

ЭТАПЫ АКТИВИЗАЦИИ ВУЛКАНИЗМА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД МАССИВОВ ГОР АХТАНГ И КОСТИНА

А.О. Волынец¹, М.М. Певзнер², В.А. Лебедев³, Ю.В. Кушева², Ю.В. Гольцман³,
Ю.А. Костицын⁴, М.Л. Толстых⁴, А.Д. Бабанский³

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9, Россия

² Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 119334, Москва, ул. Косыгина, 19, Россия

Изучен химический и изотопный состав продуктов извержений вулканических массивов гор Ахтанг и Костина. Проанализированные породы отвечают ранее изученным вулканитам «восточной» ветви южной части Срединного хребта Камчатки. По результатам К-Аг изотопного датирования для двух массивов впервые выявлены три этапа активизации вулканизма, разделенные продолжительными (1.4 и 2.4 млн лет) периодами покоя. В массиве горы Ахтанг эруптивная активность зафиксирована 4.9—4.0, 1.9—1.7 и 0.3—0.2 млн л. н. В массиве горы Костина — около 8.0, 5.6—4.9 и около 3.5 млн л. н. При этом два ранних этапа обоих массивов характеризуются извержением пород островодужного, а поздний этап — гибридного геохимического типа. Отмечается геохимическое сходство миоплиоценовых ($N_1-N_2^1$) пород массива горы Костина с раннеплиоценовыми (N_2^1) вулканитами массива Ахтанг; а также позднеплиоценовых (N_2^2) лав первого массива со среднечетвертичными (Q_2) породами зоны наложенного моногенного вулканизма второго массива. Для массива горы Ахтанг впервые установлено, что после продолжительных периодов покоя возобновление вулканической активности сопровождалось изменением как составов изверженных пород, так и типа эруптивной активности (от излияний платоэффузивов к формированию стратовулканов и заложению зон моногенного вулканизма). Данные о возрасте и составе пород, а также некоторые морфологические особенности изученных массивов позволяют предполагать, что платоэффузивы Срединного хребта могли быть связаны с извержениями центрального типа.

Вулканизм островодужного и гибридного типов, субдукция, изотопы Sr и Nd, К-Аг датирование, геохимия, Срединный хребет, Камчатка, вулканические массивы Ахтанг и Костина

STAGES OF VOLCANIC ACTIVITY ON THE SOUTHEASTERN FLANK OF THE SREDINNY RANGE (Kamchatka): AGE, GEOCHEMISTRY, AND ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF VOLCANIC ROCKS OF THE AKHTANG AND KOSTINA MOUNTAIN MASSIFS

A.O. Volynets, M.M. Pevzner, V.A. Lebedev, Yu.V. Kushcheva, Yu.V. Gol'tsman, Yu.A. Kostitsin, M.L. Tolstykh, and A.D. Babansky

We report the chemical and isotopic compositions of volcanic rocks of the Akhtang and Kostina mountain massifs in the Sredinny Range, Kamchatka. The analyzed rocks are similar in composition to the earlier studied volcanics on the eastern flank of the southern part of the Sredinny Range. Results of K–Ar isotope dating reveal three stages of volcanic activity in the two massifs. These stages are divided by long (1.4 and 2.4 Ma) periods of quiescence. In the Akhtang massif, the eruptive activity was at 4.9–4.0, 1.9–1.7, and 0.3–0.2 Ma, and in the Kostina massif, at ~8.0, 5.6–4.9, and ~3.5 Ma. Two early stages of both massifs are characterized by the eruption of island arc type rocks, and the late stage, by the eruption of rocks of hybrid geochemical type. The Mio-Pliocene ($N_1-N_2^1$) rocks of the Mt. Kostina massif are similar in geochemical features to the early Pliocene (N_2^1) rocks of the Akhtang massif, and the late Pliocene (N_2^2) lavas of the former massif are similar to the middle Quaternary (Q_2) rocks of the superimposed monogenetic volcanism zone of the latter massif. For the Akhtang massif it has been first discovered that the volcanic reactivation after the long quiescence periods was accompanied by a change in the composition of rocks and in the type of eruptive activity (from the eruption of plateau-effusive rocks to the formation of stratovolcano and monogenetic volcanism zones). The obtained data on the age and composition of rocks as well as some morphological features of the studied massifs suggest that the plateau-effusive rocks of the Sredinny Range might be related to central-type eruptions.

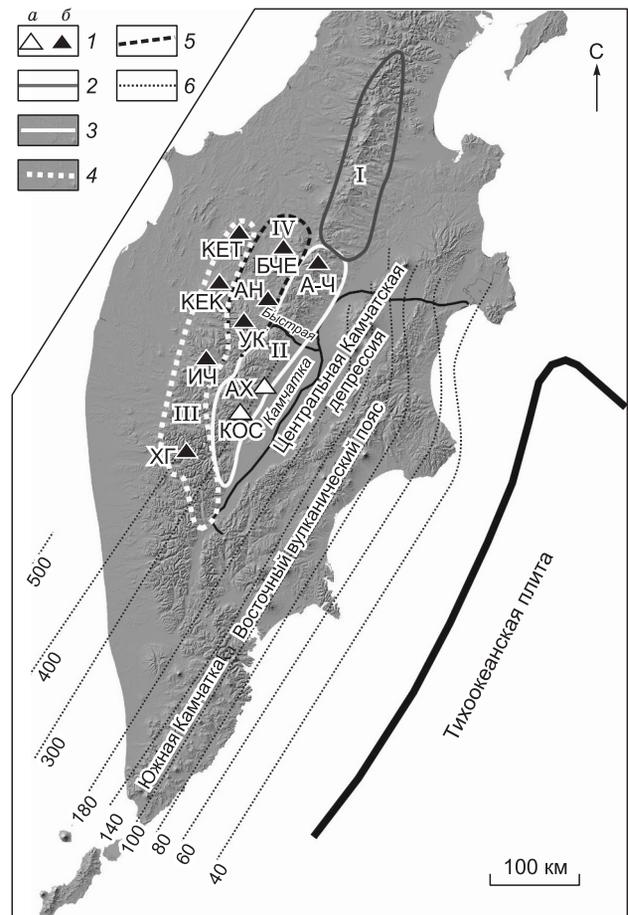
Island arc and hybrid volcanism, subduction, Sr and Nd isotopes, K–Ar dating, geochemistry, Sredinny Range, Kamchatka, Akhtang and Kostina volcanic massifs

ВВЕДЕНИЕ

Срединный хребет (СХ) — один из наименее изученных вулканических районов Камчатки. Большинство исследователей склоняются к тому, что в допозднемиоценовое время вулканизм СХ был обусловлен субдукцией Тихоокеанской плиты, при этом глубоководный желоб располагался на 200 км западнее современного положения [Леглер, 1977; Константиновская, 1999; Шапиро, Ландер, 2003; Авдейко и др., 2006; и др.]. В позднем миоцене—плиоцене в результате аккреции Кроноцкой дуги субдукция под СХ была заблокирована [Леглер, 1977; Шапиро, Ландер, 2003; и др.]. У восточных берегов Камчатки образовалась новая зона погружения Тихоокеанской плиты, с которой связана современная вулканическая активность в Восточном вулканическом поясе и Центральной Камчатской депрессии. Причины проявления плиоцен-четвертичной активности в СХ до сих пор остаются дискуссионными [Волынец, 1993; Volynets, 1994; Tatsumi et al., 1995; Churikova et al., 2001; Авдейко и др., 2002, 2006; Перепелов и др., 2006; Плечов, 2008; Авдейко, Палуева, 2009; Volynets et al., 2010; Колосков и др., 2013; Перепелов, 2014; Некрылов и др., 2015; Волынец и др., 2018; Некрылов и др., 2018; и др.]. В структурном плане СХ отчетливо разделяется на две части: северную и южную (рис. 1). Северная часть СХ представляет собой узкий хребет СВ простираения. Южная часть имеет значительно более сложное строение. В ее пределах можно выделить два или даже три элемента: 1) «восточную» ветвь СВ простираения (Козыревский и Быстринский хребты), являющуюся структурным продолжением северной части хребта; 2) «западную» ветвь, которая веерообразно расходится от Срединно-метаморфического массива в ССВ направлении и маркируется крупными вулканическими массивами¹ — Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Кетепана. Между «восточной» и «западной» ветвями расположены Анаунский дол, вулканические массивы Уксичан и Бол. Чекчебонай. Они, возможно, трассируют промежуточную, «центральную» (3), ветвь южной части СХ. Правомочность выделения этих ареалов подтверждается геохимическими исследованиями [Волынец и др., 2018]. В северной части СХ в миоплиоцене извергались породы с типично островодужным распределением микроэлементов, которые в четвертичное время сменились вулканитами гибридного типа с высокой долей обогащения [Volynets et al., 2010] (гибридными мы называем породы, сочетающие признаки островодужного и внутриплитного происхождения (одновременно повышенные концентрации HFSE и LILE); степень обогащения относительно MORB определяется концентрациями HFSE [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010]). В «восточной» ветви южной части

Рис. 1. Карта-схема Срединного хребта Камчатки с местоположением объектов исследования.

I — вулканические массивы (a — объекты настоящего исследования, б — упоминаемые в статье): КОС — гора Костина; АХ — Ахтанг; А-Ч — Алней-Чашаконджа; ХГ — Хангар; ИЧ — Ичинский; КЕК — Кекукнайский; КЕТ — Бол. Кетепана; УК — Уксичан; АН — Анаунский дол; БЧЕ — Бол. Чекчебонай; 2—5: условное деление Срединного хребта: 2 — северная часть (I); 3—5 — южная часть: 3 — «восточная» ветвь (II); 4 — «западная» ветвь (III); 5 — «центральная» ветвь (IV) [Волынец и др., 2018]; б — глубины (км) до кровли погружающейся Тихоокеанской плиты, по [Gorbatov et al., 1997]. Северная часть и «восточная» ветвь южной части (I и II) представляют собой главный водораздел Срединного хребта. Жирная черная линия показывает положение глубоководного желоба Курило-Камчатской зоны субдукции.



¹ Понятие вулканический массив относится к группе близрасположенных построек, сложенных вулканитами разного геохимического типа, образованными в разное время. Единичный массив может включать в себя разнообразные структурные элементы: платоэффузивы, стратовулкан, наложенную зону моногенных шлаковых конусов, кальдеру и т.п. Название массива соответствует главной вершине рассматриваемого комплекса вулканических образований. Таким образом, массив — это группа разновозрастных вулканов, компактно расположенных на одной площади.

СХ редкие пока находки пород с подтвержденным миоценовым возрастом также характеризуются островодужным типом распределения микроэлементов, а в плиоцен-четвертичное время наблюдаются близкие в пространстве и времени извержения пород как островодужного, так и гибридного типа с высокой долей обогащения [Волынец и др., 2018]. В «западной» же ветви южной части СХ, начиная с позднего миоцена, обнаружены только гибридные породы [Певзнер и др., 2017; Волынец и др., 2018]. Плиоцен-четвертичные вулканы «центральной» ветви (Анаунский дол, Уксичан и Бол. Чекчебонай) по геохимическим признакам тяготеют к породам «восточной» ветви южной части СХ [Волынец и др., 2018]. По данным [Gorbatov et al., 1997], под вулканами «восточной» ветви южной части СХ вплоть до широты р. Быстрая кровля погружающейся Тихоокеанской плиты располагается на глубине около 300 км (см. рис. 1); в «западной» ветви зона Беньюффа фиксируется под влк. Хангар на глубине 400 км и не прослеживается далее на север.

Гора Ахтанг (55.426609° с.ш., 158.653977° в.д., 1954.6 м, см. рис. 1) — крупнейшая вершина Козыревского хребта в «восточной» ветви южной части СХ. Вулкан расположен на водоразделе рек Сухарики и Караковая. Зона моногенного вулканизма пересекает его склоны и подножие в северо-восточном направлении. Единичные данные о составе пород этого района были опубликованы в работе [Churikova et al., 2001] и в объяснительной записке к государственной геологической карте [Государственная..., 2008], систематических работ по изучению вещественного состава пород здесь не проводилось. Согласно данным геологической карты, платоэффузивы основания массива образованы в ранне-, а сам стратовулкан в позднечетвертичное время, зона наложенного моногенного вулканизма отнесена к голоцену [Государственная..., 2008]. Сходные оценки возраста приводятся в [Огородов и др., 1972]: влк. Ахтанг был образован в позднечетвертичное время, а моногенная зона — в голоцене.

Гора Костина (55.153224° с.ш., 158.110016° в.д., 1752.5 м, см. рис. 1) расположена в «восточной» ветви южной части СХ в 45 км к юго-западу от вершины горы Ахтанг на водоразделе рек Балхач и Лев. Кирганик и представляет собой сильно разрушенный вулкан, сложенный преимущественно лавами. Данные о возрасте (плиоцен) и составе пород приведены только в объяснительной записке к государственной геологической карте [Государственная..., 2009]. В массив горы Костина мы включаем рядом расположенные вулканы гор Загадка и Кубинская.

Гора Загадка (55.158405° с.ш., 158.276026° в.д., 1583.1 м) находится в 11 км к востоку от горы Костина на водоразделе рек Балхач и Мал. Кимитина. Представляет собой сильноэродированную пологонаклонную платообразную поверхность, сложенную лавами. Согласно [Государственная..., 2009], обсуждаемые вулканы сформировались в раннечетвертичное время и с несогласием залегают на среднемиоценовых породах.

Гора Кубинская (55.070823° с.ш., 158.216478° в.д., 1229.0 м) расположена в 11 км к ЮВ от горы Костина в верховьях р. Мал. Кимитина. Гора представляет собой вытянутый в ЮВ направлении останец с платообразной поверхностью. По данным [Государственная..., 2009], возраст горы Кубинская эоплейстоценовый.

Цель нашего исследования состояла в изучении эволюции магматизма и определении возраста формирования различных объектов, входящих в состав двух вулканических массивов — Ахтанг и Костина. Для достижения поставленной цели было выполнено геолого-геоморфологическое картирование с дешифрированием крупномасштабных аэрофотоснимков (АФС), что позволило наметить несколько структурных элементов, предположительно сформировавшихся в разное время. В процессе полевых работ было проведено опробование вулканических пород, что позволило впоследствии получить представительные данные как по вещественному составу, так и по изотопному К-Аг возрасту пород двух вулканических массивов юго-восточного фланга Срединного хребта Камчатки.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание главных петрогенных и некоторых микроэлементов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Pb) определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании PANalytical, и в ЦКП «ИГЕМ-аналитика» ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Для анализа породообразующих элементов изготавливали стеклообразные диски путем индукционного плавления прокаленного материала проб с боратами лития при температуре 1200 °С. Для выполнения анализа микроэлементов препараты изготавливали методом холодного прессования сухого вещества пробы с добавлением пластикового наполнителя в форму таблетки диаметром 32 мм. Погрешности измерения составили 1—5 % для элементов с концентрациями более 0.5 мас. % и до 12 % для элементов с концентрациями менее 0.5 мас. %.

Также концентрации вышеперечисленных и других микроэлементов определены методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой X-7 (Thermo Elemental,

США) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (ИПТМ РАН), аналитик В.К. Карандашев. Пробоподготовка проводилась по стандартной процедуре, описанной в работе [Karandashev et al., 2008]. Контроль качества исполнения осуществлен путем анализа международных стандартов BHVO-2, BIR-1, AGV-2, GSP-2 и набора российских стандартов в одной серии с образцами [Карандашев и др., 2016; Jochum et al., 2016]. Погрешность анализа для большинства микроэлементов составила порядка 7 %.

Для представительных образцов пород были определены изотопные отношения Sr и Nd. Измерения проводились в лабораториях изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН (г. Москва). Выделение Nd и Sr выполнено по стандартной методике после разложения образцов в смеси HF + HNO₃ методом колоночной хроматографии. В ГЕОХИ РАН изотопный анализ проводили на масс-спектрометре Triton TI. В период проведения работы результаты анализа изотопных стандартов JNd1 и SRM-987 оказались 0.512108 ± 16 и 0.710236 ± 12 . Все обсуждаемые в статье погрешности отвечают 2σ. В ИГЕМ РАН изучение изотопного состава Sr и Nd в породах проводилось на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Правильность масс-спектрометрических измерений изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr (SRM-987) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd «Nd-IGEM», калиброванного относительно международного стандарта La Jolla. Погрешность измеренных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd не превышает 0.003 %. Для изотопных отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd погрешности находятся на уровне 1.0 и 0.2 % соответственно (2σ). Используемая методика изложена в работе [Чернышев и др., 2012].

Определение содержания радиогенного аргона в образцах массива Ахтанг, гор Костина и Кубинская проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Ar; определение калия — методом пламенной спектрофотометрии [Лебедев и др., 2010]. Для анализов использованы основные массы пород, выделенные из лав. Измерение содержания радиогенного аргона в породах горы Загадка и руч. Угловой проводилось в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН по валовым пробам из навесок 160—190 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления. Плавление проб происходило при температуре 1600—1800 °С. Чистота трассера — моноизотопа ³⁸Ar — составляла 97.5 %. Доля воздушного аргона была в пределах 60—90%. Концентрация калия измерялась на атомном абсорбере ААС-3 в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН аналитиком И.В. Кисловой с погрешностью менее 1 %. В обеих лабораториях для расчета возраста использовались константы $\lambda_c = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-4}$ [Steiger, Jager, 1977].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания главных петрогенных оксидов и микроэлементов в изученных породах и координаты отобранных образцов представлены в дополнительных материалах (http://sibran.ru/journals/supp_materials.xlsx).

Возраст вулканических пород. Массив горы Ахтанг. В результате дешифрирования крупномасштабных АФС в пределах массива Ахтанг были выделены несколько групп вулканитов, заметно отличающихся друг от друга по степени сохранности. Самая сильная денудированность (интенсивное расчленение, крутые обрывы, отсутствие первичного вулканического рельефа) характерна для платоэффузивов, представляющих собой пологонаклонные выровненные поверхности. Они слагают основание массива и лучше всего сохранились на его восточном подножии (рис. 2). На поверхности плато расположены несколько небольших центров плохой сохранности, сложенных преимущественно лавами, которые нам не удалось опробовать. Стратовулкан Ахтанг (1954.6 м) — главная вершина массива — был сформирован уже на поверхности плато; на его склонах видны редуцированные фрагменты первичного рельефа, а северный сектор постройки сильно разрушен. В обвальных цирках, открытых к северу, видно, что их северо-восточная часть занята отложениями обвалов и морен с характерным холмисто-западным и бугристым рельефом, а в северо-западной расположен крупный лавовый центр с максимальной высотой около 1500 м. Этот центр также заметно разрушен и осложнен многочисленными обвальными цирками, а долины секущих его ручьев частично выполнены обвально-осыпными отложениями. Самая лучшая морфологическая сохранность типична для многочисленных шлаколавовых (шлаколавовых) конусов и сопряженных с ними лавовых потоков. У многих конусов сохранились кратерные воронки, а на лавовых потоках иногда видны фрагменты продольных и поперечных валов течения. Конусы образуют зону, секущую массив в северо-восточном направлении от правобережья Караковой до правобережья Сухариков.

Нами проведено К-Аг изотопное датирование лав по вулканитам, различающихся типом эруптивной активности, морфологическим обликом и степенью разрушенности (таблица). В таблице видно, что

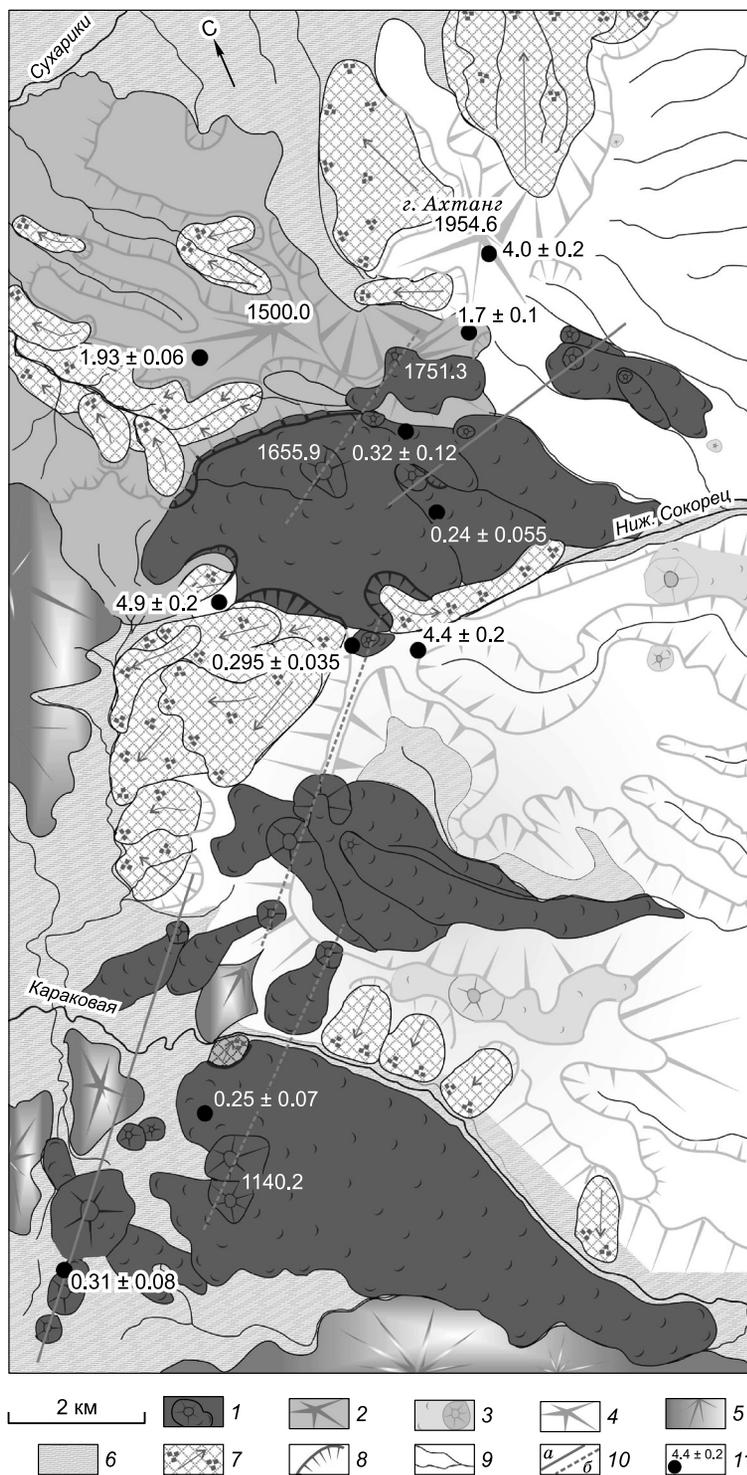


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема вулканического массива Ахтанг.

1 — среднеплейстоценовые вулканы, в том числе шлаковые и шлаколавовые конусы и связанные с ними лавовые потоки; 2 — раннеплейстоценовые вулканы, звезда показывает вершину сохранившейся постройки; 3 — шлаковые конусы и лавовые потоки неизвестного возраста на неразделенных плиоценовых породах; 4 — плиоценовые вулканы, звезда показывает главную вершину сохранившейся постройки; 5 — породы неогенового возраста нерасчлененные; 6 — современные аллювиально-болотные и вулканогенно-пролювиальные отложения; 7 — обвалы и морены разного возраста, стрелкой показано направление обрушений; 8 — обрывы и откосы; 9 — современные реки; 10 — предполагаемое положение линейных зон растяжения, с которыми связаны цепочки моноклиновых центров с породами: *a* — островодужного, *б* — гибридного геохимического типа; 11 — места отбора проб и значение К-Аг возраста (млн лет) согласно таблице.

полученные результаты разделились на три довольно компактные возрастные группы: раннеплиоценовую (далее плиоценовую), ранне- и среднечетвертичную. Принадлежность прочих (недатированных) вулканитов массива к установленным возрастным группам определялась с учетом их морфологических характеристик, а также по результатам сравнения макро- и микроэлементного состава пород с образцами, для которых были получены значения изотопного возраста. Проведенные исследования позволили выделить в истории геологического развития массива Ахтанг три этапа вулканической активности, а также впервые документально подтвердить наличие разделяющих их периодов покоя.

Зафиксированное начало активности (этап I, N_2) датируется ранним плиоценом (4.9—4.0 млн л. н., см. таблицу). Весьма вероятно, выделенный этап состоит из двух последовательных стадий. На ранней стадии (4.9—4.3 млн л. н.) происходили извержения с излиянием платоэффузивов, которые в настоящее время широко представлены на востоке и в меньшей степени на западе массива. На завершающей стадии (около 4 млн л. н.) был образован стратовулкан Ахтанг (1954.6 м) (см. рис. 2).

После перерыва длительностью около 2 млн лет начался второй этап активизации (этап II, Q_1) — раннеплейстоценовый (1.9—1.7 млн л. н., см. таблицу). На этом этапе сначала в ЗСЗ секторе массива в крупном обвальном цирке плиоценовой постройки образовался лавовый вулкан (~1500 м), а на завершающей стадии — относительно небольшой лавовый центр (1751.3 м) на ЮЗ подножии стратовулкана Ахтанг (см. рис. 2).

Третий этап активизации (этап III, Q_2), среднеплейстоценовый (0.3—0.2 млн л. н., см. таблицу), начался после перерыва продолжительностью около 1.5 млн лет. В это время были сформированы мно-

Результаты К-Аг датирования вулканических пород массивов гор Ахтанг и Костина

№ образца		с.ш.	в.д.	Высота, м	Калий ± σ, %	⁴⁰ Аг _{рад} ± σ, нг/г	⁴⁰ Аг _{возд} в образце, %	Возраст, ± 2σ, млн лет	Этап
лабораторный	авторский	град.							
Массив горы Ахтанг									
16152*	АХ-1302	55.40142	158.61640	1545	0.845 ± 0.015	0.0139 ± 0.0017	97.9	0.24 ± 0.055	Q ₂ (III)
16147*	АХ-1353	55.33468	158.50612	1069	1.35 ± 0.02	0.023 ± 0.003	98.2	0.25 ± 0.07	
16150*	АХ-1343	55.38068	158.57943	1501	1.17 ± 0.02	0.0238 ± 0.0013	88.9	0.295 ± 0.035	
16151*	КАР-1301	55.33071	158.46967	1041	1.06 ± 0.02	0.023 ± 0.003	98.1	0.31 ± 0.08	
16149*	АХ-1337	55.40611	158.62728	1449	1.18 ± 0.02	0.026 ± 0.005	98.6	0.32 ± 0.12	
16203*	АХ-1326	55.41962	158.63843	1574	1.15 ± 0.02	0.133 ± 0.002	79.3	1.70 ± 0.10	Q ₁ (II)
16148*	АХ-1329	55.42268	158.59192	1224	1.37 ± 0.02	0.1832 ± 0.0013	56.2	1.93 ± 0.06	
16202*	АХ-1322	55.42738	158.65350	1946	0.88 ± 0.015	0.244 ± 0.003	81.2	4.0 ± 0.20	N ₂ (I)
16154*	АХ-1304	55.37947	158.61380	1281	0.732 ± 0.015	0.226 ± 0.002	47.6	4.4 ± 0.20	
16153*	АХ-1340	55.40279	158.56986	1376	1.04 ± 0.02	0.352 ± 0.002	61.1	4.9 ± 0.20	
Массив горы Костина									
16283*	MILK-0917	55.13255	158.16315	1261	1.84 ± 0.02	0.434 ± 0.002	16.8	3.40 ± 0.08	N ₂ (C)
16282*	MILK-0903	55.08162	158.22373	862	1.33 ± 0.02	0.320 ± 0.003	47.6	3.47 ± 0.12	
—	Z-142	55.15272	158.22576	980, обвал	—	—	—	4.90 ± 0.20	N ₁₋₂ (B)
21**	MILK-0914	55.12041	158.25803	1213	0.59 ± 0.005	0.0656 ± 0.003	67.0	5.10 ± 0.08	
20**	MILK-0913	55.12224	158.25807	1182	0.65 ± 0.005	0.079 ± 0.004	71.4	5.59 ± 0.30	
19**	MILK-0911	55.12475	158.25435	1022, обвал	0.87 ± 0.005	0.107 ± 0.005	60.0	5.63 ± 0.09	
65**	MILK-0912	55.12325	158.25569	1079	0.50 ± 0.005	0.0874 ± 0.006	83.5	8.00 ± 0.35	N ₁ (A)
руч. Угловой									
64**	MILK-0909	55.12607	158.23836	728	0.94 ± 0.006	0.513 ± 0.004	41.8	24.9 ± 0.90	P ₃

Примечание. Обр. Z-142 – по [Государственная ..., 2009]. Прочерк — данные отсутствуют.

*К-Аг датирование выполнено в ИГЕМ РАН.

** К-Аг датирование выполнено в ГИН РАН.

гочисленные моногенные центры, образовавшие несколько цепочек, секущих массив преимущественно в СВ направлении, в том числе появилась и третья ЮЗ вершина массива ($h = 1655.9$ м). Предположительно этап III может состоять из двух или даже трех последовательных эпизодов, когда образовывались существенно лавовые или существенно пирокластические образования (шлаковые конусы).

По результатам тефрохронологических исследований вулканизм голоценового времени в массиве Ахтанг не зафиксирован [Певзнер, 2015].

На основании полученных изотопных и петролого-геохимических данных нами была составлена уточненная геологическая карта вулканического массива Ахтанг (см. рис. 2).

Массив горы Костина. В этот массив мы объединили три относительно изолированные, но близко расположенные морфологические единицы (рис. 3, А). 1. Гора Загадка (1583.1 м) представляет собой крупный фрагмент (10×15 км) сильно разрушенной вулканической постройки, большая часть которой в настоящее время представлена лавовыми гребнями с довольно крутыми склонами (см. рис. 3, Б). Самая лучшая сохранность характерна для южных отрогов, где наблюдаются значительные по площади участки бронирующих слоев платоэффузивов (см. рис. 3, А). Поверхность этих плато лишена первичного вулканического рельефа и полого наклонена к югу. Лавы, расположенные на высотах более 1300 м, имеют выраженные следы ледниковой обработки. На подножии горы большое количество крупных разновозрастных обвалов, вероятно, в сочетании с древними моренами. 2. Гора Кубинская (1229 м) — это небольшой останец плато (3×5 км), вытянутый с северо-запада на юго-восток. По-видимому, это фрагмент какого-то сильно разрушенного моногенного центра. Юго-западный склон горы относительно крутой, вероятно, когда-то здесь произошел крупный обвал. Во всех остальных секторах постройки наблюдается последовательное понижение кровли лав от главной вершины к СЗ, ССВ, ЮВ. От вершины горы преимущественно в северо-восточном направлении веерообразно расположены фрагменты лавовых гряд — остатки первичного вулканического рельефа. 3. Гора Костина (1752.5 м) — главная вершина массива — крупный (не менее 13 км в поперечнике) сильноэродированный вулкан, сложенный

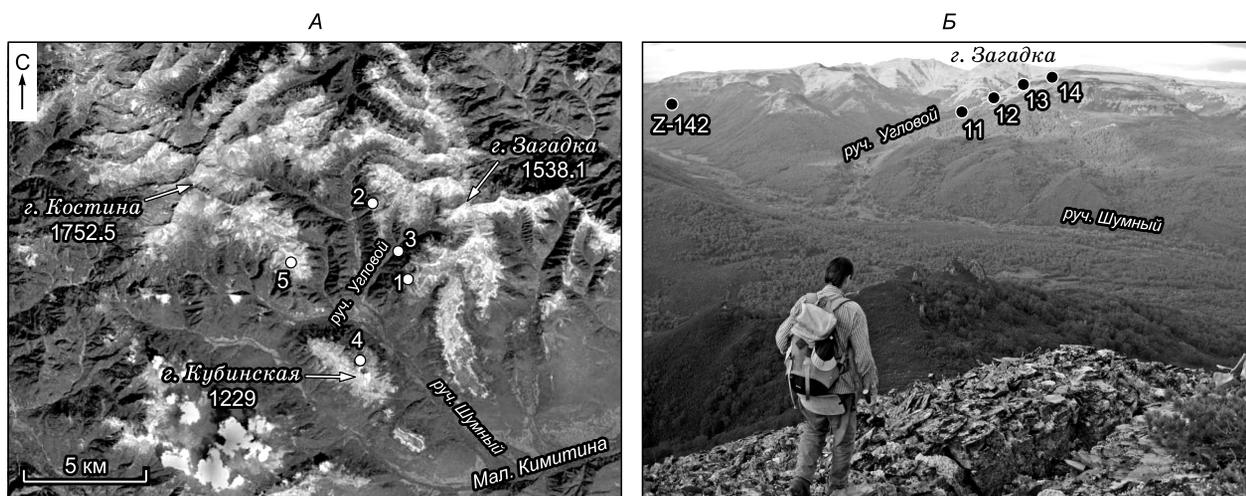


Рис. 3. Массив горы Костина.

А — расположение объектов исследования: 1—5 — места отбора проб на изотопное датирование: 1, 2 — лавы горы Загадка: 1 — образцы MILK-0911, -0912, -0913, -0914; 2 — обр. Z-142, по [Государственная..., 2009], 3 — субвулканическое тело в долине руч. Угловой, MILK-0909; 4, 5 — бронирующие лавы: 4 — гора Кубинская (MILK-0903), 5 — гора Костина (MILK-0917); *б* — вид на гору Загадка с юго-запада, с вершины горы Кубинская. Фото М.Л. Толстых. Точками показаны места отбора проб (MILK-0911, -0912, -0913, -0914 и Z-142) на изотопное датирование (см. таблицу).

преимущественно лавами. Вершина прекрасно читается в рельефе — от нее расходятся острые лавовые гребни с крутыми обрывами. Обвальные цирки заполнены отложениями разновозрастных обвалов и морен. Лавы завершающей фазы активности лучше всего сохранились в СВ и ЮВ секторах постройки и прослеживаются минимум на 6—7 км от вершины. Сохранившиеся фрагменты бронирующих лав на высотах более 1300 м имеют крутые уклоны, их поверхность испещрена продольными бороздами, которые можно интерпретировать как следы экзарационной деятельности ледника. Наиболее удаленные лавы ЮВ сектора образуют платообразную поверхность на высотах 1200—1300 м; морфологически она практически неотличима от плато гор Кубинская и Загадка.

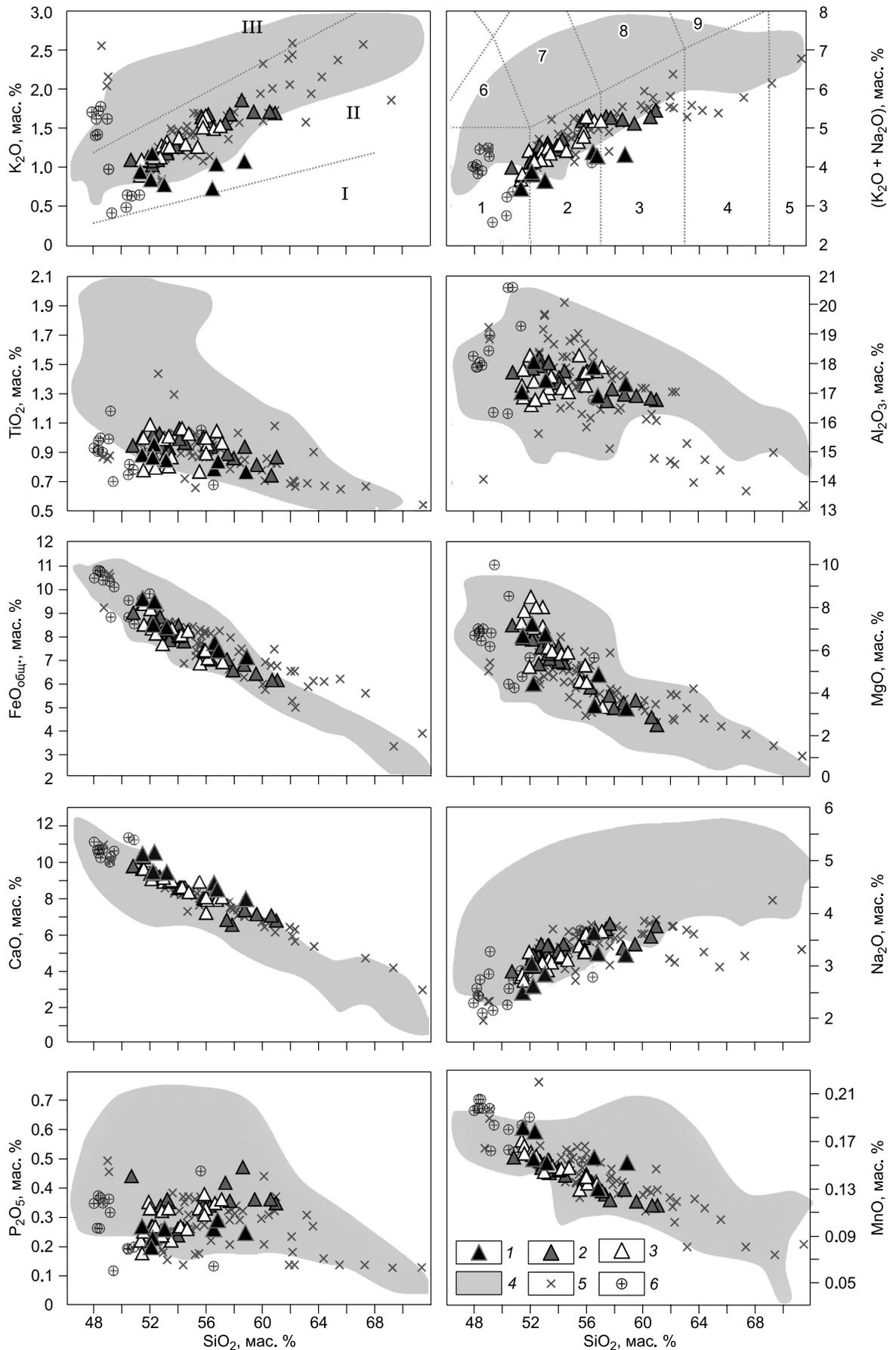
Для определения изотопного возраста платоэффузивов было проведено опробование лавового разреза плато горы Загадка (см. рис. 3, *Б*), а также бронирующих лав гор Костина и Кубинская. Кроме того, была предпринята попытка датировать породы, слагающие фундамент массива. По собранной коллекции получена серия К-Аг дат (см. таблицу).

Лава субвулканического тела в долине руч. Угловой, относящаяся к породам фундамента массива, была образована в позднем олигоцене около 25 млн л. н. Наверное, располагая всего одним таким образом, было бы преждевременно делать какие-то интерпретации о самых ранних этапах формирования вулканического пояса СХ.

Наиболее древние даты для эффузивов получены по лавам горы Загадка (8.0—5.1 млн л. н.). По [Государственная..., 2009], для западных отрогов горы имеется К-Аг дата 4.9 ± 0.2 млн лет (обвал кровли плато), которая хорошо согласуется с нашими данными о раннеплиоценовом возрасте бронирующих лав горы Загадка. Обращает на себя внимание период покоя продолжительностью около 2.4 млн лет, разделяющий эффузивы с 8- и 5-миллионными возрастными. Полученные даты также позволяют оценить продолжительность этапа активизации вулканизма на границе миоцена—плиоцена интервалом около 0.7 млн лет.

Рис. 4. Диаграммы Харкера для пород вулканического массива горы Ахтанг.

Дискриминационные линии на диаграммах K_2O-SiO_2 , $(K_2O + Na_2O)-SiO_2$, по [A classification..., 1989]; поля на диаграмме K_2O-SiO_2 : I — низко-К породы, II — умеренно-К породы, III — высоко-К породы; на диаграмме $(K_2O + Na_2O)-SiO_2$: 1 — базальты, 2 — андезибазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риодациты, 6 — трахибазальты, 7 — трахиандезибазальты, 8 — трахиандезиты, 9 — трахидациты. Породы: 1—3 — трех этапов вулканической активности: 1 — I (4.9—4.0 млн л. н.), 2 — II (1.9—1.7 млн л. н.), 3 — III (0.3—0.2 млн л. н.), 4 — «западной» ветви южной части СХ ([Волынец и др., 2018] и неопубликованные данные авторов) и четвертичные породы северной части СХ [Volynets et al., 2010]; 5 — «восточной» ветви южной части СХ (кроме массивов гор Ахтанг и Костина) и Анаунского дола ([Волынец и др., 2018] и неопубликованные данные авторов); 6 — северной части СХ, неоген [Volynets et al., 2010].



Близкие значения возраста получены при датировании бронирующих лав гор Кубинская (3.47 ± 0.12 млн лет) и Костина (3.40 ± 0.08 млн лет), что позволяет отнести эти вулканические центры к позднеплиоценовому этапу активности массива (см. таблицу). При этом продолжительность периода покоя, разделявшего ранне- и позднеплиоценовый этапы, составляет около 1.4 млн лет. Примечательно, что более молодые центры массива (гора Кубинская, а в особенности гора Костина) расположены существенно западнее, нежели более древний центр (гора Загадка).

Таким образом, для массива горы Костина также можно выделить три этапа вулканической активности, разделенных продолжительными периодами покоя: А — позднемиоценовый (N_1), В — границы миоцена—плиоцена (N_{1-2}), С — позднеплиоценовый (N_2).

Геохимия вулканических пород. Массив горы Ахтанг. Все проанализированные вулканические породы принадлежат к умеренно-калиевой известково-щелочной серии и представлены рядом от базальтов до андезитов. В целом породы массива отвечают по составу изученным ранее вулканитам «восточной» ветви южной части Срединного хребта [Волынец и др., 2018]. В сравнении с породами «западной» ветви и четвертичными лавами северной части СХ они содержат меньше TiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , имеют несколько повышенные концентрации CaO (рис. 4) и более высокую магнезиальность ($Mg\#$). Породы всех трех выделенных этапов активизации в целом близки по содержанию главных петрогенных оксидов, при этом большинство опробованных лав плиоценового этапа (I) характеризуется пониженными концентрациями K_2O и более высоким отношением Na_2O/K_2O , чем у вулканитов четвертичного возраста (этапы II и III). Породы I этапа по содержанию главных петрогенных оксидов разделяются на две группы. Платоэффузивы ранней стадии имеют более кислый состав и относятся к андезибазальтам и андезитам ($SiO_2 = 55.81\text{—}58.11$ мас. %), тогда как породы стратовулкана Ахтанг, образовавшиеся на завершающей стадии плиоценового этапа, отвечают по составу базальтам—андезибазальтам ($SiO_2 = 50.7\text{—}52.38$ мас. %).

Раннеплейстоценовые породы (II этап) являются несколько более щелочными, им свойственны максимальные вариации кремнекислотности среди всех изученных вулканитов массива Ахтанг, а самые молодые, среднеплейстоценовые (III этап) базальты и андезибазальты отличаются наибольшей магнезиальностью. Вместе с тем описанные вариации составов невелики и за редкими исключениями могут быть объединены в тренды фракционирования (см. рис. 4).

В серии представительных образцов каждого этапа были измерены содержания микроэлементов. Для пород плиоцена (рис. 5, А) характерны типично островодужные спектры распределения микроэлементов: сильно пониженные содержания Nb, Ta, Hf, Zr и REE и повышенные отношения LILE/HFSE. В лавах андезибазальтового и андезитового состава отмечаются несколько более высокие содержания REE по сравнению с базальтами этого же этапа, при этом разница в содержании тяжелых элементов существенно больше, чем легких. По характеру распределения микроэлементов изученные породы I эта-

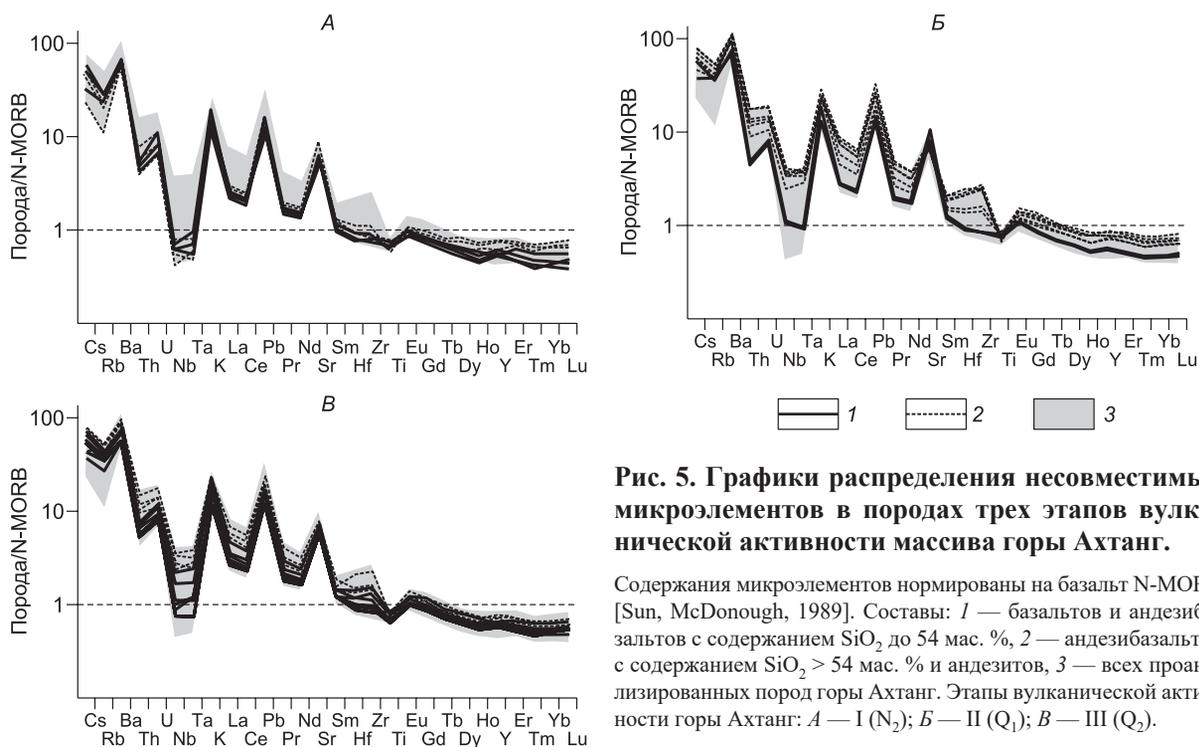


Рис. 5. Графики распределения несовместимых микроэлементов в породах трех этапов вулканической активности массива горы Ахтанг.

Содержания микроэлементов нормированы на базальт N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Составы: 1 — базальтов и андезибазальтов с содержанием SiO_2 до 54 мас. %, 2 — андезибазальтов с содержанием $SiO_2 > 54$ мас. % и андезитов, 3 — всех проанализированных пород горы Ахтанг. Этапы вулканической активности горы Ахтанг: А — I (N_2); Б — II (Q_1); В — III (Q_2).

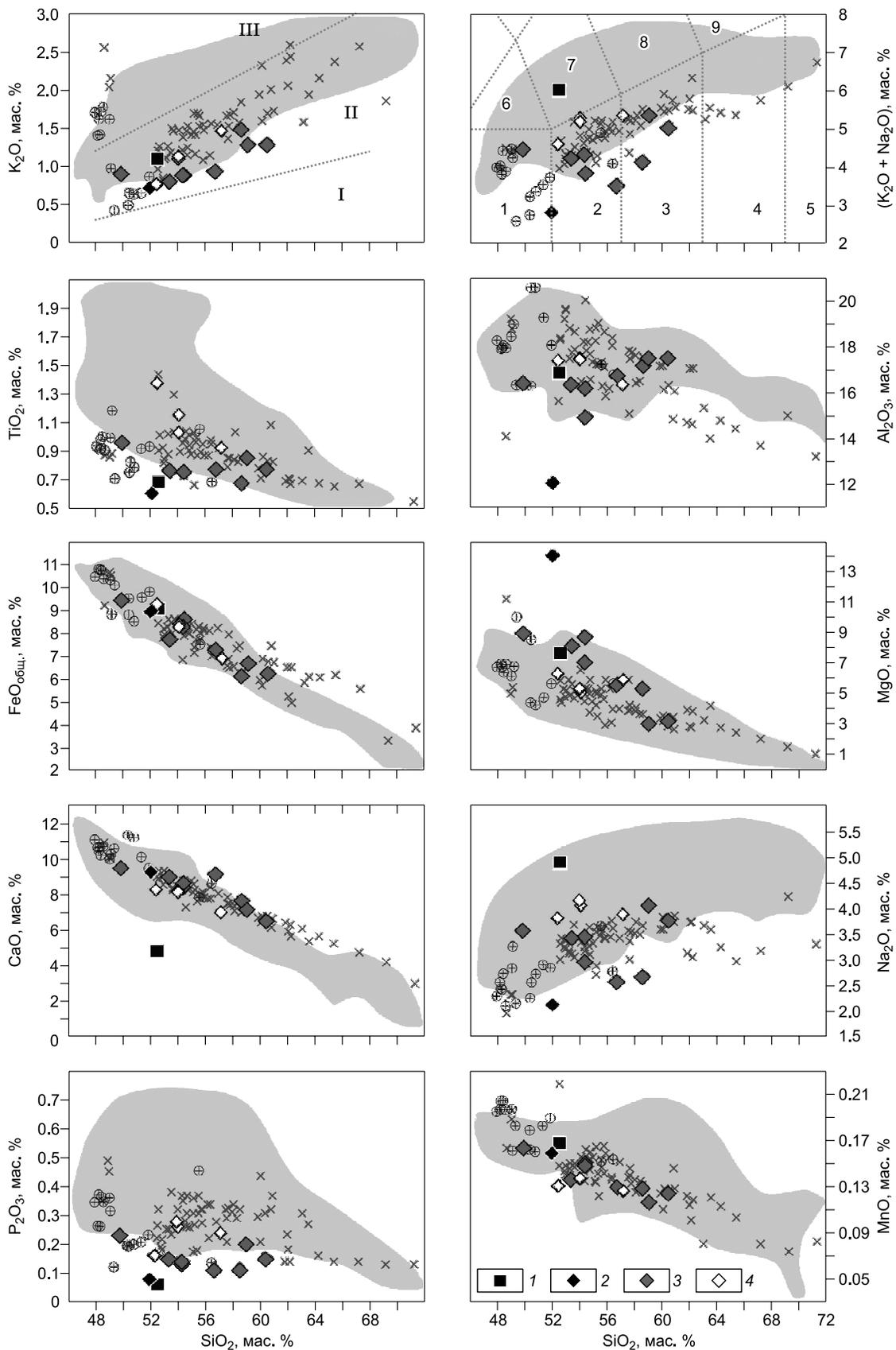


Рис. 6. Диаграммы Харкера для пород вулканического массива горы Костина.

Породы: 1 — лава руч. Угловой (25 млн л. н.); 2 — этап А (8 млн л. н.); 3 — этап В (5.6—4.9 млн л. н.); 4 — этап С (~3.5 млн л. н.).
Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.

па — как ранней (плато), так и поздней (стратовулкан) стадий — сходны с платоэффузивами, извергавшимися в Срединном хребте в неогеновое время (см. рис. 5, А) [Volynets et al., 2010; Волюнец и др., 2018].

Следующие два этапа (ранне- и среднеплейстоценовый) характеризуются наибольшими вариациями составов микроэлементов. Здесь встречаются как типично островодужные, так и гибридные варианты с повышенными содержаниями HFSE (см. рис. 5, Б, В). Среди пород раннеплейстоценового (II) этапа наиболее обогащенные спектры несовместимых микроэлементов с концентрациями Nb до 8.5 г/т, Ta — 0.53 г/т свойственны породам андезитового состава. Базальты этого же этапа близки по составу породам плиоцена, но отличаются от последних чуть более высокими концентрациями Nb и Ta (2.4 и 0.12 против 1.5 и 0.09 г/т соответственно).

Породы среднеплейстоценового (III) этапа (см. рис. 5, В) также имеют разнообразные спектры распределения микроэлементов. Встречены два типа базальтов. Первый характеризуется типично островодужными спектрами с низкими концентрациями HFSE и высокими LILE; состав этих вулканитов наиболее близок к составу пород I этапа. Вторая разновидность базальтов имеет гибридный тип распределения микроэлементов с небольшой степенью обогащения (Nb ~ 5 г/т, Ta ~ 0.3 г/т). Андезибазальты III этапа также имеют более обогащенные спектры распределения микроэлементов по сравнению со слабо эволюционировавшими разновидностями. Наиболее фракционированными являются лавы щитообразного моногенного центра ЮЗ сектора массива (1140.2 м, см. рис. 2), содержащие 56.56 мас. % SiO₂ и 7.9 г/т Nb. Для пород ранне- и среднеплейстоценового этапов активизации характерны положительные корреляции Nb, Ta, Hf, Zr с содержанием SiO₂, K₂O, отрицательные — с Mg#, Ni (тогда как для лав плиоценового этапа таких зависимостей не наблюдается).

Массив горы Костина. Изученные породы принадлежат к умеренно-калиевой известково-щелочной серии и представлены рядом от базальтов до андезитов с преобладанием андезибазальтов (рис. 6). Лавы этапов А (N₁) и В (N₁₋₂) имеют меньшие концентрации K₂O, Na₂O, TiO₂, и P₂O₅, чем породы верхнего структурного яруса, относящегося к позднему плиоцену, тогда как содержания MgO и CaO в них, напротив, выше (концентрации MgO в лавах горы Загадка (этап А (N₁)) являются наиболее высокими среди всех ранее изученных пород «восточной» ветви СХ). В целом состав вулканитов этого района схож с таковым ранее изученных пород «восточной» ветви СХ, за исключением еще более низких содержаний TiO₂ и P₂O₅ в N₁₋₂ лавах (этапы А и В). Резкие различия в породах выделенных нами трех этапов наблюдаются по содержанию микроэлементов (рис. 7). Платоэффузивы этапов А и В (8—5 млн л. н.) имеют типично островодужные признаки: высокие LILE/HFSE, выраженный Nb-Ta минимум, низкие концентрации HFSE. Перекрывающие их лавы (верхние ярусы гор Кубинская и Костина), по которым получены изотопные датировки возраста в ~3.5 млн лет (этап С (N₂)), характеризуются гибридным типом распределения микроэлементов с повышенными концентрациями и HFSE и LILE, более высокими отношениями La/Yb, Ta/Yb, Nb/Y, Dy/Yb, Ce/Pb и, наоборот, пониженными LILE/HFSE в сравнении с породами первых двух этапов (см. рис. 7). Состав N₁₋₂ платоэффузивов массива горы Костина имеет микроэлементный состав, практически аналогичный составу пород N₂ (I) этапа активности горы

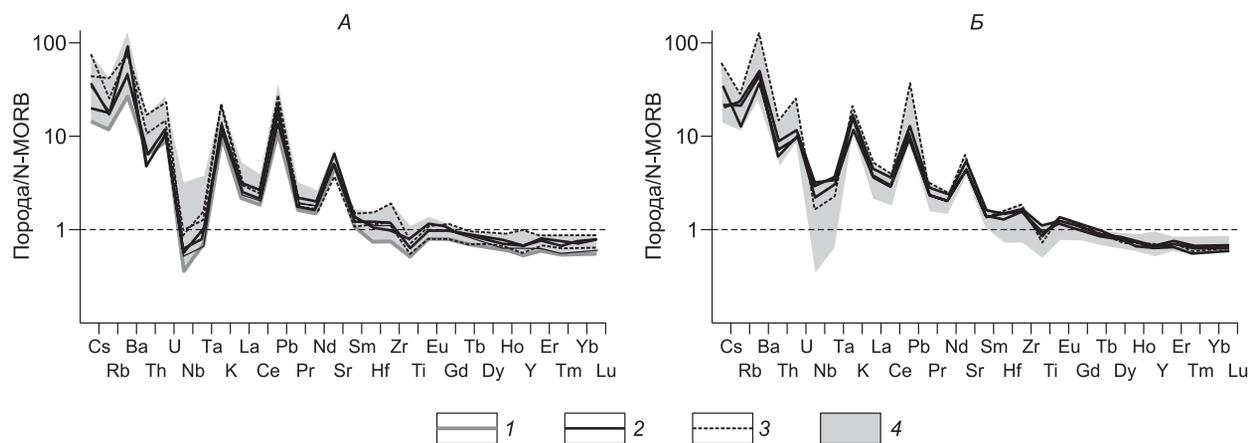
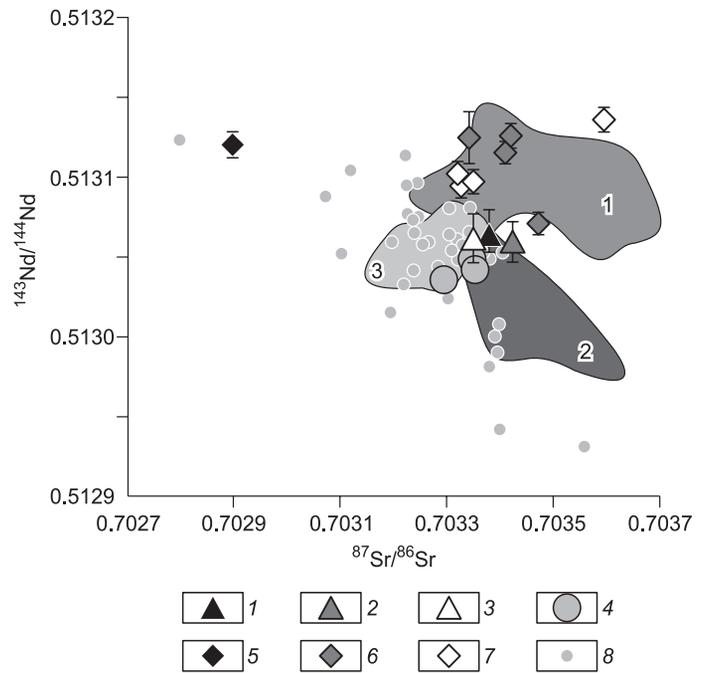


Рис. 7. Графики распределения несовместимых микроэлементов в породах трех этапов вулканической активности массива горы Костина.

Содержания микроэлементов нормированы на базальт N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. Составы: 1, 2 — базальтов и андезибазальтов с содержанием SiO₂ до 54 мас. %, 3 — андезибазальтов с содержанием SiO₂ > 54 мас. % и андезитов, 4 — всех проанализированных пород массива горы Костина. А: лавы этапов А (1) и В (2 и 3); Б: лавы этапа С (2, 3, 4).

Рис. 8. Изотопный состав Sr и Nd в представительных образцах вулканических пород массивов гор Ахтанг и Костина в сравнении с изученными породами других вулканических центров Камчатки.

Породы: 1—4: массива горы Ахтанг, 1—3 собственные данные: 1 — I этапа (N_2); 2 — II этапа (Q_1); 3 — III этапа (Q_2); 4 — по [Churikova et al., 2001]; 5—7: массива горы Костина, 5 — этапа А (N_1); 6 — этапа В (N_{1-2}); 7 — этапа С (N_2); 8 — ранее изученные породы Срединного хребта, по [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Колосков и др., 2013]. Цифрами 1—3 обозначены составы пород вулканов: 1 — ЦКД (Ключевской и Толбачик), по [Churikova et al., 2001; Portnyagin et al., 2007, 2015]; 2 — Восточного вулканического пояса [Кизимен, Гамчен, Шмидта], по [Churikova et al., 2001]; 3 — Южной Камчатки (Мутновский и Горелый), по [Duggen et al., 2007].



Ахтанг, тогда как гибридные N_2 (этап С) лавы этого района весьма близки по характеру распределения микроэлементов вулканитам Q_2 (III) этапа — наложенной зоне моногенных конусов на юго-западном подножии массива Ахтанг.

Изотопный состав Sr и Nd. Для всех выделенных этапов массивов Ахтанг и Костина по серии представительных образцов были измерены изотопные отношения Sr и Nd (рис. 8) (см. дополнительные материалы http://sibran.ru/journals/supp_materials.xlsx). Образцы массива Ахтанг демонстрируют достаточно выдержанный изотопный состав неодима (0.513060—0.513065) и несколько более выраженные вариации изотопного состава стронция (0.703350—0.703423). Ранее публиковавшиеся данные [Churikova et al., 2001] по изотопному составу пород горы Ахтанг (три образца лав моногенных конусов юго-западного сектора вулкана) показали чуть более низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при схожих изотопных отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; эти образцы также отличаются несколько более высокими отношениями Ta/Yb, Nb/Y, Ce/Pb. Вулканиты массива горы Костина демонстрируют больший разброс вариаций изотопных отношений (см. рис. 8, дополнительные материалы http://sibran.ru/journals/supp_materials.xlsx). За исключением двух образцов, стронциевые изотопные метки вулканитов этого массива близки к меткам массива Ахтанг при более высоких значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Исключение представляют собой высоко-Mg лава этапа А (N_1) с наиболее примитивными изотопными отношениями и Sr и Nd и андезит этапа С, для которого, наоборот, характерны повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; эти два образца занимают на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ обособленные позиции.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Центры извержений платоэффузивов Срединного хребта. Для платоэффузивов, широко распространенных вдоль главного водораздела СХ, до настоящего времени не всегда понятен механизм их образования и не установлены центры излияний: они либо разрушены, либо перекрыты более молодыми вулканитами. Так, например, в случае с раннеплиоценовыми плато массива Ахтанг или лавами горы Загадка мы имеем дело с очень крупными, но все же фрагментами сильноразрушенной вулканической постройки. В результате геохимических и изотопных исследований района горы Ахтанг нам удалось установить близкий возраст и идентичность химического состава пород, слагающих привершинную часть стратовулкана и платоэффузивов его подножия. При том, что постройка стратовулкана вряд ли является тем центром, откуда происходили излияния платоэффузивов (ввиду ее наложенного характера), тем не менее можно предположить единый источник питания этих извержений. Выполненная работа по датированию платоэффузивов горы Костина также позволяет считать, что поверхности типа плато могли быть образованы при существенно лавовых извержениях центрального типа.

Изотопный возраст пород и периоды активизации и покоя. Проведенные нами работы по изотопному датированию пород позволили установить, что в пределах вулканического массива Ахтанг на протяжении последних 5 млн лет было как минимум три всплеска вулканической активности, разделявшихся продолжительными периодами покоя. Первый этап активизации, вероятно, состоял из двух ста-

дий. Ранняя и, по-видимому, главная для этого этапа стадия ознаменовалась излиянием обширных лавовых покровов платообразного облика, а в позднюю стадию была сформирована постройка стратовулкана; состав пород варьирует от андезитов и андезибазальтов (плато) до базальтов (стратовулкан) островодужного типа. В течение второго этапа активность была сосредоточена в СЗ секторе массива, где сначала образовался крупный лавовый вулкан с достаточно кислым составом пород, а затем был сформирован небольшой базальт-андезибазальтовый лавовый центр на ЮЗ подножии стратовулкана Ахтанг. Андезиты ранней стадии этапа II несут следы длительного фракционирования в открытой системе, что выражается в увеличении концентраций несовместимых элементов, коррелирующем с ростом кремнезема; повышенные содержания HFSE в этих породах, вероятно, не связаны с особенностями мантийного источника. При этом геохимические особенности базальтов поздней стадии этого же этапа сходны с таковыми для вулканитов I этапа. Всем породам присущи субдукционные характеристики. Третий, среднеплейстоценовый этап, знаменуется развитием моногенного вулканизма, связанного с разломами преимущественно СВ простирания. В течение этого этапа извергаются как типично островодужные, так и гибридные породы с невысокой степенью обогащения.

На примере массива Ахтанг нами впервые показано, что периоды покоя могут достигать 1.5—2.0 млн лет, а возобновление вулканической активности сопровождается сменой не только состава продуктов, но и характера активности (платоэффузивы—стратовулкан—лавовый вулкан—моногенные центры). Выделенные нами этапы активизации массива коррелируют с региональными эпизодами усиления вулканической активности СЗ Пацифики [Prueher, Rea, 2001], а среднеплейстоценовый этап оказался синхронен эпизоду активизации, приведшему к образованию Ключевской группы вулканов [Calkins, 2004; Churikova et al., 2015], а также образованию многочисленных моногенных центров на Восточной Камчатке [Nishizawa et al., 2017].

Примечательно, что в массиве Ахтанг для самых крупных цепочек моногенных центров III этапа наблюдается увеличение кремнекислотности от более южных к более северным эруптивным центрам (см. дополнительные материалы http://sibran.ru/journals/supp_mateirals.xlsx):

$$\text{KAR-1301 (51.4)} \rightarrow \text{KAR-1304 (52.13)} \rightarrow \text{KAR-1303 (53.1)} \rightarrow \text{KAR-1306 (53.4)} \rightarrow \text{AX-1351 (55.4 \text{ мас. } \%)}, \quad (1)$$

$$\text{AX-1350 (51.9)} \rightarrow \text{AX-1346 (51.95)} \rightarrow \text{AX-1342 (52.8)} \rightarrow \text{AX-1343 (53.2 \text{ мас. } \%)}. \quad (2)$$

Аналогичная закономерность ранее была установлена и для шлаковых конусов СХ, формировавшихся в голоцене [Певзнер, 2015].

Схожий ход эволюции процессов магмогенеза наблюдается и в пределах массива горы Костина, расположенного южнее горы Ахтанг. Здесь также установлены три этапа активизации вулканизма, разделенные длительными (1.4 и 2.4 млн лет) периодами покоя. Причем два ранних этапа (А и В) характеризуются излиянием лав исключительно островодужного геохимического типа. На позднем же этапе (С) появляются андезибазальты гибридного типа, сходные с гибридными породами со слабой степенью обогащения, выделенными ранее в массивах Ичинский и Алней [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010]. Примечательно, что центры излияний гибридных вулканитов гор Костина и Кубинская смещены на несколько километров к западу по сравнению с главным эруптивным центром горы Загадка (т. е. дальше от предполагаемого положения фронта миоценовой островной дуги).

Таким образом, для обоих массивов выделены по три этапа активизации, причем два ранних этапа и в том, и в другом случае характеризуются излиянием лав с островодужным типом распределения микроэлементов. Ранние этапы массива горы Ахтанг (ранняя стадия этапа I (плато) и этап II) и массива горы Костина (этапы А и В) разделены сходным по продолжительности периодом покоя в 2.4 млн лет. Третий, завершающий этап активизации в обоих массивах зафиксирован после периода покоя в 1.4 млн лет. На третьем этапе в двух массивах впервые проявляются породы гибридного геохимического типа.

Массив горы Костина изучен нами с гораздо меньшей детальностью, нежели массив Ахтанг. Весьма вероятно, что при дополнительных работах по изотопному датированию можно будет обнаружить лавы «поздней стадии» этапа А с возрастом около 7.7 млн лет, в этом случае была бы достигнута абсолютная идентичность для длительности периодов покоя. Но и уже имеющиеся данные позволяют предполагать единые причины регионального уровня, провоцировавшие вспышки вулканизма на ЮВ фланге южной части СХ Камчатки.

Источники вещества. Установленные возрастные интервалы проявления вулканизма в пределах массива Ахтанг исключают возможность формирования всех магм путем фракционирования единого родоначального расплава, несмотря на близость составов изученных пород. Действительно, сложно представить себе очаг, который бы смог существовать в расплавленном состоянии в течение почти 5 млн лет, с перерывами в вулканической активности, длящимися около 2 млн лет. Таким образом, бли-

зость геохимических характеристик вулканитов, скорее всего, объясняется сходным составом плавящегося субстрата. Наличие положительных корреляций содержания Nb, Ta, Zr с параметрами степени фракционирования (Ni, MgO, Mg# и т. д.) в породах II и III этапов дает нам основания полагать, что повышенные концентрации HFSE в андезибазальтах и андезитах II этапа и андезибазальтовых лавах моногенных центров последней стадии активизации, скорее всего, не унаследованы из первичных магм, а приобретены в процессе эволюции магм в открытой системе [Lee et al., 2014; Portnyagin et al., 2015] и/или контаминации корового вещества. По этой причине в рассуждениях о характере источника мы ограничиваем выборку только породами основного состава с содержанием $\text{SiO}_2 < 54$ мас. % и $\text{MgO} > 6$ мас. %. Как видно из рис. 5, характер распределения микроэлементов не позволяет свести причины вариаций химического состава пород массива Ахтанг только к процессам фракционирования, даже в открытой системе, предполагая гетерогенность мантийных и флюидных источников, вовлеченных в магмогенезис в Срединном хребте. Положение массива во фронтальной части олигоцен-миоценовой зоны субдукции, вероятно, обусловило существенную проработку вещества мантийного клина флюидом, что привело не только к высоким, типично островодужным значениям LILE/HFSE в неогеновых породах, но и к повышенным значениям этих элементных отношений в породах четвертичного времени, когда фронт погружения Тихоокеанской плиты уже переместился к востоку, а сам вулканический массив оказался в тыловой части системы, в 300 км над кровлей субдуцируемой плиты. Участие мантийного вещества с обогащенными характеристиками фиксируется лишь в части изученных пород и достаточно слабо выражено. Вместе с тем субодновременные извержения типично островодужных и гибридных пород на ограниченной площади свидетельствуют о возможной разноглубинности вещества и гетерогенном составе мантийного субстрата. Изотопные характеристики изученных пород всех трех этапов указывают на мантийный источник деплетированного типа, сходного с N-MORB, и несут признаки участия флюида, выражающиеся в повышенных относительно MORB изотопных метках стронция. Породы, обладающие несколько более низкими изотопными метками неодима, отличаются также слегка повышенными отношениями Ta/Yb, Nb/Y. Это говорит о возможном участии в генезисе пород гибридного типа вещества метасоматизированной сублитосферной мантии [Turner et al., 2017; Волюнец и др., 2018]. Как было показано рядом работ (например, [O'Reilly, Griffin, 2013]), сублитосферная мантия в высокой степени гетерогенна (в масштабе от микронов до террейнов) и несет в себе запись многочисленных эпизодов взаимодействия флюидов и расплавов с ее частями. Очевидно, что состав выплавов, продуцировавших моногенные конуса массива Ахтанг (этап III), находится в прямой зависимости от состава той части мантийного субстрата, который подвергался плавлению. Авторы работы [Turner et al., 2017] демонстрируют, что в случае присутствия в тыловой части островодужной системы блоков континентальной коры обогащенное вещество литосферной мантии может попадать в астеносферу и участвовать в плавлении в тыловой зоне, обозначая свое присутствие повышенными концентрациями HFSE, характерными изотопными метками и элементными отношениями. При этом очевидно, что если в плавление вовлекается только вещество деплетированного мантийного клина, проработанного субдукционным флюидом от погружающейся плиты, состав результирующих выплавов имеет типично островодужные характеристики без признаков участия обогащенного вещества. В четвертичное время вследствие перемещения положения фронта субдукции на восток и смены геодинамической обстановки в Срединном хребте приток флюида здесь становится значительно менее интенсивным, а также уменьшается степень плавления вещества. Финальный этап развития массива Ахтанг — это этап моногенного вулканизма. В работе [Turner et al., 2017] показано, что именно расплавы небольших эруптивных центров могут выносить на поверхность вещество, в плавлении которого начинает играть большую роль декомпрессионная составляющая, несущая признаки участия обогащенного компонента EM1 типа (присутствие которого в тыловых частях островных дуг связывается авторами как раз с участием вещества сублитосферной метасоматизированной мантии). Это полностью согласуется и с нашими наблюдениями [Волюнец и др., 2018].

Геохимические особенности вулканитов массива горы Костина могут служить в определенной степени «эталоном» для демонстрации смены характера источника вещества в связи с изменением геодинамической обстановки в районе Срединного хребта. На протяжении миоцена и раннего плиоцена здесь извергаются типично островодужные породы с высокими отношениями LILE/HFSE, низкими концентрациями HFSE и REE вне зависимости от кремнекислотности пород. Изотопы стронция имеют величины, схожие с таковыми в породах Ахтанга, что говорит о близком составе мантийного и флюидного источников для этих вулканитов. После периода покоя, ~1.5 млн лет, вулканическая активность в пределах обсуждаемого массива возобновляется несколько западнее и сопровождается сменой геохимического облика пород на гибридный с повышением содержания HFSE и резким снижением величин отношений LILE/HFSE. Для этих пород характерны также пониженные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, это позволяет предполагать механизм их генерации, схожий с тем, что предложен нами для гибридных пород Ахтанга.

ВЫВОДЫ

1. Впервые получены геохимические и изотопные данные, характеризующие эволюцию массивов гор Ахтанг и Костина на протяжении позднемiocен-четвертичного времени. Показано, что в миоцен-раннеплиоценовое (массив горы Костина) и плиоценовое время (массив горы Ахтанг) в составе пород преобладают базальтовые и андезибазальтовые разности с островодужным типом распределения микроэлементов. Завершающий этап вулканизма в пределах обоих массивов знаменуется появлением вулканических пород гибридного типа с невысокой долей обогащения HFSE.

2. Доказаны субодновременность и принципиальное геохимическое сходство пород, слагающих вершинную часть постройки вулкана Ахтанг и платоэффузивов его подножия. Выполненные работы по датированию массива горы Костина также позволяют предполагать, что поверхности типа плато могли быть образованы при существенно лавовых извержениях центрального типа.

3. По результатам впервые проведенного К-Аг датирования выделены три этапа активизации массива горы Ахтанг: 4.9—4.0, 1.9—1.7 и 0.3—0.2 млн л. н. и три этапа активизации массива горы Костина: ~8.0, 5.6—4.9 и ~3.5 млн л. н. При этом для двух ранних этапов обоих массивов характерны породы островодужного, а для третьего — породы гибридного геохимического типа.

4. На примере массивов гор Ахтанг и Костина впервые документально подтверждено наличие длительных (1.4—2.4 млн лет) перерывов в вулканической активности, после которых менялся характер эруптивной деятельности (в массиве горы Ахтанг от излияний платоэффузивов к стратовулкану и моногенному вулканизму) и состав источников вещества. Выделенные нами этапы активизации массива Ахтанг коррелируют с некоторыми эпизодами (~4.9, 4.0, 1.9—1.7, 0.3—0.2 млн лет) усиления вулканической активности СЗ Пацифики, зарегистрированными в скважинах 883 и 887 в акватории Камчатки и Алеутской дуги [Prueher, Rea, 2001], а среднеплейстоценовый этап оказался синхронен эпизоду активизации, приведшему к образованию Ключевской группы вулканов [Calkins, 2004; Churikova et al., 2015], а также образованию многочисленных моногенных центров на Восточной Камчатке [Nishizawa et al., 2017].

5. В среднем плейстоцене через массив горы Ахтанг прошла серия трещин преимущественно СВ простирания, с которыми связаны проявления моногенного вулканизма. В пределах массива горы Костина (т. е. южнее) моногенный вулканизм не выявлен. Однако дальше к северу по «восточной» ветви мы видим большое количество конусов моногенного типа, имеющих хорошую морфологическую сохранность (т. е. предположительно средне- и позднеплейстоценового возраста); для некоторых даже установлен голоценовый возраст (шлаковые конусы и лавовые потоки на реках Киревна и Лев. Белая в массиве Алней-Чашаконджа [Певзнер, 2015]). Имеющиеся данные по составу вулканических пород конусов массива Алней-Чашаконджа свидетельствуют о принципиальном сходстве их с вулканитами завершающего этапа активности массивов гор Костина и Ахтанг и позволяют предположить единый механизм магмогенерации в пределах всей «восточной» ветви южной части Срединного хребта Камчатки в плиоцен-четвертичное время.

Благодарительные и детальные рецензии д.г.-м.н. А.Б. Перепелова и д.г.-м.н. Ю.А. Мартынова помогли существенно улучшить первоначальный вариант статьи. Авторы благодарят В. Родина и Б. Тагирова за помощь при проведении полевых работ, Г. Овсянникова за помощь в пробоподготовке, В. Карандашева и А. Якушева за аналитические работы.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004 (анализ данных) и ГИН РАН № 0135-2019-0059 (геохронологические исследования), а также при поддержке РФФИ (грант 17-05-00112) (аналитические работы).

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Палуева А.А. Геодинамика Камчатской зоны субдукции: вулканизм, сейсмоопасность, цунамиопасность // Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, ИВиС ДВО РАН, 2009, т. 1, с. 567—570.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника, 2002, № 4, с. 64—80.

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология, 2006, т. 14, № 3, с. 249—267.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая специализация вулканических серий современной островодужной системы: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., МГУ, 1993, 67 с.

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (12), с. 1979—1996.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-III (Эссо) / Под ред. Ш.Г. Хасанова, В.И. Сидоренко, А.К. Боровцова, Б.И. Сляднева, Н.А. Родных, В.И. Николаевой. СПб., ВСЕГЕИ, 2008.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Хангарская. Лист N-57-IX (Мильково) / Ш.Г. Хасанов, В.И. Сидоренко, Н.Ф. Крикун, В.И. Николаева, Т.С. Еремина. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2009.

Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2016, № 7, т. 82, с. 6—15.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Филофова Т.М. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Петролого-минералогические особенности, модель петрогенезиса // Вулканология и сейсмология, 2013, № 2, с. 63—89.

Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга—континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника, 1999, № 5, с. 15—34.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия, 2010, № 1, с. 45—73.

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977, с. 137—169.

Некрылов Н.А., Плечов П.Ю., Бычков К.А., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Шур М.Ю., Дирксен О.В., Базанова Л.И. Родоначальные расплавы последнего пульса вулканизма Седанского дола (Срединный хребет, Камчатка) // Вест. МГУ. Серия 4. Геология, 2015, № 3, с. 55—61.

Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Даниюшевский Л.В., Дирксен О.В. Гранат-пироксенитовый источник расплава на Камчатке: состав расплавных включений и оливина голоценовых пород Кекукнайского вулкана // Петрология, 2018, т. 26, № 4, с. 1—23.

Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С., Эрлих Э.Н. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., Наука, 1972, 192 с.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки / Ред. М.А. Федонкин. М., GEOS, 2015, 252 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 608).

Певзнер М.М., Вольнец А.О., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Коваленко Д.В., Костицын Ю.А., Толстых М.А., Кущева Ю.А. Начало вулканической активности в пределах Срединного метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН, 2017, т. 475, № 5, с. 546—550.

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2014, 41 с.

Перепелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А. Срединно-Камчатская зона (плиоцен—голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2-х т. Владивосток, Дальнаука, 2006, т. 1, с. 382—398.

Плечов П.Ю. Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М., МГУ, 2008, 45 с.

Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С., Гольцман Ю.В., Котов А.Б., Гамянин Г.Н., Чугаев А.В., Сальникова Е.Б., Баирова Э.Д. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология рудных месторождений, 2012, т. 54, № 6, с. 487—512.

Шапиро М.Н., Ландер А.В. Формирование современной зоны субдукции на Камчатке // Очерки геофизических исследований: к 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. М., ОИФЗ РАН, 2003, с. 338—344.

A classification of the igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences on the Systematics of Igneous Rocks / Ed. R. W. Le Maitre. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1989, 193 p.

Calkins J. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Khapitsa Plateau and Studyonaya River basalts and basaltic andesites in Central Kamchatka Depression, Kamchatka, Russia // Abstr. IV JKASP Int. workshop, 2004, <http://www.kscnet.ru/ivs/conferences/kasp/tez/ab21en.doc>.

Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol., 2001, v. 42, № 8, p. 1567—1593.

Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H., Nakamura H., Ishizuka O., Nishizawa T., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B.S. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 156—181.

Duggen S., Portnyagin M., Baker J., Ulfbeck D., Hoernle K., Garbe-Schönberg D., Grassineau N.V. Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2007, v. 71, № 2, p. 452—480.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suárez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1997, v. 102 (B8), p. 17883—17898.

Jochum K.P., Weis U., Schwager B., Stoll B., Wilson S.A., Haug G.H., Andreae M.O.,ENZWEILER J. Reference values following ISO guidelines for frequently requested rock reference materials // *Geostand. Geoanal. Res.*, 2016, v. 40, № 3, p. 333—350.

Karandashev V.K., Turanov A.N., Orlova T.A., Lezhnev A.E., Nosenko S.V., Zolotareva N.I., Moskvitina I.R. Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects // *Inorg. Mater.*, 2008, v. 44, p. 1491—1500.

Lee C.-T.A., Lee T.C., Wu C.-T. Modeling the compositional evolution of recharging, evacuating, and fractionating (REFC) magma chambers: Implications for differentiation of arc magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2014, v. 143, p. 8—22.

Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T., Gordeychik B., Ishizuka O., Haraguchi S., Miyazaki T., Vaglarov B., Chang Q., Hamada M., Kimura J.-I., Ueki K., Toyama C., Nakao A., Iwamori H. Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // *Sci. Rep.*, 2017, v. 7 (11515), p. 1—11.

O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Mantle metasomatism // *Metasomatism and the chemical transformation of rock: the role of fluids in terrestrial and extraterrestrial processes. (Lecture notes in Earth system sciences)* / Eds. D.E. Harlov, H. Austrheim. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 2013, p. 471—533.

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K., Hauff F. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at the edge of the Pacific Plate // *Volcanism and subduction: The Kamchatka Region* / Eds. J. Eichelberger, E. Gordeev, P. Izbekov, M. Kasahara, J. Lees. Washington, D.C., AGU, 2007, v. 172, p. 203—244.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F., Mironov N., Bindeman I., Thirlwall M., Hoernle K. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2015, v. 307, p. 133—155.

Prueher L.M., Rea D.K. Tephrochronology of the Kamchatka-Kurile and Aleutian arcs: evidence for volcanic episodicity // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2001, v. 106, p. 67—84.

Steiger R.H., Jager H. Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 3, p. 359—362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society of London Special Publications, 1989, p. 313—345.

Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S. Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, v. 120, p. 117—128.

Turner S.J., Langmuir C.H., Dungan M.A., Escrig S. The importance of mantle wedge heterogeneity to subduction zone magmatism and the origin of EM1 // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 472, p. 216—2281.

Volynets A., Churikova T., Wörner G., Gordeychik B., Layer P. Mafic Late Miocene—Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, № 159, p. 659—687.

Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Int. Geol. Rev.*, 1994, v. 36, p. 373—405.

*Рекомендована к печати 10 октября 2019 г.
А.Э. Исохом*

*Поступила в редакцию 19 февраля 2019 г.,
после доработки — 8 августа 2019 г.*