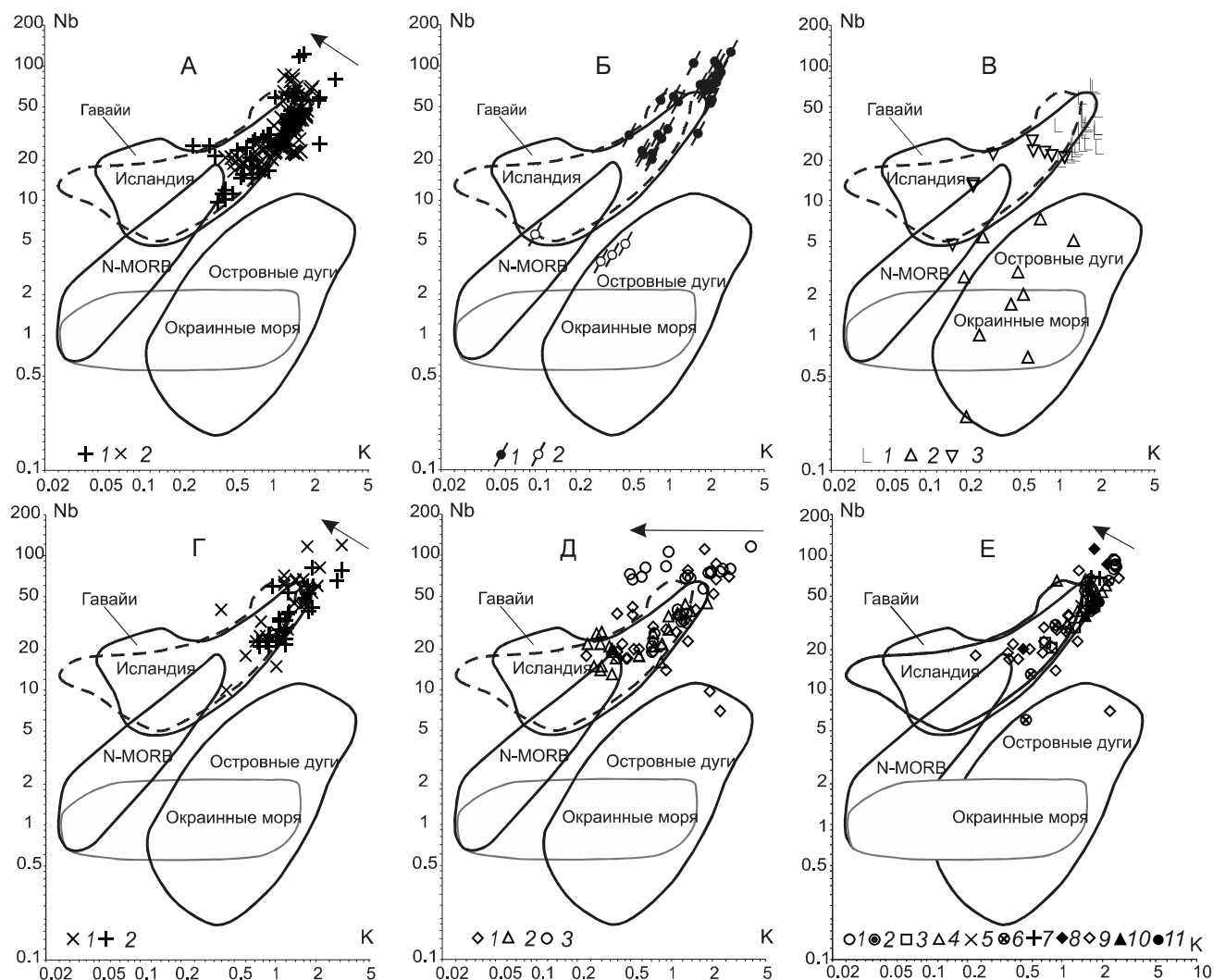


Рис. 5. Соотношение Nb – К для вулканических пород Вьетнама и его ближайшего окружения.

А – о. Хайнань. Данные [36] (1) и [46] (2). Б – Южно-Китайское море: подводные возвышенности (1) и о-ва Миндоро и Палаван (2). Данные [35, 42]. В – Таиланд. Раннеплейстоценовые покровы щелочных базальтов и толеитов плато Хорат (1), по данным [44]; позднепермские–раннетриасовые базальты, андезибазальты и андезиты островодужного типа (2), по данным [33]; базальты офиолитового меланжа позднедевонского–пермского возраста (3), по данным [32]. Г и Д – Вьетнам, континентальная окраина. Г – провинция Плейку (1) и Буон-Ме-Тхот (2); Д – провинции Далат (1), Фу-Риенг (2), Хуан-Лок (3). Е – шельфовая зона: 1–2 – Иль де Сандр, по данным таблицы 2 (1) и [20, 21, 40] (2); Б. Катуик (3); о. Тху (4); 5–6 – о. Ре, по данным [20, 21, 40] (5) и таблицы 2 (6); Багаган (7); 8–9 – Далат, по данным таблицы 2 (8) и [20, 21, 40] (9); Хон Жо (10); Реше-Элеви (11). Стрелками отмечены тренды, для которых предполагается гранатовый контроль. Поля – по [4, 5].

зитов островодужного типа, точки составов которых также располагаются в соответствующем поле.

Для щелочных оливиновых базальтов и базанитов всех провинций Вьетнама характерно присутствие основного тренда прямой корреляционной зависимости Nb-K (рис. 5 Г–Д), который соответствует «толеитовому» тренду кремнезем – щелочи (рис. 4). Степень растянутости этих трендов определяется долей участия менее или более щелочных вулканитов в том или другом регионе Вьетнама, но все они относятся к внутриплитному геохимическому типу. Более того,

многие из этих точек даже выходят за рамки «гавайского» поля как в сторону продолжающейся прямой корреляционной зависимости Nb-K, так и в направлении понижения K-щелочности. Последнее наиболее проявлено в щелочных породах Плейку (рис. 5 Г) и особенно Хуан-Лок (рис. 5 Д), также как это уже было отмечено в отношении вулканитов о. Хайнань (рис. 5 А). Эти точки составов образуют «щелочной» тренд прямой корреляции щелочи – кремнезем в ряду перехода оливиновые трахиандезибазальты – оливиновые базаниты (рис. 4 А, Б). Возможность гранато-

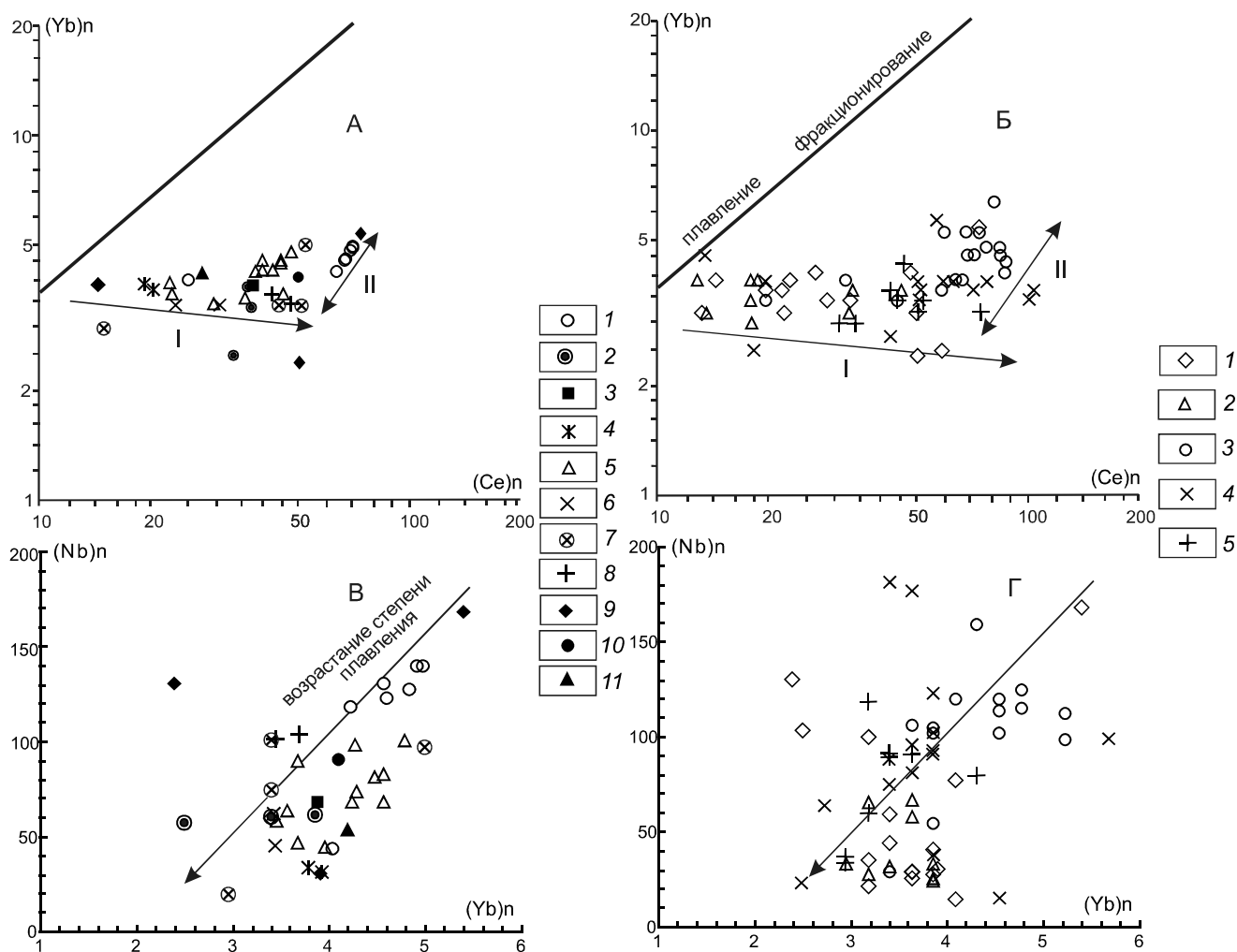


Рис. 6. Соотношение Yb–Ce и Nb–Yb в породах шельфовой зоны (А, В) и континентальной окраины (Б, Г) Вьетнама.

А, В: 1–2 – Иль де Сандр, по данным таблицы 2 (1) и [20, 21, 40] (2); 3 – Б. Катуйк; 4 – Иль де Сандр, фундамент; 5 – о. Тху; 6–7 – о. Ре, по данным таблицы 2 (6) и [20, 21, 40] (7); 8 – Багаган; 9 – Далат; 10 – Реше-Элеви; 11 – о. Хон Жо;

Б, Г: 1 – Далат; 2 – Фу-Риенг; 3 – Хуан-Лок; 4 – Плейку; 5 – Буон-Ме-Тхот. По материалам [20, 21, 40]. Линия плавление–фракционирование отвечает толеитовому тренду фракционной кристаллизации Скергаардского массива [26]. Элементы нормированы в соответствии с [27]. I – «толеитовый» и II – «щелочной» тренды диаграммы рис. 4.

вого контроля при возникновении соответствующих им расплавов подтверждается находками ксенолитов гранатосодержащих пироксенитов в базальтах Плейку и других районов Вьетнама [4, 21]. Среди изученных вулканитов нет так называемых «обогащенных толеитов», образование которых можно было бы связать с этапом раскрытия (спрединга) окраинных бассейнов (рис. 5). Соответствующие им поля «окраинных морей», построенные для окраинных бассейнов Японского, Лау, Манус [5], остались незаполненными.

Интересные особенности состава вулканитов Вьетнама выявляются при рассмотрении диаграмм соотношения элементов разной степени когерентности (рис. 6). Диаграмма Yb–Ce позволяет оценить степень участия «расплавного» или «флюидного» факто-

ров в ходе эволюции магматических расплавов. Как показано на схеме (рис. 6 А и Б), в отношении вулканитов Вьетнама в целом (так и для пород шельфовой зоны) главным фактором изменения составов пород является флюидное обогащение расплавов и лишь в небольшой степени фракционная дифференциация или изменение степени плавления мантийного субстрата. Этот фактор более проявлен в рядах перехода базанит – щелочной базальт – андезибазальт в случае фракционирования (или в обратной последовательности при фракционном плавлении) для пород Иль де Сандр, Тху, а также Плейку и Хуан-Лок (рис. 6 А и Б, щелочная серия II). С другой стороны, по соотношению высокочеренных элементов Nb и Yb можно определенно говорить, что возрастание сте-

пени плавления мантийного субстрата играет определяющую роль при изменении составов вулканитов Иль де Сандр и Тху, а также при их сопоставлении (рис. 6 В). Следует отметить, что какая-то тенденция возрастания степени плавления в целом внутри составов пород Плейку и Хуан-Лок действительно имеется, но «облачное» расположение фигуративных точек на рис. 6 Г, скорее, говорит о беспорядочном, незакономерном обогащении соответствующих расплавов как Nb, так и Yb.

Особенности изотопного состава

Выполненные исследования были направлены на получение сравнительных данных по изотопии некоторых базальтов, позднемезозойских гранитоидов фундамента* и их ксенолитов и определение возможного участия гранитного субстрата как контаминанта в составе расплавов для вулканитов шельфовой зоны. Новые данные по изотопному (Sr, Nd, Pb) составу пород некоторых провинций Вьетнама представлены в таблице 3, из которой следует, что составы пород шельфовой зоны в значительной степени обогащены радиогенным Sr и в ряде случаев обеднены радиогенным Nd по сравнению с составами материковых базальтов Хуан-Лок. С другой стороны, в процессе преобразования ксенолитов гранитоидов происходит

потеря части радиогенного Sr, Pb и даже Nd. На рис. 7 отчетливо выделяется две группы точек. Для одной из них ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.7045$) наблюдается прямая корреляционная зависимость изотопных отношений от содержания SiO_2 (рис. 7 А) и обратная по отношению к MgO (рис. 7 Б). При этом, на обеих диаграммах тренды направлены в сторону соответствующих значений для измененных ксенолитов гранитоидов. Это обстоятельство предполагает участие корового материала в составе некоторых пород шельфовой зоны (Иль де Сандр, Ре, о. Тху и группа Катуик) и континентальной окраины (Плейку и Хуан-Лок). Для второй группы точек ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$) такой зависимости нет, либо наблюдается даже слабо выраженная отрицательная корреляция на диаграмме рис. 7 А, которая, если брать крайние значения для Хуан-Лок, с одной стороны, и Фу-Риенг, с другой, слегка напоминают тот «толлитовый» тренд, который был выделен на диаграмме рис 4 Б.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ изотопно-геохимических материалов по позднекайнозойским вулканитам Юго-Восточной Азии в настоящее время обычно проводится на основе предложенной рядом авторов «эндогенной модели», согласно которой магматические изотопные

Таблица 3. Изотопный состав пород некоторых районов Вьетнама.

№	№ обр.	порода	район	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	050-1	базальт	м.Багаган	0.704226	0.512831	18.487	15.513	38.505
2	038-11	базальт	о.Тху	0.705162	0.512913	18.043	15.421	37.896
3	32-8*	базальт	о. Катуик	0.704861	0.512754			
4	507-30*	базальт	Хуан-Лок	0.703686	0.512886			
5	40-11	гранит, ксенолит	Иль де Сандр	0.711196	0.512172	18.716	15.625	38.772
6	В-3	гранит	Фан-Тьет	0.711784	0.512533	18.929	15.579	38.954
7	В-3*	гранит	Фан-Тьет	0.712005	0.512548			
8	72*	гранит, ксенолит	о.Тху	0.706053	0.512607			
9	39-3*	гранит, ксенолит	Иль де Сандр	0.706403	0.512541			
10	100-8*	гранит, ксенолит	Иль де Сандр	0.70796	0.512531			

Примечание. Анализы образцов, помеченных звездочкой, выполнены в лаборатории Университета Мичиган, остальные – в ГЕОХИ РАН.

*Кроме преобладающих гранитоидов здесь известны [41] также амфиболиты, парагнейсы, гранат-слюдистые сланцы, кварцевые риолиты. В составе ксенолитов, однако, были обнаружены только плавленые гранитоиды. Поэтому, они и рассматриваются в качестве возможного контаминанта.

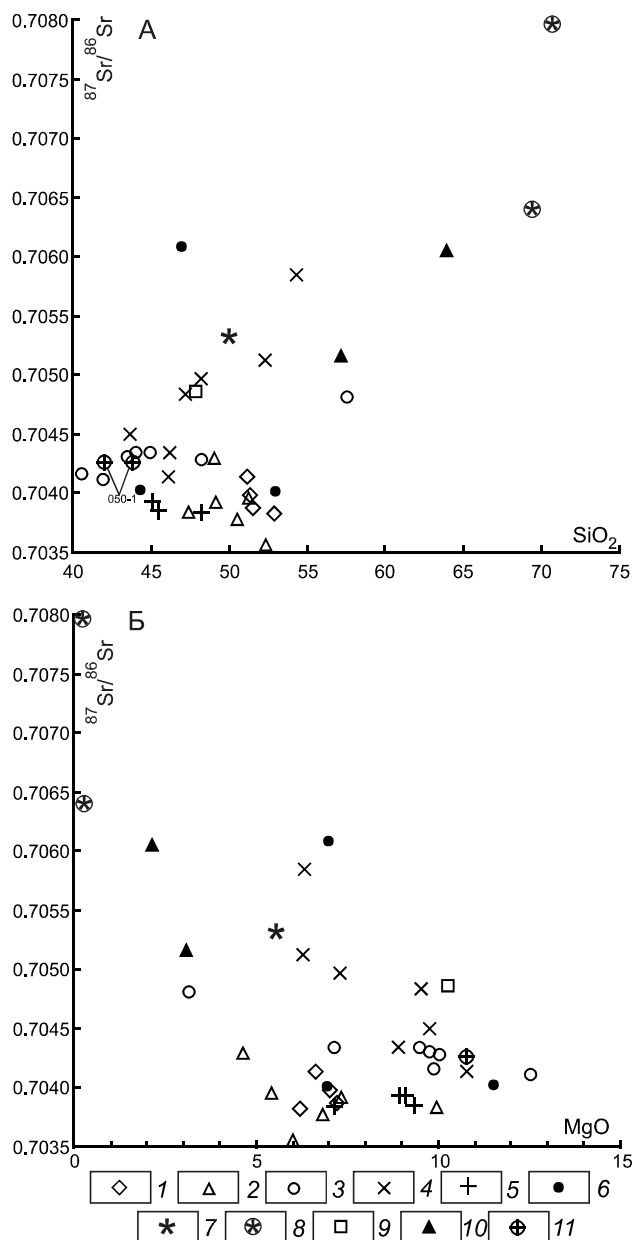


Рис. 7. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – SiO_2 (А) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – MgO (Б) в породах Вьетнама.

1 – Далат; 2 – Фу-Риенг; 3 – Хуан-Лок; 4 – Плейку; 5 – Буон-Ме-Тхот; 6 – о. Ре; 7–8 – Иль де Сандр, базальты (7) и ксенолиты гранитов (8); 9 – о. Б. Катуйк; 10 – о. Тху; 11 – Батаган. Используются данные из табл. 3 и [20].

вариации отражают переменное добавление обогащенного компонента ЕМ-II к аномальной, содержащей уже компонент ЕМ-I, астеносфере [17, 18, 20, 31, 35]. Существенные различия имеются в понимании генезиса этого обогащенного мантийного компонента. Одни ученые полагают, что этот мантийный конечный компонент (ЕМ) образуется из субконтинентальной литосферной мантии [20, 21, 35], тогда как другие

утверждают, что он может быть связан с мантийными плюмами или горячими точками [41, 42, 46].

Обобщающая модель «мантийной экструзии» для объяснения генезиса «дисперсного» позднекайнозойского вулканизма обширного региона Восточной Азии и Западной Пацифики строится без привлечения мантийных плюмов [18]. Однако, как справедливо замечают некоторые исследователи [42], эта модель базируется на относительно ограниченном геохимическом и геофизическом материале, особенно в отношении глубинной мантии. Хотя все еще продолжаются дебаты в отношении плюмовой геодинамики, существование плюма Хайнань сейчас обоснованно поддерживается имеющимися геохимическими и геофизическими материалами [23, 25, 28, 37, 41–43].

Характерной особенностью проявлений вулканизма бассейна Южно-Китайского моря, его шельфовой зоны и ближайшей континентальной окраины является проявление двух разновозрастных комплексов пород (раннего, неоген-раннеплейстоценового и позднего, плейстоцен-голоценового), отличающихся изотопно-геохимическим составом и типом предполагаемых мантийных источников. Выполненные исследования были направлены на идентификацию этих источников, выявление характера их взаимоотношения и особенностей конечной эволюции результирующих расплавов.

Для идентификации первичных мантийных источников использовалась модель, предложенная Х.Б. Вестом и В.П. Лиманом [38] для объяснения эволюции толеитовых базальтов вулкана Халеакала на Гавайях. В рамках $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопной систематики эти исследователи предложили 3-х компонентную модель смешения РМ (примитивная мантия), ЕМ (обогащенная мантия) и DM (минимально радиогенный изотопный состав тихоокеанских MORB). Область варьирующей степени смешения РМ–ЕМ, по мнению этих авторов, и является отражением участия гавайского плюмового резервуара в составе исходных расплавов для этого вулкана.

Как показано на рис. 8 А, эту модель с успехом можно применить для выявления плюмового компонента в изотопных составах базальтов о. Хайнань, плато Хорат (Таиланд) и Южно-Китайского моря. Щелочные оливиновые базальты и толеиты северной оконечности о. Хайнань составляют на этой диаграмме часть линейно вытянутого тренда Б-1, направленного в сторону обогащенного компонента ЕМ-II. Аномальные области на этом тренде со значениями: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042$ – 0.7044 (Хайнань-1) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70345$ – 0.70366 (Хайнань-2) можно представить как отражающие состав предполагаемых резервуаров мантийного плюма.

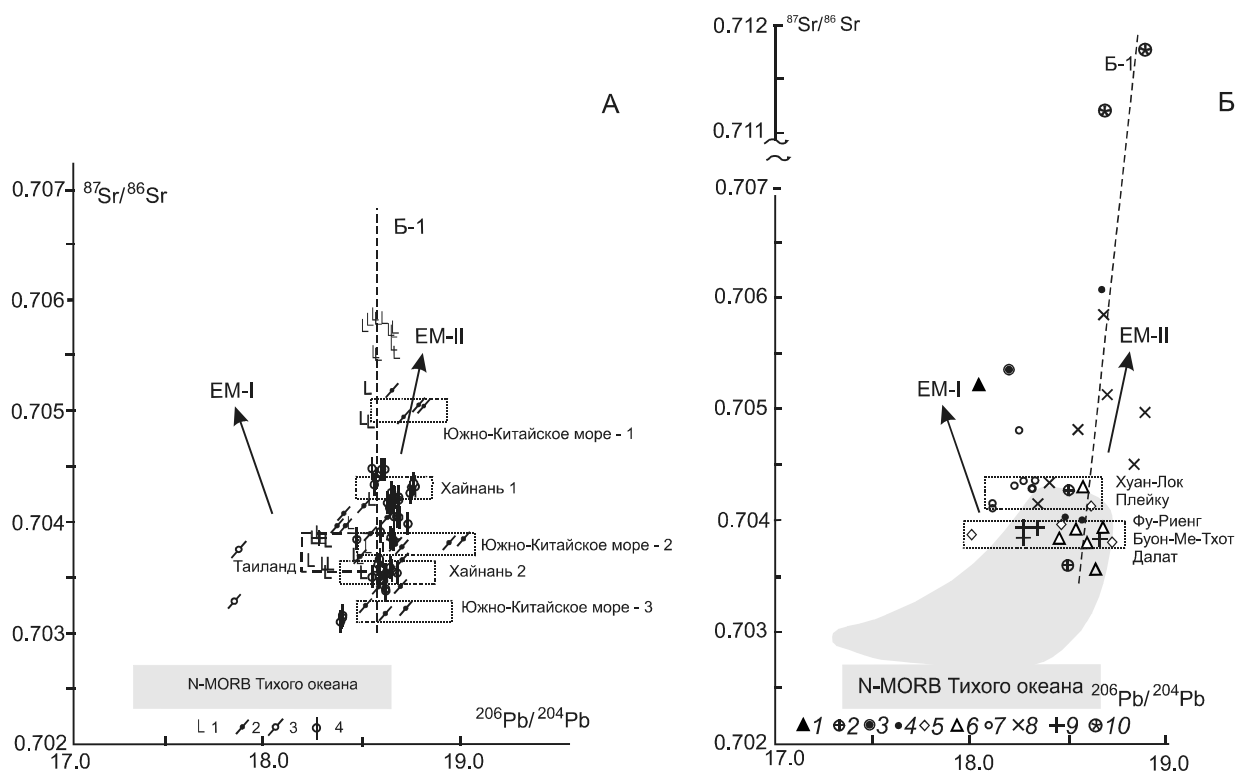


Рис. 8. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах районов о. Хайнань, Таиланд, Южно-Китайского моря (А) и Вьетнам (Б).

А – 1 – Таиланд; 2–3 – Южно-Китайское море: подводные возвышенности (2) и о-ва Миндоро и Палаван (3). Данные [35, 42]; 4 – о. Хайнань. Данные [34, 36, 46]. Б – 1 – о. Тху; 2 – Батаган; 3 – Иль де Сандр; 4 – Ре; 5 – Далат; 6 – Фу-Риенг; 7 – Хуан-Лок; 8 – Плейку; 9 – Буон-Ме-Тхот; 10 – позднемезозойские гранитоиды фундамента. Кроме поля N-MORB выделена область «Восточно-Азиатского низкоскоростного компонента» [18]. Помимо данных таблицы 3, использованы материалы [20, 21, 40].

Среди раннеплейстоценовых покровов щелочных базальтов и толеитов плато Хорат выделяются [44] две группы пород, различающиеся по химическому и изотопному составу: щелочные оливиновые базальты, гавайиты и оливин-нормативные толеиты с относительно обедненными Sr-изотопными характеристиками и щелочные оливиновые базальты, гавайиты и трахиандезибазальты, обогащенные радиогенным стронцием. Для первой группы можно наметить значения предполагаемого плюмового источника $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70355\text{--}0.7039$ (Таиланд). Вторая группа представлена роем точек на тренде Б-1, вытянутом в сторону компонента EM-II. Образование исходных расплавов для группы I пород Таиланда связывается с декомпрессионным полибарическим парциальным плавлением астеносферы, сходной с составом MORB Индийского океана. Возможна также их последующая контаминация литосферным материалом [44].

Раннеолигоценые базальты офиолитового комплекса островов Миндоро и Палаван (ранняя стадия спрединга этого бассейна Южно-Китайского моря) представлены двумя мало информативными точками

с аномально низкими значениями изотопов Sr и Pb. Постспрединговый рифтогенный этап вулканизма охарактеризован здесь преимущественно щелочными базальтами ряда подводных возвышенностей [35, 41, 42]. На диаграмме рис. 8 А точки их изотопных составов располагаются в полосе, вытянутой в сторону компонента EM-II, образуя при этом три аномальные области со значением: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049\text{--}0.7051$ (Южно-Китайское море-1), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7037\text{--}0.7039$ (Южно-Китайское море-2) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7031\text{--}0.7033$ (Южно-Китайское море-3). Первая область с повышенными значениями Sr-изотопных составов, возможно, отражает значительную контаминацию расплавов коровым материалом, третья область недостаточно информативна ввиду малочисленности представленного материала. По-видимому, только вторую область со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7037\text{--}0.7039$ можно принять как наиболее отражающую состав плюмового мантийного резервуара.

Точки изотопных составов вулканических пород шельфовой зоны Вьетнама (рис. 8 Б) располагаются группами в полосе, вытянутой по тренду Б-1 в на-

правлении обогащенного компонента EM-II, хотя три из них для базальтов о. Тху, группы Иль де Сандр и андезибазальтов Хуан-Лок смещены в сторону компонента EM-I. На диаграмме рис. 7 они располагаются в области составов, контаминированных коровым материалом. То же можно сказать и в отношении точек этого тренда для обогащенных радиогенным стронцием составов: оливин-нормативных толеитов о. Ре и щелочных базальтов Плейку. Не случайно они располагаются на тренде, прямо направленном в сторону переработанных ксенолитов гранитоидов. Кроме того здесь можно выделить две аномальные области, которые, по модели [38], могут отражать составы мантийных плюмовых резервуаров. Одна область включает точки изотопных характеристик двух мантийных источников для щелочных оливиновых базальтов и базанитов Хуан-Лок и оливин-нормативных толеитов (не затронутых коровой контаминацией) Плейку. Изотопный состав этого мантийного резервуара: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7041-0.7044$. Вторая аномальная область включает составы кварц-нормативных толеитов Фу-Риенг, щелочных оливиновых базальтов и оливин-нормативных толеитов Буон-Ме-Тхота и кварц-нормативных толеитов Далата с изотопными значениями: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70375-0.7040$. Как видно на этой диаграмме, обе области располагаются в поле «Восточно-Азиатского низкоскоростного компонента», представляющего предположительно «Восточно-Азиатскую – Западно-Тихоокеанскую астеносферу» [18]. Таким образом, речь может идти о плюм-астеносферном источнике исходных составов.

Рассмотрим еще одну изотопную диаграмму, которая часто используется для идентификации мантийных резервуаров. На обоих графиках (рис. 9 А и 9 Б) практически все точки рассматриваемых вулканических пород попадают в область составов I-MORB мантии, что может быть свидетельством отнесения их к так называемой мантийной DUPAL-аномалии. По мнению некоторых исследователей [18], астеносфера в Восточной Азии и Западной Пацифике имеет «DUPAL-подобный» состав.

На этих графиках точки составов располагаются в одной полосе между компонентами EM (обогащенная мантия) и PM (примитивная мантия) либо DMM (деплетированная литосферная мантия, обедненная за счет предварительной экстракции компонентов), что свидетельствует о переменном участии этих компонентов в составе вулканических пород, а в модели Х.Б. Веста и В.П. Лимана [38] было использовано для выявления компонента мантийного плюма. Кроме того, смещение некоторых точек в направлении возрастающей радиогенности $\Delta 208/204$ и $\Delta 207/204$, а также всего поля Хайнань в сторону компонента EM-II мо-

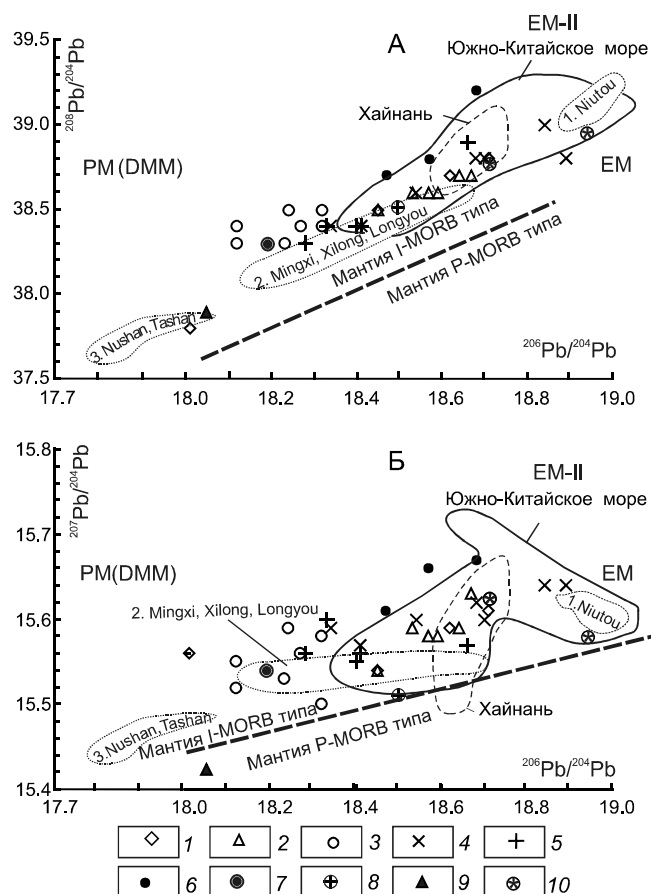


Рис. 9. Соотношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (А) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Б) в породах Вьетнама и ближайшего окружения.

1 – Далат; 2 – Фу-Риенг; 3 – Хуан-Лок; 4 – Плейку; 5 – Буон-Ме-Тхот; 6 – о. Ре; 7 – Иль де Сандр; 8 – Батаган; 9 – о. Тху; 10 – ксенолиты гранитоидов. Помимо данных таблицы 3, использованы материалы: [20, 35, 36, 42, 46], для провинций Китая (провинции 1-3) [45]. EM – обогащенная мантия и PM – примитивная мантия, по [38]; DMM – деплетированная литосферная мантия и EM-II – обогащенный мантийный компонент, по [42], граница мантийных доменов I-MORB и P-MORB типов – по [22].

жет свидетельствовать об участии в составе расплавов недеплетированного астеносферного мантийного резервуара [42].

Двигаясь вдоль этой полосы Рb-изотопных составов (рис. 9), мы последовательно переходим от плюмового мантийного резервуара Хайнань, через подобные резервуары в составе расплавов Южно-Китайского моря, Плейку-Буон-Ме-Тхот-Далат и, наконец, Хуан-Лок. Такая направленность в общем плане соответствует пространственно-возрастной последовательности смещения вулканической активности в рассматриваемом регионе. Примечательно, что, двигаясь в обратную сторону от «плюмового источника» Хайнань на СВ, в сторону Китая (последова-

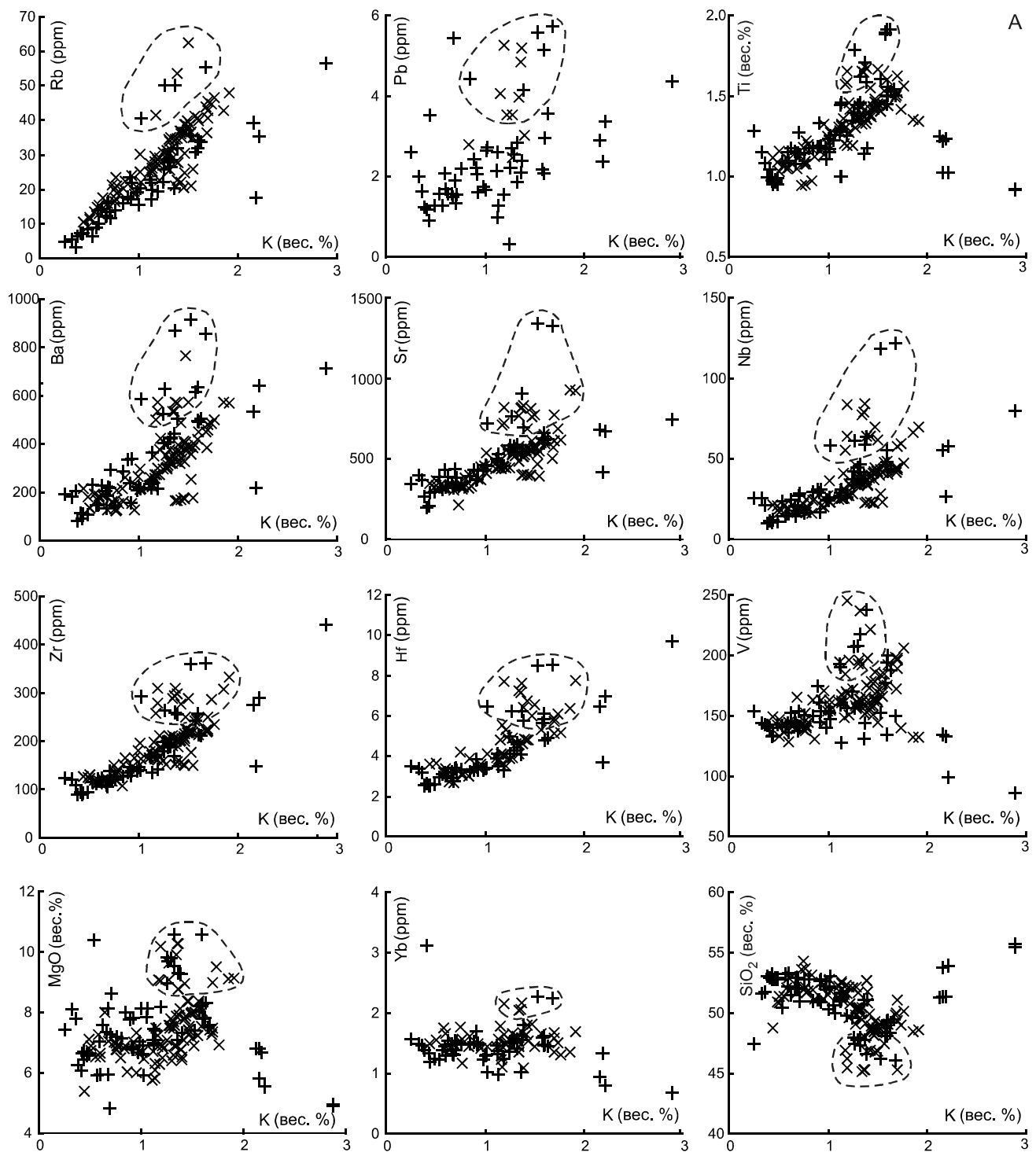


Рис. 10. Соотношение «элементы – К» для вулканитов из районов: о. Хайнань (А), Южно-Китайское море (Б), Таиланд (В).

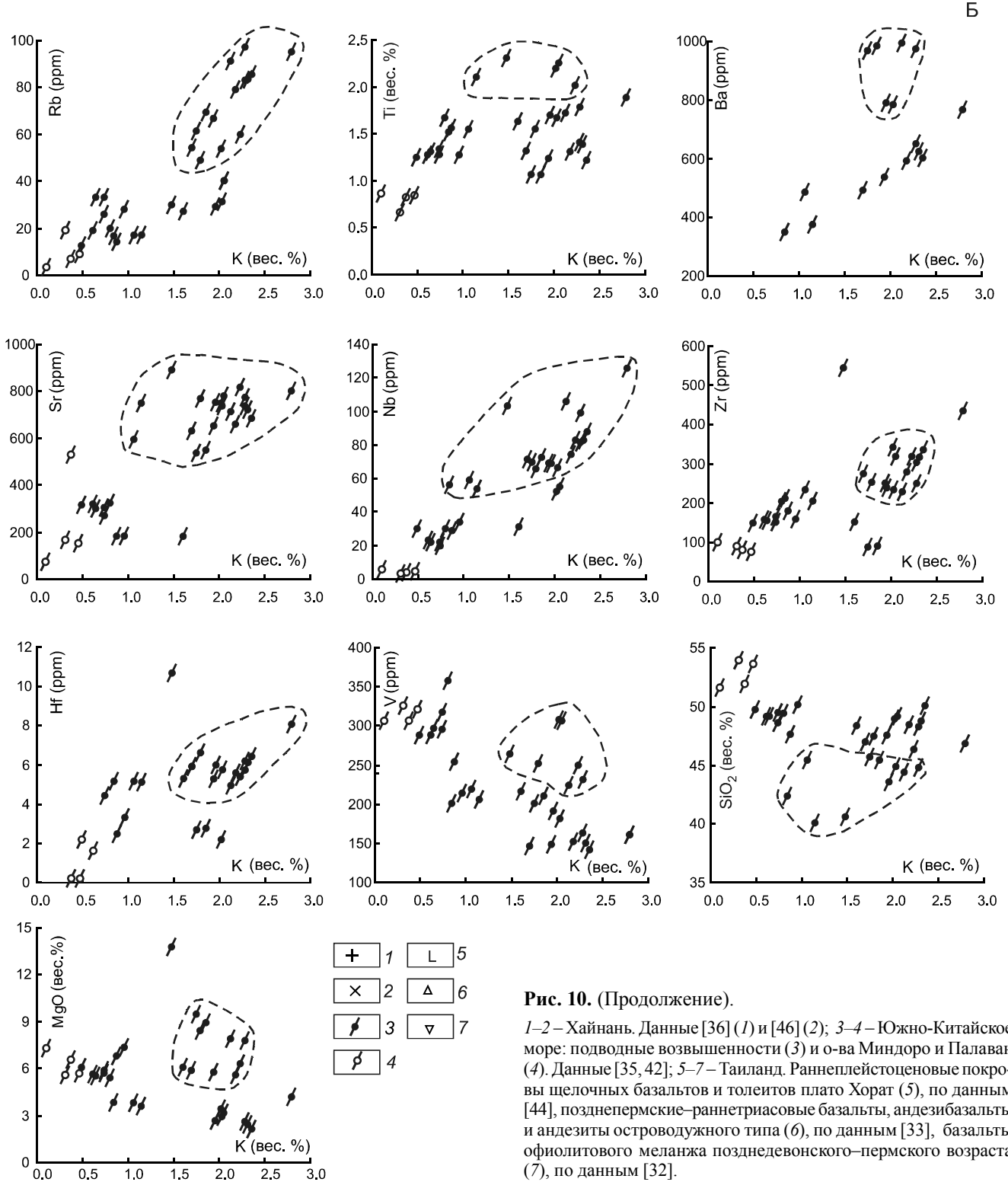


Рис. 10. (Продолжение).

1–2 – Хайнань. Данные [36] (1) и [46] (2); 3–4 – Южно-Китайское море: подводные возвышенности (3) и о-ва Миндоро и Палаван (4). Данные [35, 42]; 5–7 – Таиланд. Раннеплейстоценовые покровы щелочных базальтов и толеитов плато Хорат (5), по данным [44], позднепермские–раннетриасовые базальты, андезибазальты и андезиты островодужного типа (6), по данным [33], базальты офиолитового меланжа позднедевонского–пермского возраста (7), по данным [32].

тельная смена провинций 1-3), мы наблюдаем ту же зависимость – уменьшение радиогенности $\Delta 208/204$, $\Delta 207/204$ и отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Как отмечено ранее, в составе вулканитов Вьетнама и его окраины имеются два комплекса пород с

двумя характерными трендами эволюции: «толеитовым» и «щелочным» (рис. 4). Проанализируем эти тренды с использованием всей геохимической информации. На рис. 10 в координатах «элементы – К» представлены данные о геохимическом составе пород

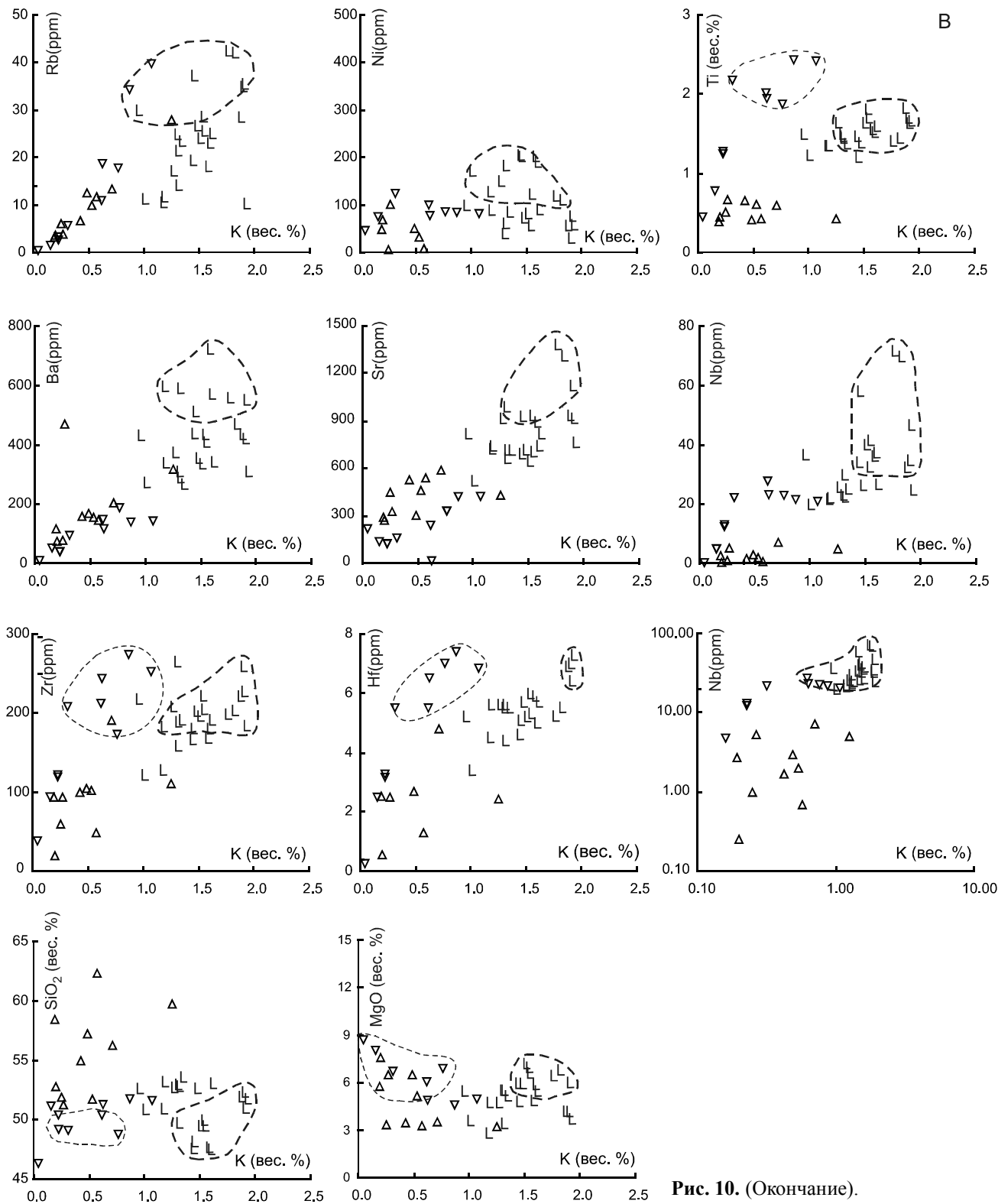


Рис. 10. (Окончание).

районов Хайнань, Южно-Китайское море и Таиланд. В наиболее представительном материале первого района (рис. 10 А) четко выделяются две серии (комплекса) пород. Первая серия – низкокремнеземистая щелочная, наиболее магнезиальная, обогащенная практически всеми когерентными и некогерентными элементами; для этой серии характерна отсутствующая или очень слабо выраженная положительная корреляция элементов с калием. Вторая серия – более кремнеземистая, умеренно или низкощелочная, с хорошей прямой корреляцией элементы – К, но обратной SiO_2 – К. Подобная картина в менее четком виде (меньше анализов) наблюдается также в отношении геохимических составов пород Южно-Китайского моря (рис. 10 Б) и северного Таиланда (рис. 10 В). С одной стороны, здесь выделяются более щелочные, более магнезиальные, но менее кремнеземистые тефриты, оливиновые базальты и гавайиты, с другой стороны – менее щелочные и менее магнезиальные, но более кремнеземистые оливиновые базальты, андезитобазальты и толеиты.

Очень четкое разделение двух геохимических серий вулканитов наблюдается для всех провинций и шельфовой зоны Вьетнама (рис. 11). При этом более щелочные оливиновые базальты и базаниты с большей магнезиальностью, но меньшей кремнекислотностью обогащены практически всеми как когерентными, так и некогерентными элементами, образуют «облако точек», иногда вытянутое в сторону возрастания калия («щелочной тренд» на рис. 4), а менее щелочные оливиновые базальты и толеиты с меньшей магнезиальностью, но большей кремнекислотностью образуют хорошо выраженные тренды SiO_2 – К («толеитовые» тренды на рис. 4). Примечательно, что большинство точек изотопных характеристик, выделенных на рис. 8 А и 8 Б в составе предполагаемых плюмовых резервуаров, на диаграммах рис. 10 и 11, попадают в эту аномальную область обогащенных редкоэлементных составов.

Для интерпретации этих данных обратимся к предложенным еще в начале 1990-х годов «плюмовым» петрологическим моделям, объясняющим особенности вещественного состава и происхождение крупных мировых провинций плато-базальтов [16, 19]. В составе этих базальтов, наряду с обычными толеитами, присутствуют магнезиальные низкокремнеземистые пикриты, отличающиеся обогащенностью как когерентными, так и некогерентными элементами. Предполагается, что эти обогащенные пикриты являются результатом плавления головной, наиболее нагретой и наименее контаминированной части плюма, внедрившегося в континентальную литосферу. Ассоциирующие с этими пикритами ба-

зальты образуются уже из более холодных частей плюмовой колонны, контаминированной литосферным материалом. Эти модели в полной мере можно применить для объяснения условий возникновения тех парных комплексов, составы которых приведены на рис. 10 и 11. В этом случае высокомагнезиальные щелочные комплексы образуются при плавлении наиболее нагретого материала мантийного плюма, возможно, с привнесением калия из того же плюмового источника, и испытывают последующее фракционирование по обычной схеме («щелочной» тренд). Менее щелочные, более кремнеземистые, преимущественно толеитовые составы образуются как результат смешения флюидно-магматических расплавов мантийного плюма с литосферным материалом. В ходе этого процесса и проявляется обратная корреляционная зависимость SiO_2 –К («толеитовый» тренд).

К ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Предыдущими исследователями были предложены в основном статические модели петрогенезиса для рассматриваемых серий пород. В отношении кайнозойских щелочных базальтов о. Хайнань, например, данные по радиогенным изотопам были использованы для создания модели бинарного смешения между конечными компонентами DMM и EM-2. Второй компонент мог быть связан с поднимающимся плюмом из нижней мантии или с границы кора/мантия [28, 43] либо из субконтинентальной литосферной мантии SCLM [35]. Для объяснения образования кайнозойских базальтов Южно-Китайского моря, по модели [42], предлагается простой бинарный тренд смешения между обогащенным компонентом EM-2 и умеренно деплетированным источником I-MORB-типа (тип базальтов Индийского океана) либо с резервуаром DMM [41]. Компонент EM-2 при этом представляет недеплетированную астеносферную мантию. В отношении материковой части Вьетнама наиболее распространенными являются представления, что здесь было два периода эруптивной деятельности. Наиболее древние серии неоген-раннеплейстоценовых кварцевых и оливиновых (нормативных) толеитов образовались из объемных порций расплава тугоплавкой литосферной мантии, а наиболее молодые плейстоцен-голоценовые серии (оливиновые толеиты, щелочные базальты и базаниты) – из менее объемных фракций расплавов обогащенной астеносферной мантии. Во время подъема к поверхности магма обеих серий подвергалась в различной степени коровой контаминации и фракционной кристаллизации [13, 14, 20, 21]. Для создания динамической модели необходимо использовать информацию о пространственно-временной зависимости

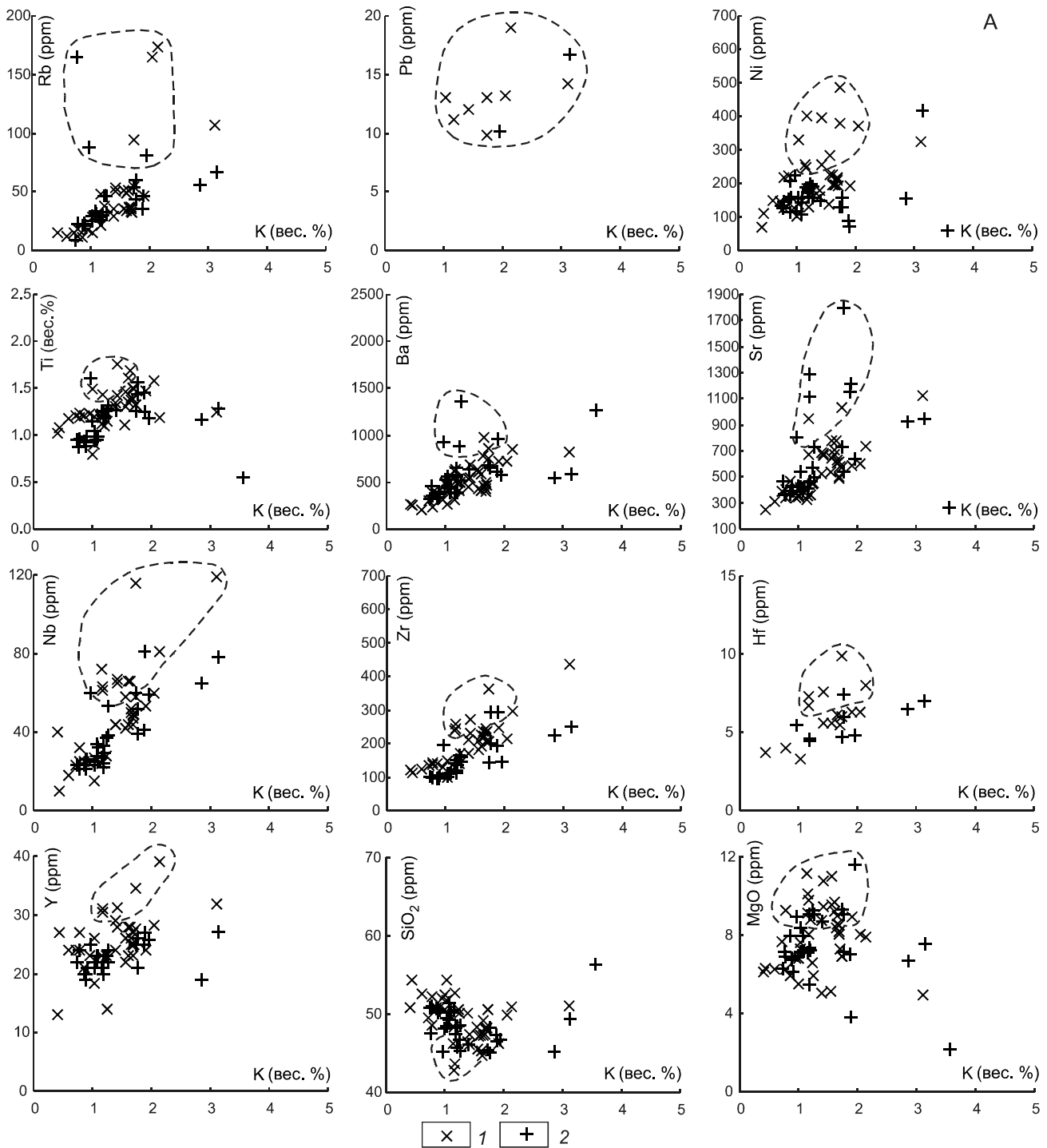


Рис. 11. Соотношение «элементы – К» для вулканитов Вьетнама

Условные обозначения для А соответствуют обозначениям рис. 5 Г; Б – 5 Д и В – 5 Е.

периодически возникающих плюмовых резервуаров. В целом наблюдается тенденция такого смещения по профилю Хайнань – Хуан-Лок и Хайнань – Нюшань, Ташань (рис. 9). Поэтому представляется достаточно реальной модель некоторого астеносферного «горячего поля», которое возникает вокруг первичного ман-

туйного плюма как результат его растекания, по экспериментальной модели [16, 19]. В этом поле периодически возникают «протуберанцы» – астеносферные диапиры, проникающие в литосферу и создающие как «щелочные» (плюмовые), так и «толеитовые» (реакционные) серии.

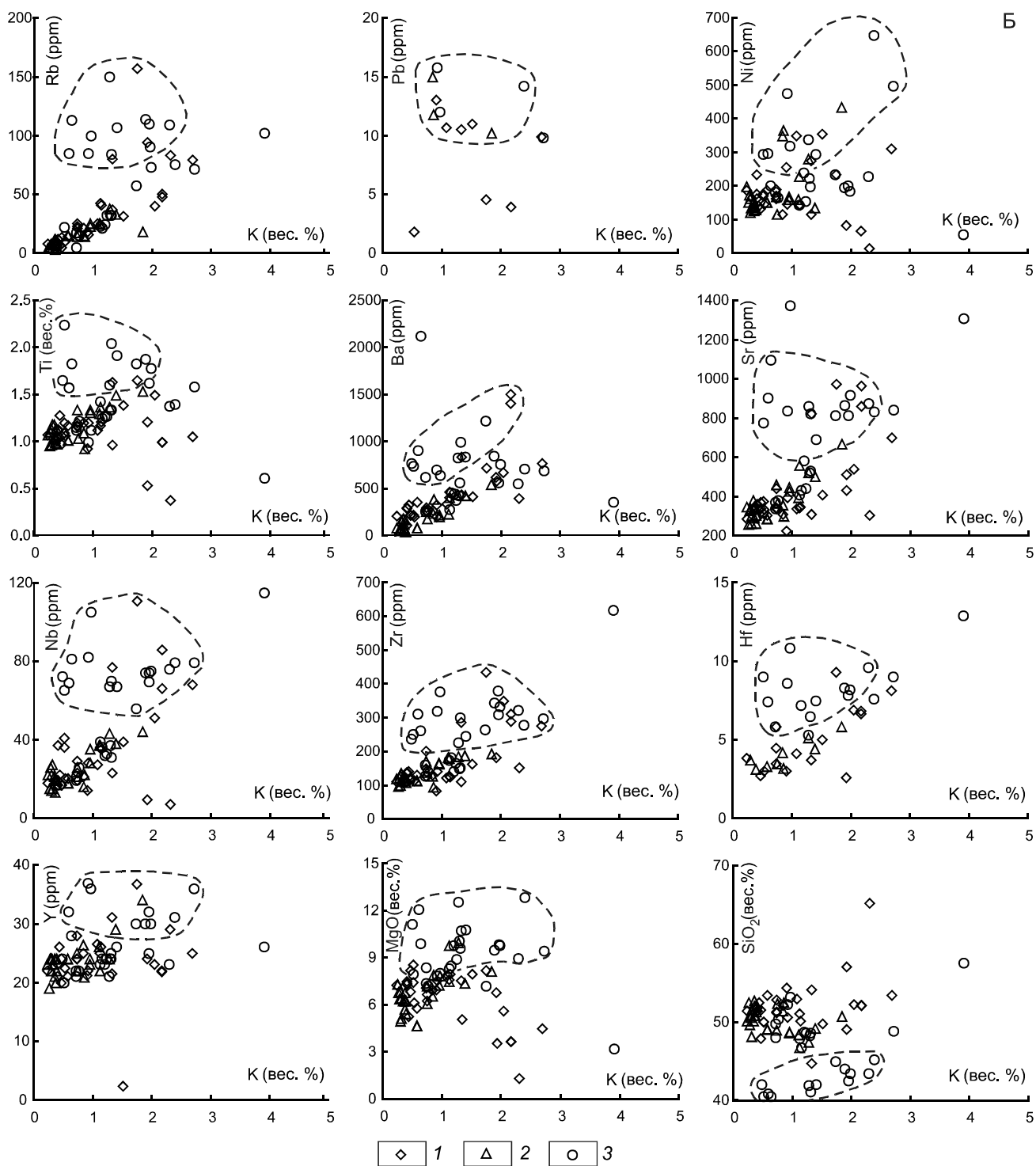


Рис. 11. (Продолжение).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные новые петрологические и изотопно-геохимические данные о составе пород шельфовой зоны Южно-Китайского моря (о-ва Тху, Ре, Хон-Жо, группы Катуик и Иль де Сандр) рассмотрены на фоне имеющегося аналитического литературного матери-

ала по вулканитам материковой части Вьетнама, базальтоидам Южно-Китайского моря, Таиланда и северной части о. Хайнань.

Хотя изученные вулканиты и относятся к различным структурным областям: континентальная окраина, шельфовая зона, окраинный морской бас-

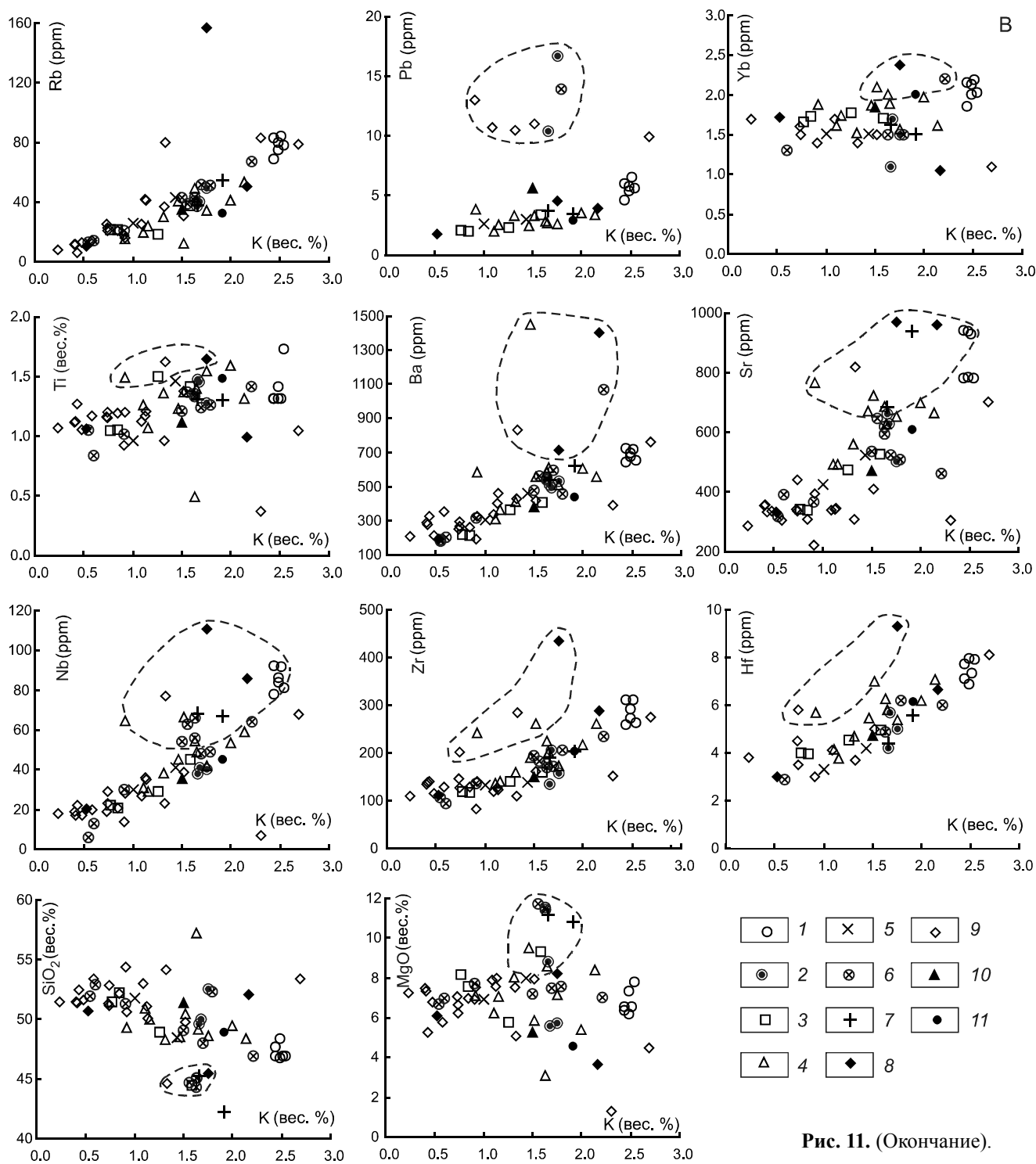


Рис. 11. (Окончание).

сейн, они связаны с проявлением однотипного рифтогенного вулканизма. Поэтому составы их исходных магматических расплавов отражают, в первую очередь, гетерогенность мантийных источников. Однотипность проявления вулканизма на территории Вьетнама и его ближайшего окружения в рассматриваемых

возрастных границах (табл. 1) исключает наличие какой-либо зональности при переходе от одного типа структур локализации к другому.

На основании оригинальных материалов с использованием моделей из работ [16, 19, 38, 42] показана ведущая роль мантийного диапиризма в ходе

эволюции вулканизма всего рассматриваемого района Индокитая. При этом щелочные серии и «щелочные» тренды изменения их составов отражают непосредственное участие астеносферного плюмового резервуара с последующим фракционированием расплавов. Толейтовые серии имеют реакционное происхождение, а «толейтовые» тренды отражают характер смещения расплавов, образующихся при плавлении литосферной мантии с расплавами плюмового резервуара. Контаминация расплавов коровым материалом проявлена ограниченно в составе единичных образцов.

Статья написана в рамках проекта РФФИ №13-05-12090 «Астеносферный диапиризм на границах континентальных и океанических литосферных плит».

Авторы выражают признательность руководству Национального центра научных исследований Вьетнама за помощь в организации и выполнении полевых работ на территории Вьетнама, а также О.Б. Селянги-ну за участие в полевых работах и обсуждение полученных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гатинский Ю.Г. Кайнозой юго-востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза (статья II) // Геология и разведка. 1980. № 7. С. 28–36.
2. Дан Ван Бат. Новейшая тектоника северной части Вьетнама // Вестн. ЛГУ. 1979. Вып. 4. № 24. С. 90–95.
3. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Нгуен Суан Хан, Шараськин А.Я. Южно-Китайское море // Петрология и геохимия островных и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 215–231.
4. Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. мир, 1999. 223 с.
5. Колосков А.В., Федоров П.И. Базальты окраинных бассейнов Азиатско-Австралийского региона в рамках концепции глубинной вихревой геодинамики // Вулканизм и геодинамика: IV Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 177–180.
6. Надежный А.М. Основные черты строения вулканической зоны в районе о-ва Ку-Лао Ре (Южно-Китайское море) по данным непрерывного сейсмического сейсмопрофилирования // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 92–96.
7. Нгуен Динь Кат. История тектонического развития Северного Вьетнама // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 30–41.
8. Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Колосков А.В. Возраст молодого вулканизма юго-востока Индокитая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 39–44.
9. Рашидов В.А. Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17–31.
10. Рашидов В.А. Геомагнитные исследования при изучении подводных вулканов островных дуг и окраинных морей западной части Тихого океана: Автореф. дис... канд. техн. наук. Петропавловск-Камчатский, 2010. 27 с.
11. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Нисилевич М.В. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 18. № 2. С. 52–72.
12. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Науч. мир, 2014. 172 с.
13. Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Восточной Азии // Петрология. 2005. Т. 13, № 4. С. 389–420.
14. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
15. Barr S.M., Macdonald A.S. Geochemistry and geochronology of Late Cenozoic Basalt of Southeast Asia: Summary // Geol. Soc. Amer. Bull. 1981. V. 92, Pt. 1. P. 508–512.
16. Campbell I.H., Griffiths R.W. Implications of mantle plume structure for the evolution of fluid basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 79–93.
17. Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y., Tu K. et al. Magmatism in the South China Basin. 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China // Chem. Geol. 1992. V. 7. P. 65–87.
18. Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and Dupal-like asthenosphere in East Asia and the West Pacific / Flower M.F.J., Chung, S.-L., Lo, C.-H., Lee, T.-Y. (Eds.) // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Am. Geophys. Union. Geodynamics, Ser. 1998. N. 27. P. 67–88.
19. Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 66–78.
20. Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4329–4351.
21. Hoang N., Flower M.F.J. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a «diffuse igneous province» // J. Petrol. 1998. V. 39. N 3. P. 369–395.
22. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–228.
23. Lebedev S., Chevrot S., Nolet G. et al. New seismic evidence for a deep mantle origin of the S. China basalts (the Hainan Plume?) and other observations in SE Asia // EOS Trans. Am. Geophys. Union. 2000. V. 81(48).
24. Lee T.-Y., Chen C.-Y., Lo C.-H et al. Preliminary results of ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of Cenozoic basalts in the Indochina region and its tectonic implications / J. Asian Earth Sci. 1998. V. 94. P. 117–128.
25. Lei J., Zhao D., Steinberger B. et al. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume // Phys. Earth Planet. Inter. 2009. V. 173. P. 33–50.
26. McBirney A.R. The Skaergaard layered series. Part VI. Excluded trace elements // J. Petrol. 2002. V. 43(3). P. 535–556.
27. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
28. Montelli R., Nolet G., Dahlen et al. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite frequency tomography // Geochim. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q11007.
29. Patte E. Description de l'île des Cendres, volcan apparu en mer

- au large de large de la cote d'Annam (1923) // Bull. Volc. Napoli. 1925. V.2. P. 162–172.
30. Phan Truong Thi, Vo Viet Van. Cenozoic magmatism of Eastern Sea (South China Sea) // VNU J. Sci. Earth Sci. 2007. V. 23. P. 43–51.
 31. Pin Yan, Deng H. Liu H. et al. The temporal and spatial distribution of volcanism in the South China Sea region // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 27. P. 647–659.
 32. Shangyue S., Qinglai F., Wenqiang Y. et al. Study on the geochemical characteristics of ocean-ridge and ocean-island volcanic rocks in the Nan-Uttaradi zone, northern Thailand // Chin. J. Geochem. 2010. V. 29. P. 175–181.
 33. Shangyue S., Qinglai F., Wenqiang Y. et al. Geochemical characteristics of island-arc volcanic rocks in the Nan-Nam Pat-Phetchabun zone, northern Thailand // Chin. J. Geochem. 2010. V. 29. P. 337–342.
 34. Tu K., Flower M. F.J., Carison R.W., Zhang M. et al. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source // Geol. 1991. V. 19. P. 567–569.
 35. Tu K., Flower M.F.J., Carison R.W., Xie G. H. et al. Magmatism in the South China Basin: I, Isotopic and trace element evidence for an endogenous Dupal mantle component // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 47–63.
 36. Wang X-Ce., Li Z-Xi., Li X-H. et. al. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic Basalts in Hainan Island, SE Asia: a consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? // J. Petrol. 2012. V. 53, N 1. P. 177–233.
 37. Wang X-Ce., Li Z-Xi., Li X-H. et al. Identification of an ancient mantle reservoir and young recycled materials in the source region of young mantle plume: Implications for potential linkages between plume and plate tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 377–378. P. 248–259
 38. West H.B., Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 211–225.
 39. Xu Yigang, Wei Jing Xian, Qin HuaNing et al. Opening and evolution of the South China Sea constrained by studies on volcanic rocks: Preliminary results and research design // Chin. Sci. Bull. 2012. V. 57. P. 3150–3164.
 40. Xuan P.T., Hoang N., Hyunkoo L. Geochemistry of Late Cenozoic basalts in Viet Nam and its tectonic significances // J. Geol. 2004. B/24. P. 65–76.
 41. Yan Q., Shi X., Wang K. et al. Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea // Sci. China Ser. D-Earth Sci. 2008. V. 51, N 4. P. 550–566.
 42. Yan Q., Shi X., Castillo P.R. The Late Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the South China Sea: a petrologic perspective // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 85. P. 178–201.
 43. Zhao D. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 335–355.
 44. Zhou P., Mukasa S.B. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis // Chem. Geol. 1997. V. 137. P. 175–193.
 45. Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Qu. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chem. Geol. 2000. V. 171. P. 33–47.
 46. Zou H., Fan Q. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle end member and the dynamics of melting beneath Hainan island // Lithos. 2010. V. 116. P. 145–152.

Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым

A.V. Koloskov, P.I. Fedorov, V.A. Rashidov

New data on products composition of the Quarternary volcanic activity in the shelf zone of NW margins of the South China Sea and the problem of asthenospheric diapirism

The paper presents new petrological and isotope-geochemical data on the rock composition from the shelf zone of the South China Sea (Thu, Cu Lao Re, and Huon Ruo islands, Catwick - Ile des Cendres group). The data were considered against the background of the available analytical literary material concerning the volcanites from the continental Vietnam, as well as basaltoids from the South China Sea, Thailand and the northern Hainan Island. Though these volcanites belong to different structural zones (continental margin, shelf zone, marginal marine basin), they are related to the similar rift volcanic activity, thus the compositions of the initial magmatic melts reflect first of all the heterogeneity of the mantle sources. Uniform volcanic activity within the studied territory excludes any zonal distribution during transition from one type of location structure to another.

West, Leeman (1987), Yan et al.(2014), and Campbell, Griffiths (1990) models were used to show the key role of mantle diapirism in volcanic activity evolution within the studied area of Indo-China. Alkali series and «alkali» trends of alteration of their compositions indicate the direct involvement of the asthenospheric plume reservoir with consequent fractionation of melts. Tholeiitic series originate from reactions while «tholeiitic» trends reveal the nature of mixture of melts, which were formed during melting of the lithospheric mantle with melts in the plume reservoir. Partial contamination of the melts with the crust material is observed in the composition of isolated samples

***Key words:* petrochemistry, geochemistry, isotopy, plume reservoir, Vietnam, the South China Sea.**