

УДК 550.42:551.14+551.221+552.333+(51)

АКТИВИЗАЦИЯ И ПРЕКРАЩЕНИЕ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО РАСТЯЖЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ КРАЕВОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: СМЕНА ИСТОЧНИКОВ ВУЛКАНИЗМА НА ВИТИМСКОМ ПЛОСКОГОРЬЕ

© 2017 г. И. С. Чувашова^{1, 2, *}, С. В. Рассказов^{1, 2, **}, Т. А. Ясныгина², Н. А. Руднева²

¹Геологический факультет Иркутского государственного университета
Россия, 664003 Иркутск, ул. Ленина, 3

²Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128

*e-mail: chuvashova@crust.irk.ru,

**e-mail: rassk@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 02.10.2013 г.

При сравнительном анализе содержаний петрогенных оксидов, микроэлементов и значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в представительных последовательностях вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья выявлены петрогенетические группы с разными соотношениями компонентов из литосферных и подлитосферных источников. Предполагается, что начальные извержения пикробазальтов и Mg-базанитов в восточной части плоскогорья 16–14 млн лет назад явились результатом высокотемпературного плавления, соответственно, подлитосферного перидотитового и литосферного Mg-пироксенитового мантийного материала со слабо и сильно обедненным изотопным составом Nd относительно значения в примитивной мантии (0.512638). Широкий спектр варьирующих составов лав во временном интервале 14–9 млн лет назад был обусловлен процессами “пассивного” рифтогенеза в западной части плоскогорья и “активного” — в восточной. “Пассивный” рифтогенез выражался в плавлении литосферного материала с примесью материала подстилающей астеносферы, “активный” — в поднятии глубинного мантийного материала. В результате структурной перестройки, произошедшей в Байкальской рифтовой системе в последние 9 млн лет, процесс рифтогенеза на исследуемой территории прекратился, вследствие релаксации и нивелирования утонения литосферы под ее восточной частью во временном интервале 1.1–0.6 млн лет назад произошли излияния магмы со значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, характерными для умеренно обедненного астеносферного источника, контаминированного глубинным слабо обедненным мантийным материалом.

DOI: 10.7868/S020303061606002X

ВВЕДЕНИЕ

Развитие Байкальской рифтовой системы сопровождалось вулканической деятельностью на протяжении всего кайнозоя [Логачев, 2003]. По характеру пространственно-временного распространения позднекайнозойского вулканизма и осадконакопления в рифтовой системе различаются центральная (собственно Байкальская), северо-западная (Окинско-Тоджинская) и южная (Центрально-Монгольская) рифтовые зоны. Изучение разрезов вулканических и вулканогенно-осадочных толщ с радиоизотопным датированием пород выявило резко выраженный импульсный характер вулканической деятельности. Во всех зонах рифтовой системы определено относительное пространственное перераспределение вулканизма в позднем олигоцене — раннем миоцене, среднем—позднем миоцене, плиоцене и плей-

стоцене. Для позднего кайнозоя определен регулярный характер усиления магматической проницаемости литосферной части мантии и коры, выраженный в ритмичности вулканической деятельности с периодом около 2.5 млн лет и более короткими периодами в последние 2 млн лет.

Рифтогенез — процесс растяжения и утонения литосферы, выражающийся в плавлении ее нижней части и образовании грабенов в верхней. Совместный анализ данных по глубинному и поверхностному проявлению рифтогенеза во времени и пространстве открывает возможности реконструкции этого процесса как единого целого. Рифтогенное утонение литосферы отражено в составе излившихся магматических расплавов, содержащих компоненты литосферы и подстилающей астеносферы. Астеносферный компонент идентифицируется как общий. В результате плавления астеносферной

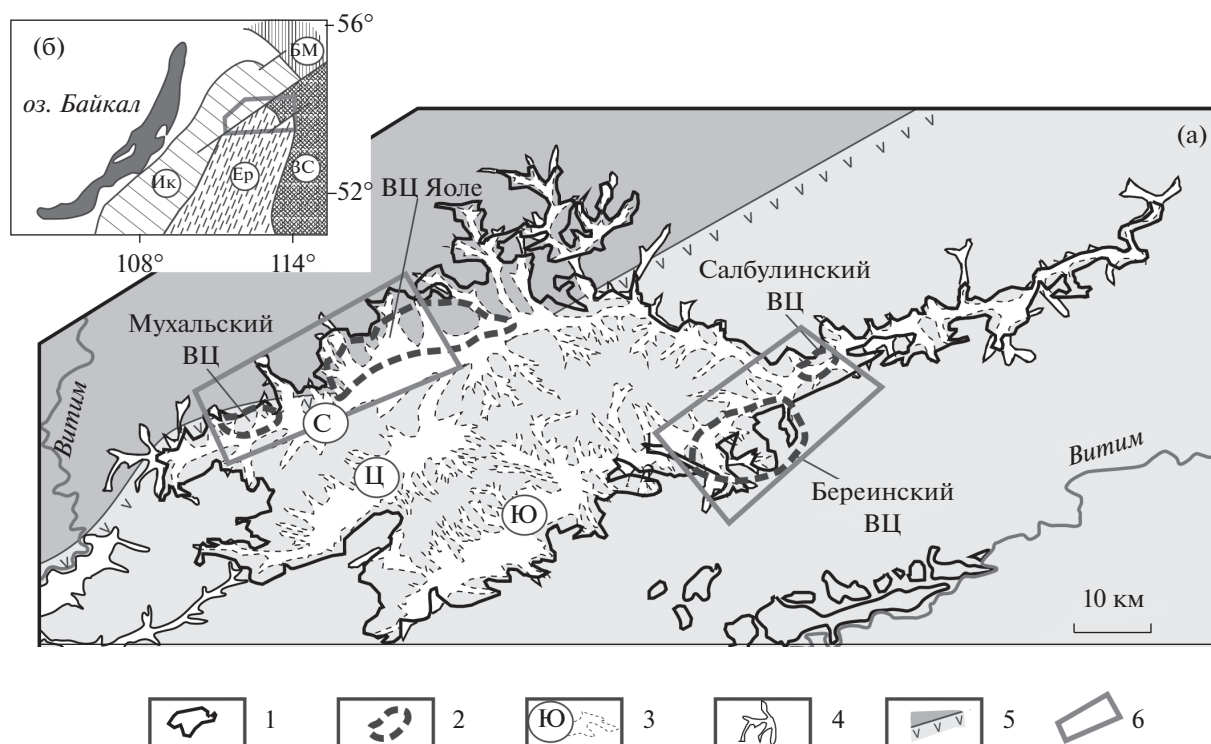


Рис. 1. Геологическая обстановка позднекайнозойского вулканизма на Витимском плоскогорье.

а – контуры позднекайнозойских вулканических пород и погребенных палеодолин.

1 – базальты; 2 – границы изученных вулканических центров (ВЦ); 3–4 – палеодолины возрастом около 16 млн лет (С – северная, Ю – южная, Ц – центральная); 3 – погребенные под базальтами, 4 – не погребенные; 5 – граница распространения мезозойских трахибазальтов, по [Рассказов и др., 2000] с уточнением; 6 – район работ.

б – границы тектоно-стратиграфических террейнов, по [Беличенко и др., 2006]. Ер – Еравнинский островодужный, Ик – Икатский задуговый, турбидитовый, БМ – Байкало-Муйский рифейский, ЗС – Западно-Становой.

мантии Центрально-Монгольской рифтовой зоны формировалась калинатровая серия вулканических пород, а при плавлении нижней части литосферы – калиевая серия. По пространственно-временному распространению этих серий выделены ритмичные чередующиеся фазы активности подлитосферных и литосферных источников [Рассказов и др., 2012]. В отличие от Центрально-Монгольской рифтовой зоны, в двух других выявлена только калинатровая серия, поэтому для определения пространственно-временных закономерностей эволюции глубинных процессов в этих рифтовых зонах требуется, прежде всего, разработка методов для идентификации компонентов из литосферных и подлитосферных источников.

В результате излияния позднекайнозойских лав на Витимском вулканическом поле образовалось обширное плоскогорье. Вулканизм проявился в области сочленения Еравнинского островодужного, Икатского турбидитового и Западно-Станового террейнов. Граница между Еравнинской островной дугой и ее Икатским задуговым бассейном выражена нечетко [Беличенко и др., 2006]. Тем не менее, она контролировала внедрения

щелочно-ультраосновных тел сайжинского комплекса палеозоя [Конев, 1982; Дорошкевич и др., 2012; Doroshkevich et al., 2012]. В мезозое на территории Еравнинского террейна происходили извержения лав преимущественно трахибазальтового состава, которые не распространялись в пределы Икатского террейна. Соответственно, вулканическое поле кайнозойских базальтов также образовалось в пределах Еравнинского террейна. Его северо-западная часть граничила с сопредельным Икатским террейном, а северо-восточная – с Западно-Становым (рис. 1).

Судя по пространственно-временному распределению осадочных отложений и вулканических пород, в раннем и среднем кайнозое активное развитие рифтогенеза происходило в субширотной Тунка-Еравнинской рифтовой зоне, а в позднем кайнозое – в центральной и северо-восточной частях Байкальской рифтовой зоны [Рассказов, 1996]. Вулканическое поле Витимского плоскогорья оказалось за южной структурно-геоморфологической границей Байкальской рифтовой зоны, оформившейся в плиоцен-четвертичное время. Территория плоскогорья в настоящее время находится за пределами рифтовой зоны, поэтому возникает

вопрос о проявлении рифтогенных процессов при развитии вулканизма на этой территории в позднем кайнозое.

Витимское вулканическое поле получило широкую известность благодаря работам по глубинным включениям из щелочных базальтоидов [Волянюк и др., 1976; Киселев и др., 1979; Рассказов, 1985, 1993; Ащепков, 1991; Esin et al., 1995; Litasov, Taniguchi, 2003; Goncharov, Ionov, 2012 и др.]. Данные о содержании петрогенных оксидов в лавах обнаженной части вулканического поля были опубликованы А.И. Киселевым с соавторами [1979]. Однако из-за слабой расчлененности рельефа, не превышающей 50-ти м, в этой работе охарактеризованы только породы из самых верхних частей лавовых накоплений. С начала 1980-х гг. проводилось систематическое изучение последовательностей кайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ Витимского плоскогорья с использованием керн скважин, пробуренных Багдаринской экспедицией и Байкальским филиалом “Сосновгеология” Федерального государственного унитарного геологического предприятия “Урангеологоразведка”. Технология бурения обеспечивала 100-процентный выход керн и детальную послойную документацию разрезов. Слои вскрытых скважинами вулканических пород использовались для корреляций стратиграфических подразделений, при этом проводилось К–Аг-изотопное датирование пород и согласование полученных данных с биостратиграфией осадочных отложений [Базаров и др., 1984; Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000, 2001, 2007; Черняева и др., 2007; Usoltseva et al., 2010].

Разработанная стратиграфическая схема включала кулариктинскую свиту верхнего олигоцена–нижнего миоцена, джилиндинскую свиту среднего–верхнего миоцена, хойготскую толщу плиоцена и береинскую толщу плейстоцена. Кулариктинская свита представлена редкими фрагментами осадочных отложений, сохранившихся в неглубоких (первые десятки м) палеодолинах. Джилиндинская свита начала формироваться на своде Антасы, поднятие которого сопровождалось эрозийным расчленением территории с заложением глубоких (до 500 м) палеодолин. Их заполнение грубообломочными отложениями нижнеджилиндинской подсвиты началось на рубеже раннего и среднего миоцена. В основании разреза обнаружены отдельные вулканические прослои. Дальнейшее осадконакопление с переходом к фациям озерных отложений верхнеджилиндинской подсвиты среднего–верхнего миоцена сопровождалось излияниями лав в интервале 14.4–9.0 млн лет назад. Во второй половине позднего миоцена вулканическая активность снизилась. В интервале 7.5–6.5 млн лет назад извержения происходили на единственном вулканическом центре Намару. Снижение вулка-

нической активности совпало во времени со структурной перестройкой северо-восточной части Байкальской рифтовой системы – сменой ее поперечных сдвиговых движений в северо-восточном трансензионном Цыпа-Муяканском сегменте продольными движениями в субширотных трансензионных Муя-Удоканском и Рель-Верхнеангарском сегментах [Рассказов, 1996].

На Витимском плоскогорье под вулканическими породами и осадочными отложениями погребены три крупные магистральные палеодолины, протягивающиеся в северо-восточном направлении: Хойготская (Северная), Джилиндинская (Южная) и Аталангинская (Центральная). Первая прослежена на 120 км, вторая – на 100 км, третья – на 50 км. В настоящей работе исследуются вулканические породы западной части вулканического поля, расположенной в верховьях Хойготской палеодолины, и восточной – в районе соединения этой палеодолины с Джилиндинской. Подчеркивается значение средне-позднемиоценового интервала вулканической деятельности и более поздней эволюции вулканизма по результатам сравнительного анализа содержаний петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов Nd в наиболее представительных и хорошо изученных последовательностях вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья. Обращается внимание на разный характер временной смены состава лав вулканических центров. Выделенные последовательности петрогенетических групп рассматриваются в свете глубинной динамики, определившей соотношения в выплавках материала из литосферных и подлитосферных источников.

Исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Центра коллективного пользования “Микроанализ” (пробоподготовка М.Е. Марковой, Е.А. Михеевой, расчеты Т.А. Ясныгиной). Характеристика методик приведена в работе [Ясныгина и др., 2003]. Изотопные отношения Sr и Nd измерены на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Центра коллективного пользования “Геодинамика и геохронология” (пробоподготовка Е.В. Сараниной, измерения Н.Н. Фефелова) по методике, приведенной в работе [Рассказов и др., 2012]. Для контроля качества измерений применены стандартные образцы JNd-1 (Япония) и NBS SRM-987 (США). Полученные значения в изученных образцах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512104 \pm 4$ (2 σ) близки к стандартной величине = 0.512103 (обр. JNd-1), значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710248 \pm 0.000013$ (2 σ) сопоставимы со стандартной величиной 0.71025 (обр. NBS SRM-987) [Faure, 2001]. Петрогенные оксиды

Таблица 1. Сопоставление групп (трендов) разновозрастных вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья

№ вулканического эпизода: возраст, млн лет	Западная часть, вулканические центры Мухальский и Яоле		Восточная часть, вулканические центры Береинский и Салбулинский	
	№ группы, подгруппы (тренда)	породы	№ группы, подгруппы (тренда)	породы
7: 1.1–0.6	—	—	7А	Базаниты
	—	—	7Б	Базаниты, фонотейфриты, тефрифонолиты
6: 4–3	—	—	6	Базальты
5: ~9.2	5А	Трахибазальты, базаниты		
	5Б	Базаниты, фонотейфриты	5Б	Базаниты в фации силлов
4: 11.8–9.5	4А	Базальты	4А	Базальты, трахибазальты
	4Б	Силлы, подобные по составу лавам с трендом 4А		
3: 13–12	3А	Базаниты с повышенным Ап в лавах и силлах	3А	Базаниты с повышенным Ап в лавах и силлах
	—	—	3Б	Базаниты с пониженным Ап
2: 14–13	2	Щелочные оливиновые базальты	2	Базальты, андезибазальты
1: 16–14	—	—	1	Пикробазальты, Mg-базаниты

Примечание. Жирным шрифтом выделены группы (подгруппы) со сходной эволюцией магматизма. Прочерк обозначает отсутствие пород вулканического эпизода на территории.

определены в аналитическом центре института ИЭК СО РАН классическим “мокрым” методом (аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Частично использованы аналитические данные, приведенные в работах [Рассказов, 1993; Esin et al., 1995; Harris, 1998; Johnson et al., 2005; Litasov, Taniguchi, 2002].

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ ПЛОСКОГОРЬЯ

На изученном вулканическом поле закартировано 88 вулканических конусов, и при бурении обнаружено еще 18 погребенных вулканических построек. Вулканические аппараты распределены дискретно и образуют семь крупных и шесть небольших вулканических центров. Крупные имеют поперечник 16–20 км и насчитывают от 9 до 17 отдельных шлаколавовых построек. Вулканические центры меньших размеров (в поперечнике первые км) объединяют от двух до четырех шлаколавовых построек. Каждый вулканический центр действовал в течение ограниченного временного интервала и отличался по времени активности от других вулканических центров. На

западе Витимского плоскогорья извержения происходили из крупного вулканического центра Яоле и небольшого Мухальского, на востоке — из крупного Береинского и небольшого Салбулинского (см. рис. 1). Плейстоценовые лавы распространялись восточнее этих вулканических центров, т.е. ниже по течению р. Бол. Амалат. Шлаколавовых аппаратов здесь не обнаружено, поэтому предполагается, что потоки этой части поля связаны с излияниями из вулканических центров.

Лавы западной части поля относятся к джилдиндинской свите, лавы восточной части — к джилдиндинской, хойготской свитам и береинской толще. Анализ вариаций состава вулканических и субвулканических пород проводится отдельно для пород западной и восточной частей вулканического поля. В общей последовательности событий выделяются семь разновозрастных групп пород (табл. 1).

Западная часть плоскогорья

Первый опорный разрез джилдиндинской свиты с использованием данных бурения был изучен в западной части территории, в районе оз. Мухал.

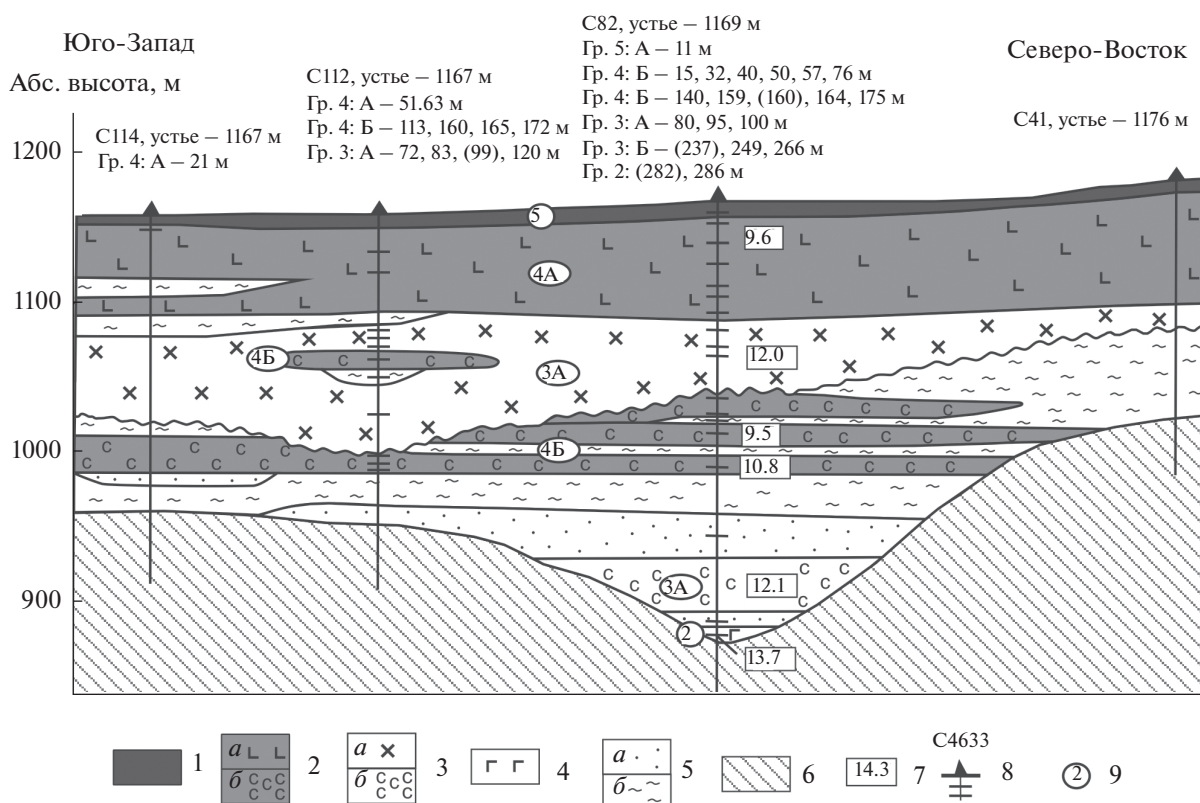


Рис. 2. Строение опорного разреза верховьев Северной (Хойготской) палеодолины в районе оз. Мухал, по [Рассказов, 1985; Рассказов, Батырмурзаев, 1985] с уточнениями.

1–4 – джилдинская свита: 1 – базанит–фонотефритовые лавы (~9.2 млн лет), 2 – базальтовые лавы (а) и синхронные силлы (б) (10.8–9.5 млн лет), 3 – базанитовые лавы (а) и синхронные силлы (б) (13–12 млн лет), 4 – щелочные оливиновые базальты в тальвеге эрозионной палеодолины (14–13 млн лет); 5 – осадочные отложения: а – пески, гравелисты, галечники, б – алевролиты, алевроиты; 6 – породы докайнозойского фундамента; 7 – К–Аг-датировка; 8 – скважина, ее номер, абсолютная отметка устья, глубина отбора образцов вулканических пород и осадочных отложений (в скобках); 9 – порядковый номер вулканического эпизода в табл. 1.

Здесь выделены две толщи, разделенные стратиграфическим несогласием: нижняя, осадочно-вулканогенная, мощностью более 200 м и верхняя, вулканогенно-осадочная, мощностью 150–160 м (рис. 2).

В нижней (осадочно-вулканогенной) толще в основании разреза, вскрытого 286-метровой скв. 82, опробован поток щелочно-olivин-базальтового состава мощностью 3 м. Он залегает на породах фундамента и перекрыт слоями алевролитов (1 м) и галечников (4 м). Выше находится слой гиалобазанитов (38 м), представляющий собой силл. В его кровле расположен слой светлого мелкозернистого песка (23 м), перекрытый слоем озерных ленточных алевроитов с включениями вивианита. Суммарная мощность однородных озерных отложений в разрезах разных скважин верховьев Хойготской палеодолины превышает 150 м. Отложения инъецированы базальтовыми силлами.

В верхней (вулканогенно-осадочной) толще выделяются три пакета лав разного состава: базанитовый (90–100 м), базальтовый (50–60 м) и ба-

занит–фонотефритовый (от первых метров до 40 м и более). В базанитовом и базанит–фонотефритовом пакетах распространены прослои вулканических шлаков, накопление которых приводило к образованию вулканических конусов, выступающих на слаборасчлененной лавовой равнине. В юго-западной части вулканического центра Яоле находится субмеридиональная цепочка четырех построек. Самая крупная из них (80-метровая) представляет собой вал, образовавшийся над магмовыводящей трещиной протяженностью около 1 км. Вал вытянут в северо-восточном направлении и сложен агглютинатами, лавами и линзами шлаков фонотефритового состава, наклоненными к северо-западу по аз. 310° под углом 10°–15°.

Для щелочного оливинового базальта основания разреза (обр. 82/286) получена К–Аг-датировка 13.7 ± 1.2 млн лет. Выше потока щелочных оливиновых базальтов расположена толща осадочных отложений, не содержащих лавовых прослоев. Сначала отлагались галечники, затем пески и, наконец, глубоководные озерные але-

риты без каких-либо следов размыва. Гиалокластиты или подушечные лавы, которые могли образоваться при подводных извержениях в озере, не обнаружены. Накопление осадочных отложений было прервано спуском воды из озерного водоема. Эрозионное расчленение отложений зафиксировано пакетом базанитовых лав, излившихся около 12 млн лет назад.

Осадочная толща пронизана силлами, на границах которых отсутствуют поры, характерные для границ лавовых потоков. В кровле и подошве силлов обнаружены следы отжига спор и пыльцы. Датировка гиалобазанита нижнего силла (обр. 82/237) — 12.1 ± 2.0 млн лет сопоставима с датировкой базанитов послеэрозионного лавового пакета (обр. 82/110) — 12 ± 1.3 млн лет, что свидетельствует о внедрении этого силла в осадочную толщу одновременно с излияниями послеэрозионных базанитовых лав. Отдельная фаза излияний базальтовых лав верхнего пакета имеет возраст 9.6 ± 0.7 млн лет (обр. 82/32). Для базальтовых силлов, внедрившихся в пакет озерных отложений, получены сопоставимые датировки в пределах погрешности измерений (10.8 ± 0.8 млн лет, обр. 82/175 и 9.5 ± 1.0 млн лет, обр. 82/159). В целом базальты в лавовой и субвулканической фациях датированы интервалом 10.8–9.5 млн лет.

В верхнем пакете разреза определен возраст фотэфрита (обр. p987) — 9.2 ± 1.0 млн лет, отобранного на шлаколавовом конусе вулканического центра Яоле [Рассказов, Батырмурзаев, 1985].

Восточная часть плоскогорья

В отличие от западной части плоскогорья, лавы и осадочные отложения в его восточной части не образуют единой стратиграфической последовательности. По обнажениям и линиям разрезов в Береинском и Салбулинском вулканических центрах выделены эпизоды вулканической деятельности: 1) рубеж раннего-среднего миоцена (16–14 млн лет назад), 2) середина среднего миоцена (14–13 млн лет назад), 3) окончание среднего миоцена (13–12 млн лет назад), 4) первая половина позднего миоцена (10.8–9.5 млн лет назад), 5) ранний плиоцен (4–3 млн лет назад) и 6) плейстоцен (1.1–0.6 млн лет назад).

Среднемиоценовые лавы Береинского вулканического центра заполняли глубокие эрозионные палеодолины, перемежаясь с линзами осадочных отложений (рис. 3, 4). Тальвег главной палеодолины находился на абсолютной высоте 850 м. После накопления до 200 м лав вулканическая толща вновь расчленялась до абсолютной отметки 960 м. Сформировавшийся врез заполнялся преимущественно грубообломочными отложениями мощностью до 80 м. Лавы последующих (позднемиоценовых) извержений перекры-

вали грубообломочную толщу и сохранившиеся от эрозии останцы ранних лав. Нижние потоки перемежались с линзами песка. Максимальная мощность позднемиоценовых лавовых накоплений — 130 м. Плейстоценовые врезы речных долин расчленили верхние части обеих вулканических толщ до абсолютной отметки 950 м. Врезы заполнились лавами и линзами песков. Мощность лав в плейстоценовых долинах достигала 70 м.

Первый эпизод вулканизма в Береинском центре представлен обломками пород из слоистой туфогенно-осадочной толщи, вскрытой карьером на 76-м км дороги Романовка–Багдарин (местоположение см. на рис. 3). Состав обломков меняется от пикробазальтов до Mg-базанитов. В работе И.В. Ащепкова [1991] приведена K–Ar-датировка пород 26 млн лет, полученная по их валовому составу. Позже были получены более молодые датировки: 18.5, 18.1 ± 1 и 16.3 ± 1 млн лет [Esin et al., 1995; Litasov, Taniguchi, 2002; Ащепков и др., 2003]. Породы сложены вулканическим стеклом и изменены (потери при прокаливании составляют до 6.6 мас. %). В стекле мог содержаться избыточный аргон. Опубликованные K–Ar-данные явно удревняли возраст пород, поэтому служат только для оценки нижнего возрастного предела туфогенно-осадочной толщи, составляющего около 16 млн лет. Ее верхний возрастной предел — 13.35 ± 0.17 млн лет определяется по ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировке “плато” андезибазальтовых лав (обр. V–12), накопившихся после эрозионного расчленения территории [Рассказов и др., 2000].

Туфогенно-осадочная толща с обломками пикробазальтов и Mg-базанитов занимает относительно высокое гипсометрическое положение (>1000 м), подошва пакета базальт–андезибазальтовых лав расположена ниже 900 м, а кровля достигает 1100 м. Пикробазальт–Mg-базанитовая постройка образовалась до излияний базальт–андезибазальтовых лав и ко времени этих излияний была уже разрушена. Наиболее вероятно, что пикробазальты и Mg-базаниты извергались во временном интервале 16–14 млн лет назад, одновременно с перестройкой рельефа территории Витимского плоскогорья, его глубоким эрозионным расчленением и накоплением грубообломочных отложений нижнеджилдинской подсвиты [Рассказов и др., 2007]. В это же время в других районах рифтогенеза на территории Азии происходили извержения лав экзотического состава, таких как оливиновые мелалейцититы Удоканского вулканического поля, резко обедненные несовместимыми элементами толеитовые базальты Тункинской долины (с прослоем пикробазальтов, содержащим $\text{MgO} = 15\text{--}16$ мас. %), калиевые базальты Угей-Нурского поля Центральной Монголии [Рассказов и др., 2012].

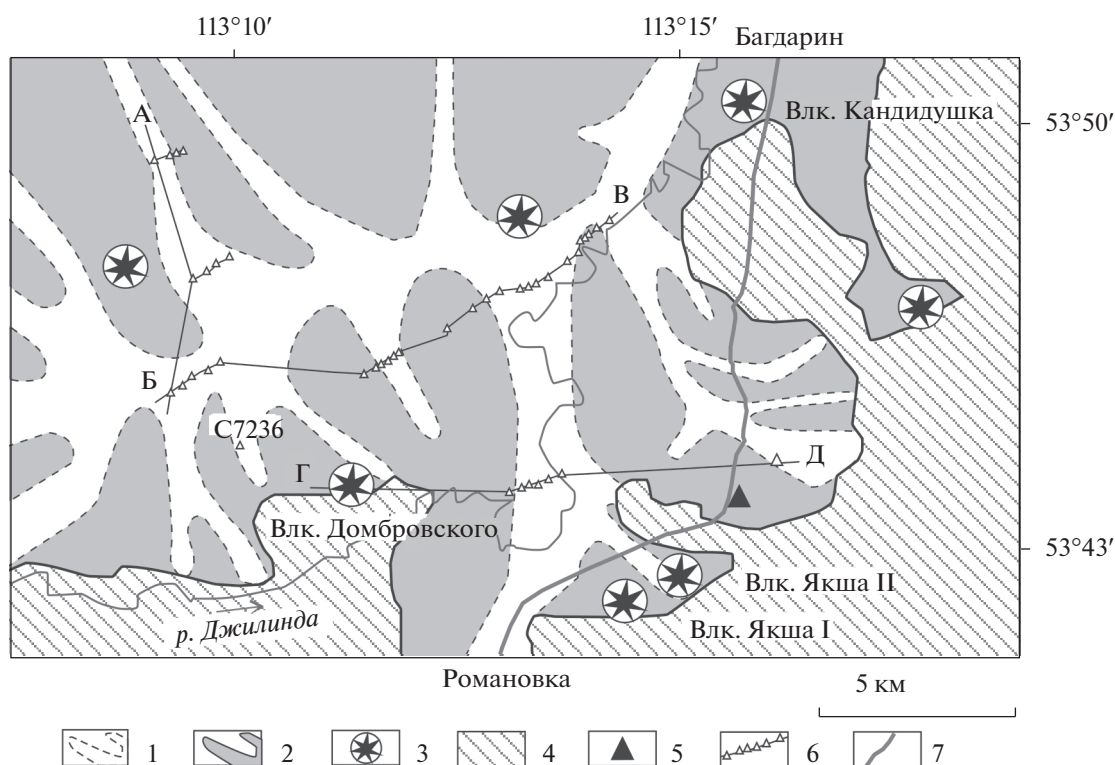


Рис. 3. Схема строения Береинского вулканического центра и расположение в нем буровых скважин.

1 – погребенная палеодолина; 2 – край лавового покрова; 3 – шлаково-агглютинативная постройка; 4 – докайнозойский фундамент; 5 – дорожный карьер, вскрывающий слоистую туфогенно-осадочную толщу с обломками пород от пикробазальтового до Mg-базанитового состава; 6 – линия буровых скважин (отдельно скважина С7236); 7 – автомобильная дорога Романовка–Багдарин. Схема построена с использованием данных П.А. Пешкова и С.И. Макарова [Лучинин и др., 1992].

Второй эпизод вулканизма в пределах Береинского центра представлен 200-метровым пакетом базальтовых и андезибазальтовых лав. Эти лавы переслаиваются с осадочными отложениями, содержащими спорово-пыльцевые спектры и диатомовые водоросли среднего миоцена. Получены ^{40}Ar – ^{39}Ar - и К–Аг-датировки пород – 14.3–13.5 млн лет [Рассказов и др., 2000, 2007].

Третий эпизод обозначен базанитами, залегающими в виде лав и силлов. К–Аг возраст базанитового силла, внедрившегося в мощную (101 м) однородную толщу озерных отложений, составляет 12.6 ± 0.8 млн лет (обр. 7236/158). В разрезе этой толщи, вскрытой скважиной, происходит резкое изменение состава диатомовой флоры. Ниже силла определены *Actinocyclus krasskei* и некоторые (в том числе новые) виды, а выше силла – *A. gorbunovii* [Usoltseva et al., 2010], который не встречается в отложениях среднего миоцена и характерен для отложений его верхнего отдела [Моисеева, 1995]. Как и в западной части Витимского плоскогорья накопление базанитовых лав и внедрение силлов в его восточной части сочетались с активной эрозией и накоплением осадочных от-

ложений аллювиального и озерного происхождения. Мощность базанитов достигает 100 м.

Лавы и силлы базальт–трахибазальтового состава четвертого эпизода вулканизма имеют К–Аг возраст от 11.8 до 9.8 млн лет [Рассказов и др., 2000; Usoltseva et al., 2010]. Образовавшийся пакет мощностью более 100 м венчает разрез джилиндинской свиты.

Следующий (пятый) эпизод проявлен в базанитовых силлах. Их внедрение завершало вулканическую деятельность в среднем-позднем миоцене в восточной части плоскогорья.

В Салбулинском вулканическом центре определен К–Аг-возраст базальтового потока 4.0 ± 0.6 млн лет (обр. p597). В пределах этого центра базальты были расчленены, а эрозионные врезы заполнены лавами базанит–фонотефрит–тефрифолитового состава, подобными лавам заключительной фазы активности Береинского вулканического центра [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]. Породы близкого состава, слагающие потоки близ устья р. Джилinda и в 1 км ниже устья этой реки, впадающей в р. Большой Амалат, имеют сопоставимые в пределах погрешности измерений дати-

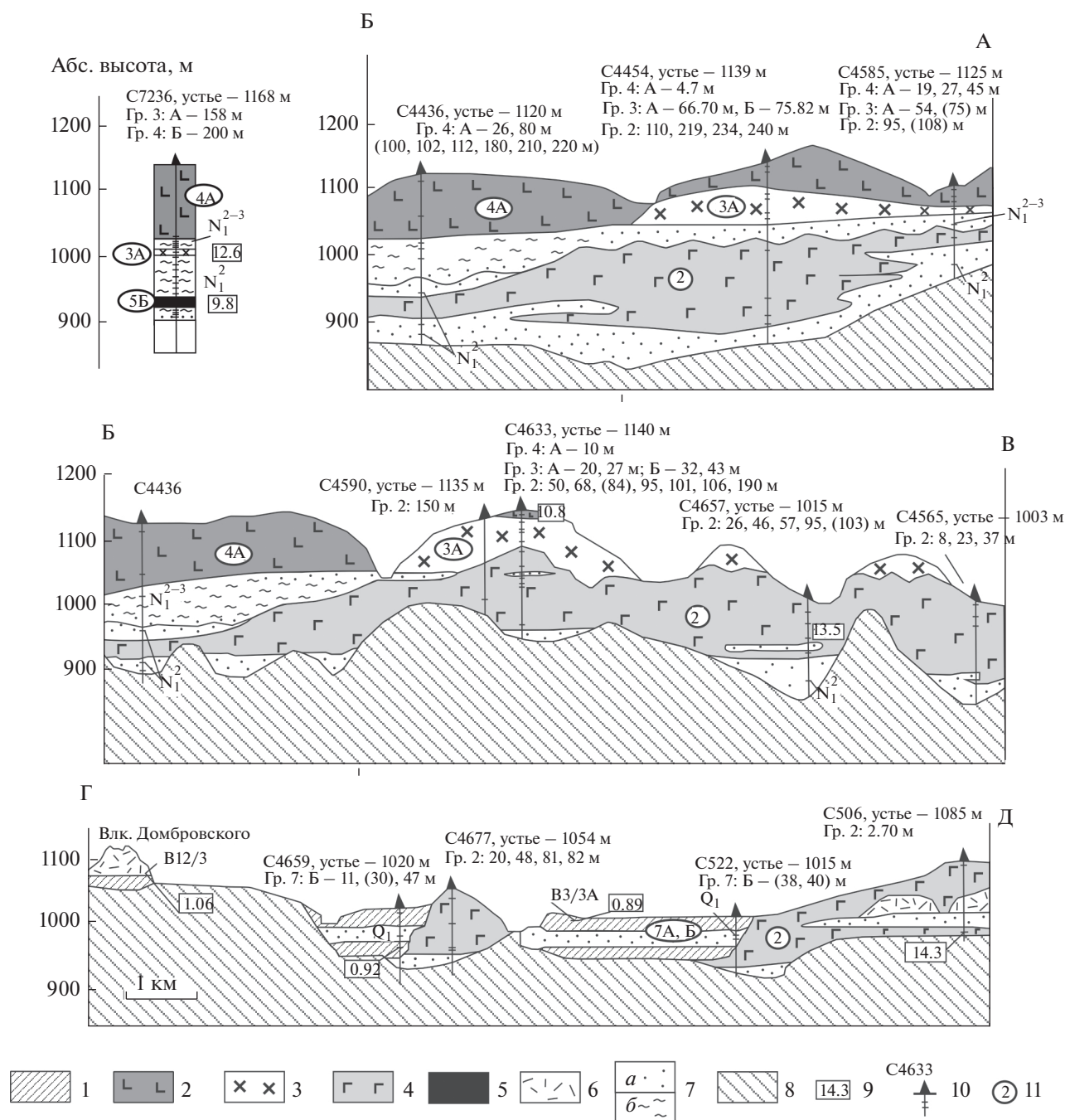


Рис. 4. Строение разрезов разновозрастных вулканических пород и осадочных отложений Берейнского вулканического центра, по [Рассказов и др., 2000] с уточнениями.

1 — берейнская толща (1.1–0.6 млн лет): базаниты, фонотейфриты, тефрифонолиты; 2–4 — джилдинская свита: 2 — базальты (10.8–9.5 млн лет), 3 — базаниты (13–12 млн лет), 4 — базальты и андезибазальты (14–13 млн лет); 5 — базанитовый силл; 6 — шлаки, кластотуфы вулканической постройки; 7 — осадочные отложения: а — пески, гравелиты, галечники, б — алевролиты, алевроиты; 8 — породы докайнозойского фундамента; 9 — К–Аг-датировка; 10 — скважина, ее номер, абсолютная отметка устья, глубина отбора образцов вулканических пород и осадочных отложений (в скобках); 11 — порядковый номер вулканического эпизода в табл. 1. N_1^2 , N_1^{2-3} , Q_1 — возраст спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов (средний миоцен, рубеж среднего и верхнего миоцена и нижний плейстоцен). Местоположение скважины 7236 и линий разрезов АБ, БВ, ГД показано на рис. 3.

ровки — 3.5 ± 0.3 млн лет (обр. 370) и 3.4 ± 0.3 млн лет (обр. 371–3) млн лет [Ащепков и др., 2003].

Заключительный эпизод извержений в Берейнском и Салбулинском вулканических центрах представлен лавами и пирокластическим материалом базанит–фонотефритового состава. Лавовые извержения сопровождались образованием в Берейнском вулканическом центре 4-х конусов: Кандидушка, Домбровского, Якша I и Якша II. Эпизод 1.1–0.6 млн лет назад определен серией K–Ar- и ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировок [Рассказов и др., 2000].

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ГРУПП ПОРОД

На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем и диаграмме нормативных минералов в системе CIPW: $Ne-(Hy + Qz) - 100 \times An/(An + Ab)$ (рис. 5, 6; табл. 2, 3) отчетливо выделяются семь разновозрастных групп пород (см. табл. 1). Сопоставление трендов разновозрастных вулканических и субвулканических пород разных территорий свидетельствует о сходстве состава базанитовых извержений с повышенным содержанием нормативного An 13–12 млн лет назад с последующим переходом к извержениям ряда базальт–андезибазальт 11.8–9.5 млн лет назад. В восточной части поля породы пятого эпизода (10–9 млн лет назад) представлены силлами базанитов (подгруппа 5Б), а в западной части поля – подгруппами трахибазальтов–базанитов (5А) и базанитов–фонотефритов (5Б). В западной части поля не обнаружено аналогов групп пикробазальтов–Mg-базанитов первого эпизода (группа 1, возраст 16–14 млн лет), базанитов с пониженным содержанием нормативного An третьего эпизода (подгруппа 3Б, возраст 13–12 млн лет), базальтов шестого эпизода (группа 6, возраст 4–3 млн лет), а также базанитов, базанитов–фонотефритов–тефрифонолитов (подгруппы 7А, 7Б, возраст 1.1–0.6 млн лет).

В восточной части поля последовательно возрастала щелочность пород от пикробазальтов–Mg-базанитов (группа 1) через базаниты–трахибазальты (подгруппы 3А и 3Б) к базанитам (подгруппа 7А) и базанитам–фонотефритам–тефрифонолитам (подгруппа 7Б). Породы этого ряда чередовались во времени с базальтами–андезибазальтами (группа 2), базальтами–трахибазальтами (группа 4) и вновь с базальтами–трахибазальтами (группа 6). Для пород западной части поля характерны вариации содержания SiO_2 при относительно низкой сумме щелочей (4.0–5.3 мас. %). Щелочные оливиновые базальты (группа 2) сменялись базанитами с повышенным содержанием нормативного An (подгруппа 3А), а затем вулканическими и субвулканическими базальтами (подгруппы 4А, Б). Только после извержения базальтов проявилась тенденция возрастания щелочности с образованием непрерывного

ряда базальт–базанит (подгруппа 5А) и контрастной ассоциации базанита и фонотефрита (подгруппа 5Б).

На рис. 6а представлена диаграмма нормативных минералов пород восточной части плоскогорья. Группа пикробазальтов–Mg-базанитов (эпизод 16–14 млн лет назад) обозначает начальный тренд снижения рассчитанных значений нормативного An от 80 до 53% и повышения значений нормативных минералов $Ne-(Hy + Qz)$ от –6.4 до +7.8. Несмотря на высокую магнезиальность, наиболее недосыщенные кремнеземом породы этого ряда не могут относиться к меланефелинитам, поскольку, по определению [Le Bas, Streckeisen, 1991], породы этого типа должны содержать более 95% нормативного An . Они приближаются по составу к наименее недосыщенным породам ряда оливиновых мелалейцититов – Mg-базанитов Удоканского вулканического поля, излившихся около 14 млн лет назад [Рассказов и др., 1997]. Базальты и андезибазальты (эпизод 14–13 млн лет назад) образуют тренд 2, протягивающийся из области пород, насыщенных кремнеземом, (нормативный $Hy + Qz$ до 28%) в область недосыщенных (нормативный Ne до 4%). Тренды 1 и 2 резко отделены друг от друга. На продолжении пикробазальт–Mg-базанитового тренда находится фигуративное поле базанитов (эпизод 13–12 млн лет назад). Часть пород этой группы характеризуется повышенными значениями нормативного An (55–62), другая часть – пониженными (38–50). На рис. 6а эти подгруппы базанитов обозначены, соответственно, как подгруппы 3А и 3Б.

После эпизода базанитовых извержений снова возросла роль магм, насыщенных кремнеземом (эпизод 10.8–9.5 млн лет назад). Магмы этого же типа продолжали поступать и позже (эпизод 4–3 млн лет назад). Резко недосыщенные кремнеземом магмы появились только в плейстоцене (эпизод 1.1–0.6 млн лет назад). Можно выделить две ветви пород этого возраста: ветвь базанитов, направленная от области с промежуточными значениями нормативного An (~45–50) и сравнительно низкими значениями нормативного Ne (8–17%) в сторону возрастания первого показателя до 70% и второго – до 20% (тренд 7А), а ветвь базанитов–фонотефритов–тефрифонолитов – в сторону снижения первого показателя до 15% с возрастанием второго до 31% (тренд 7Б). Тренды 7А и 7Б в целом были подобны трендам 3А и 3Б.

Сходство состава базанитовых извержений с повышенным содержанием нормативного An (13–12 млн лет назад) и следующих за ними базальт–андезибазальтовых извержений (11.8–9.5 млн лет назад) подтверждается распределением фигуративных полей пород восточной и западной частей плоскогорья (см. рис. 6а, б). В западной части поля

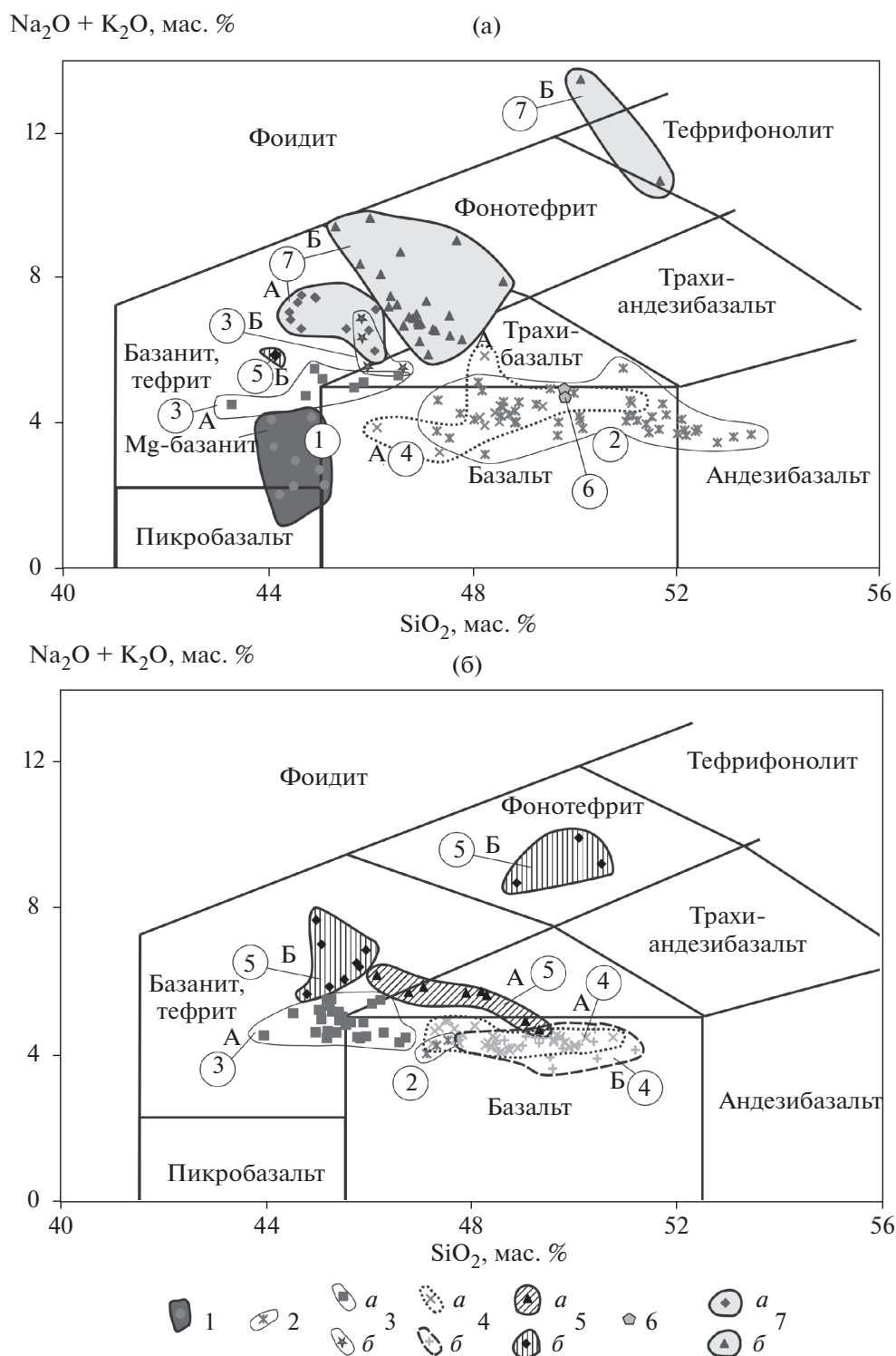


Рис. 5. Соотношение щелочи—кремнезем в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Разделительные линии, по [Le Bas, Streckeisen, 1991]. Цифрами в кружках обозначены фигуративные поля разновозрастных групп (трендов) пород: 1 — пикробазальты, Mg-базаниты; 2 — базальты, андеизит-базальты; 3а — базаниты с повышенным A_n в лавах и силлах, 3б — базаниты с пониженным A_n , 4а — базальты, трахибазальты, 4б — силлы, подобные по составу лавам с трендом 4а; 5а — трахибазальты, базаниты, 5б — базаниты, фонотефриты; 6 — базальты; 7а — базаниты, 7б — базаниты, фонотефриты, тефрифонолиты. Содержания оксидов приведены к 100% за вычетом потерь при прокаливании.

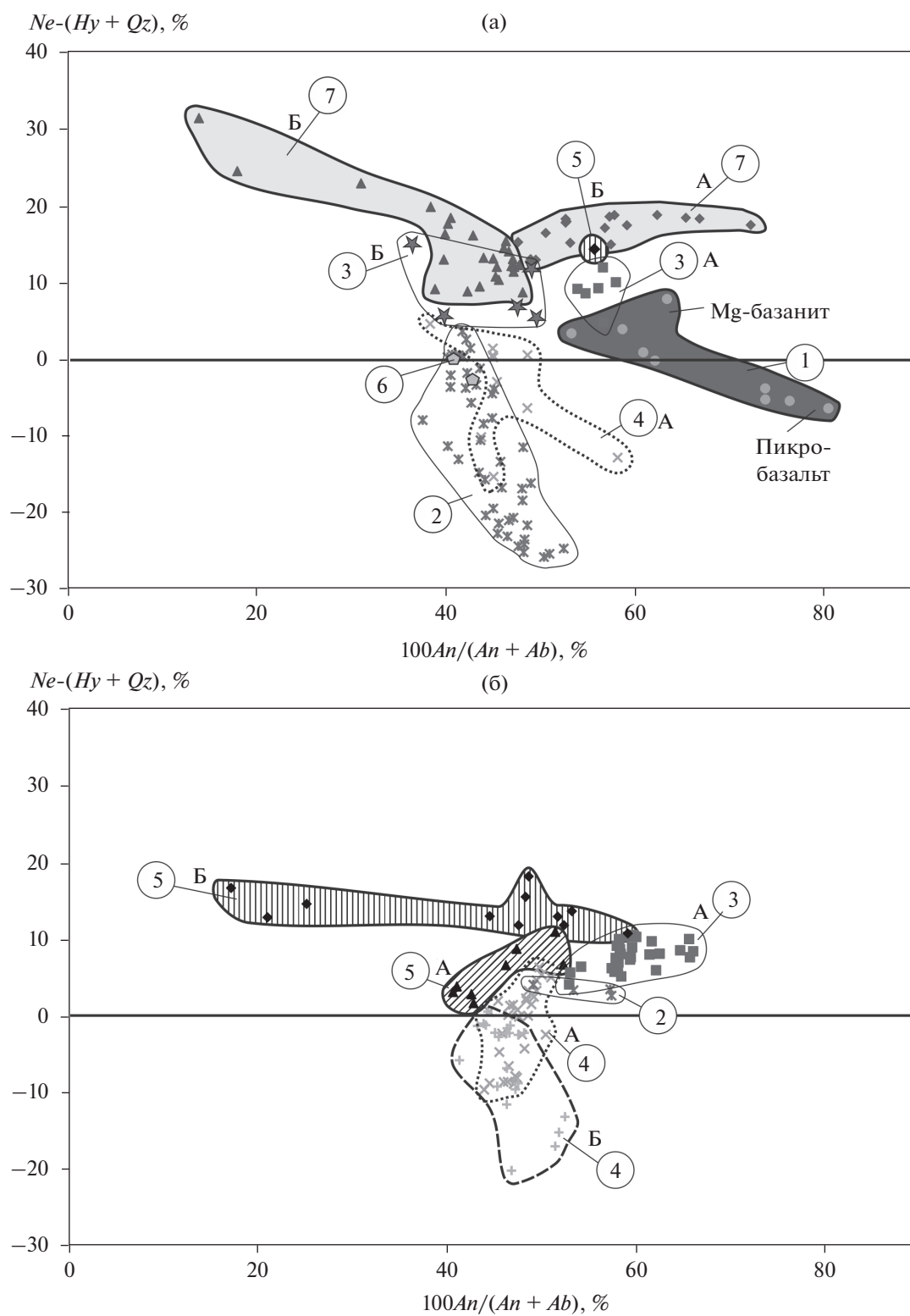


Рис. 6. Соотношение нормативных $Ne-(Hy + Qz)$ и $100 \times An/(An + Ab)$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья.
Условные обозначения см. рис. 5.

Таблица 2. Состав вулканических и субвулканических пород разновозрастных групп (подгрупп) восточной части Витимского плоскогорья

Образец	C215	93VBS 4	4633/101	4633/27	4633/10	7236/200	p597	p600/1	p596/1
Группа, подгруппа	1	1	2	3A	4A	5A	6	7A	7B
Порода	PB	Mg-BSN	B	BSN	B	BSN	B	TPH	BSN
Возраст, млн лет	16–14	16–14	14–13	13–12	10.8	10–9	4.00	1.1–0.6	1.1–0.6
SiO ₂	41.81	43.76	47.80	44.67	48.27	43.38	49.26	45.15	46.06
TiO ₂	2.11	2.58	2.55	3.23	2.1955	2.67	2.12	2.54	2.47
Al ₂ O ₃	9.45	10.53	13.00	13.60	14.67	13.4	14.54	13.69	13.98
Fe ₂ O ₃	12.06	13.85	3.89	4.42	3.64	2.69	11.49	13.15	12.6
FeO	Не опр.	Не опр.	8.2	9.04	9.23	10.8	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MnO	0.17	0.20	0.17	0.17	0.1675	0.17	0.19	0.21	0.2
MgO	15.53	14.57	9.36	9.11	8.145	8.89	8.46	8.21	8.5
CaO	9.62	9.85	8.40	9.13	8.755	9.37	8.35	8.5	7.96
Na ₂ O	0.77	2.55	2.83	3.48	3.125	4.35	3.47	4.55	4.15
K ₂ O	1.46	1.61	1.47	1.93	1.115	1.37	1.56	2.75	2.7
P ₂ O ₅	0.67	0.90	0.48	0.66	0.347	0.68	0.43	0.89	0.74
ППП	6	3.67	2.55	0.00	0.455	2.37	0.00	0	0
Сумма	105.65	104.07	100.68	99.43	100.115	100.14	99.87	99.64	99.36
Sc	14.8	14.7	21.3	21.2	23.1	20.4	Не опр.	14.5	9.4
Cu	Не опр.	45	58	53	75	65	Не опр.	43	27
Zn	Не опр.	107	72	82	98	116	Не опр.	140	84
Rb	14	29.2	28.6	32.9	17.4	27.2	Не опр.	35.7	25.1
Sr	1703	1367	1477	839	504	781	Не опр.	1005	560
Y	13	26	25	25	22	26	Не опр.	24	14
Zr	210	205	205	256	137	218	Не опр.	244	155
Nb	78.9	78.8	39.6	55.8	24.7	43.7	Не опр.	67.7	41.6
Cs	Не опр.	0.28	0.19	0.29	0.11	0.43	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ba	840	4389	420	532	290	510	Не опр.	603	391
La	46.0	57.3	26.6	35.2	17.0	34.7	Не опр.	41.4	22.2
Ce	85.3	109	54.2	72.2	35.8	73.2	Не опр.	81.1	43.7
Pr	Не опр.	13.84	7.23	9.5	4.9	9.0	Не опр.	9.8	5.3

Таблица 2. Окончание

Образец	C215	93VBS 4	4633/101	4633/27	4633/10	7236/200	p597	p600/1	p596/1
Nd	43.4	56.9	31.6	41.0	22.3	37.8	Не опр.	39.4	21.7
Sm	10.4	11.0	7.0	8.7	5.3	8.4	Не опр.	8.2	4.6
Eu	3.2	3.5	2.3	2.8	1.8	2.7	Не опр.	2.7	1.6
Gd	9.4	10.1	6.9	7.9	5.5	7.8	Не опр.	7.6	4.4
Tb	1.20	1.26	1.00	1.09	0.84	1.02	Не опр.	1.01	0.59
Dy	Не опр.	5.9	5.1	5.5	4.4	5.4	Не опр.	4.9	2.9
Ho	Не опр.	0.93	0.91	0.90	0.81	0.99	Не опр.	0.83	0.49
Er	Не опр.	1.92	2.10	1.99	1.91	2.29	Не опр.	1.87	1.12
Tm	Не опр.	0.24	0.30	0.27	0.29	0.36	Не опр.	0.23	0.14
Yb	1.02	1.26	1.65	1.40	1.61	1.64	Не опр.	1.22	0.75
Lu	0.12	0.17	0.24	0.20	0.25	0.22	Не опр.	0.16	0.10
Hf	5.7	5.7	5.1	5.9	3.7	5.3	Не опр.	5.3	3.3
Ta	3.3	4.2	2.3	3.3	1.5	2.9	Не опр.	3.9	2.4
Pb	Не опр.	4.9	3.4	3.7	2.2	2.9	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Th	5.4	6.4	3.1	3.8	1.9	3.9	Не опр.	4.2	2.3
U	Не опр.	1.3	0.8	0.9	0.5	1.1	Не опр.	1.2	0.7
Cr	867	922	349	211	211	238	Не опр.	174	124
Co	Не опр.	60	45	55	52	55	Не опр.	49	32
Ni	Не опр.	567	197	170	160	207	Не опр.	166	119
V	Не опр.	154	170	198	155	207	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512730	0.512892	0.512867	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.512779	0.512793	0.512759
$\pm 2\sigma$	Не прив.	0.000008	0.000013	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.000006	0.000006	0.000005
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704406	0.704183	0.704036	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.70441	0.70418	0.70425
$\pm 2\sigma$	Не прив.	0.000014	0.000013	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.00001	0.000010	0.000010
Источник данных	[Esin et al., 1995]	[Johnson et al., 2003]	Среднее двух определений: [Johnson et al., 2003] и данные авторов			Данные авторов	[Harris, 1998]	[Harris, 1998]	[Harris, 1998]

Примечание. Группы и подгруппы соответствуют табл. 1. PB – пикробазальт; BSN – базанит; B – базальт; TRN – тефрифолит. Приведены анализы из базы данных по кайнозойским вулканическим породам Азии [Расказов и др., 2013]. Содержания оксидов приведены в мас. %, микроэлементов – в мкг/г. Не опр. – не определялось. Не прив. – в источнике данных не приводилось.

Таблица 3. Состав вулканических и субвулканических пород разновозрастных групп (подгрупп) западной части Витимского плоскогорья

Образец	с82/17/284	с82/9/95	с82/7/76	с82/12/159	4762/24	с417/1/13
Группа, подгруппа	2	3А	4А	4Б	5А	5Б
Порода	АОВ	BSN	В	В	В	РНТ
Возраст, млн лет	13.7	12.0	10.0	9.5	9.30	9.30
SiO ₂	46.23	44.91	48.16	47.86	48.60	49.34
TiO ₂	2.19	2.98	2.14	2.11	2.13	2.04
Al ₂ O ₃	14.03	13.87	14.28	14.17	14.21	15.49
Fe ₂ O ₃	2.17	3.23	2.59	1.42	12.05	4.72
FeO	9.54	9.16	8.84	10.15	Не опр.	5.88
MnO	0.19	0.20	0.19	0.18	0.15	0.18
MgO	8.99	9.95	8.90	9.04	8.20	4.49
CaO	10.17	9.11	8.86	8.84	9.36	5.84
Na ₂ O	2.79	3.47	2.94	2.93	3.57	5.85
K ₂ O	1.34	1.95	1.36	1.29	1.34	3.56
P ₂ O ₅	0.35	0.60	0.41	0.41	0.47	0.99
ППП	1.54	0.38	0.56	1.12	0.87	1.17
Сумма	99.50	99.79	99.69	100.07	100.95	99.52
Sc	23.2	19.3	21.2	22.2	19	5.5
Cu	72	62	63	65	67	23
Zn	104	109	102	110	76	179
Rb	20.3	26.7	19.6	16.8	19	54.8
Sr	482	681	732	534	603	1577
Y	23	23	24	24	24	24
Zr	146	230	156	158	167	486
Nb	26.3	55.0	30.7	30.3	32.0	98.3
Cs	0.19	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.18	Не опр.
Ba	320	436	299	335	373	774
La	17.8	34.5	20.0	20.4	24.2	81.1
Ce	37.0	68.0	40.8	42.2	48.1	153
Pr	4.50	8.3	5.0	5.2	6.2	17.3
Nd	20.56	33.3	22.3	22.4	26.9	63.3
Sm	4.6	7.0	5.3	5.5	5.8	12.0
Eu	1.5	2.3	1.8	1.8	2.0	3.7
Gd	4.8	6.6	5.4	5.3	5.8	11.2
Tb	0.73	0.90	0.81	0.77	0.86	1.30
Dy	4.0	4.6	4.3	4.3	4.5	5.6
Ho	0.76	0.80	0.79	0.77	0.83	0.85
Er	1.93	1.93	1.98	1.96	1.99	1.69
Tm	0.28	0.25	0.27	0.27	0.30	0.19
Yb	1.60	1.38	1.66	1.58	1.67	0.92
Lu	0.24	0.19	0.22	0.22	0.25	0.11
Hf	3.5	5.1	3.9	3.6	3.9	9.9
Ta	1.7	3.4	1.9	1.8	1.9	6.0
Pb	13.0	Не опр.	2.6	2.5	3.4	Не опр.
Th	2.1	3.9	2.4	2.2	2.6	10.4
U	0.6	1.1	0.7	0.6	0.7	2.8
Cr	283	233	276	254	249	52
Co	49	53	49	50	48	29
Ni	194	210	203	178	160	65
V	232		189	165	154	86
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512802	0.512884	0.512851	0.512828	Не опр.	0.512866
±2σ	0.000006	0.000006	0.000008	0.000009	Не опр.	0.000006
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704880	0.703920	0.704940	0.704230	Не опр.	0.703900
±2σ	0.000010	0.000010	0.000010	0.000010	Не опр.	0.000010
Источник данных	Данные авторов				[Johnson et al., 2003]	Данные авторов

Примечание. Группы и подгруппы соответствуют табл. 1. АОВ – щелочной оливиновый базальт; BSN – базанит; В – базальт; РНТ – фонотефрит. Содержания оксидов приведены в мас. %, микроэлементов – в мкг/г. Не опр. – не определялось.

извержениям базанитов (подгруппа 3А) предшествовали извержения щелочных оливиновых базальтов (группа 2). Группа щелочных оливиновых базальтов (нормативный $Ne = 0-5\%$, нормативный $100 \times An/(An + Ab) = 50-60\%$) расположена между фигуративными полями других пород (см. рис. 6б). Группа базанитов и базальтов (подгруппа 3А) смещена от нее с возрастанием содержания нормативного An до 68% и нормативного Ne до 10%. Фигуративное поле лав группы 4 (подгруппа А) частично перекрывается полем щелочных оливиновых базальтов и обозначает тренд снижения содержания нормативного An (от 52 до 43%) с переходом из области недосыщенных кремнеземом магм в область насыщенных магм (от $Ne = 6\%$ до $Hu = 10$). Фигуративное поле силлов (подгруппа 4Б) находится почти исключительно в области магм, насыщенных кремнеземом, частично перекрываясь с фигуративным полем лав (подгруппа 4А).

Лавы заключительной фазы вулканизма западной части поля (~9.2 млн лет назад) образуют два тренда в области магм, недосыщенных кремнеземом. В подгруппе 5А лавы трахибазальтов содержат первые проценты нормативного Ne , а базаниты — до 19%. Базаниты и фонотефриты подгруппы 5Б отличаются одинаковой недосыщенностью кремнеземом ($Ne = 3-16\%$) при содержаниях нормативного An от 60 до 18%. Эти породы отличаются от базанитов, фонотефритов и тефрифенолитов восточной части плоскогорья подгрупп 6А и 6Б финальной плейстоценовой фазы вулканизма.

Различия петрохимических характеристик разновозрастных вулканических и субвулканических пород восточной и западной частей плоскогорья отражены и на других диаграммах.

На диаграмме $TiO_2 - Mg\#$ видно, что высокомагнезиальная группа пикробазальтов–базанитов ($Mg\# = 66-77$) распространена в восточной части плоскогорья и отсутствует в западной части. В то же время значения $Mg\#$ пород других групп восточной части территории не превышают 65. Наиболее магнезиальные породы группы 1 содержат около 2 мас. % TiO_2 . С понижением $Mg\#$ содержания TiO_2 возрастают в этой группе до 2.8 мас. %. Менее магнезиальным породам свойственны широкие вариации содержания оксида титана (2–4 мас. %) (рис. 7а). В базальтах группы 4 западной части территории содержания оксида титана сравнительно низкие ($TiO_2 = 1.7-2.2$ мас. %), а в базанитах группы 3 повышенные ($TiO_2 = 2.3-3.0$ мас. %). В базанитах–фонотефритах группы 5 величина $Mg\#$ снижается от 64 до 46 при понижении содержания TiO_2 от 3 до 2 мас. % (см. рис. 7б).

На рис. 8б видно, что породы восточной части плоскогорья образуют три сходящихся между собой протяженных непрерывных тренда: 1) тренд широких вариаций K_2O/Na_2O (от 0.6 до 1.9) при

умеренном содержании калия (1.0–1.6 мас. %) в группе пикробазальтов — Mg-базанитов (эпизод 1), 2) тренд относительного снижения содержания калия (от 1.5 до 0.2 мас. %) при уменьшении отношения K_2O/Na_2O (от 0.7 до 0.1) в группе базальтов и андезибазальтов (эпизод 2) и 3) тренд относительного возрастания количества калия (от 1.7 до 4.3 мас. %) при незначительном повышении величины K_2O/Na_2O (от 0.5–0.6 до 0.6–0.8) в группе базанитов, фонотефритов, тефрифенолитов (подгруппа Б эпизода 7).

По вариациям содержаний калия и натрия три тренда пород восточной части плоскогорья сходятся между собой при общем составе с содержанием $K \sim 1.3$ мас. % и отношением $K_2O/Na_2O \sim 0.6$. Относительно общего состава в породах первого эпизода вулканизма существенно снижалась роль Na с переходом от калинатровой серии к калиевой, в породах второго — снижалась роль и Na, и K с переходом от калинатровой серии к натровой, а в породах заключительного (седьмого) эпизода возрастала роль K в калинатровой серии. В породах промежуточных вулканических эпизодов (3, 4 и 6) вариации содержаний калия и натрия незначительны и фиксируют переход от калинатровой серии к натровой (т.е. группы базальтов и андезибазальтов эпизода 2).

Для сравнения на рис. 8а выделено фигуративное поле пород калиевой серии западной части Угей-Нурского вулканического поля (Центральная Монголия), разновозрастных группе пикробазальтов–Mg-базанитов Витимского вулканического поля. Если в витимской группе пикробазальтов и Mg-базанитов калий играл роль фоновой компоненты, а вариации K–Na-отношений были обусловлены наличием высокобарной Na-фазы в источнике (например, омфацита), в монгольских породах калиевой серии одновременно возрастала роль и калия, и натрия.

На рис. 8б породы западной части плоскогорья не обнаруживают лучевого схождения, подобного схождению пород восточной части. Базаниты (эпизод 3) дают протяженный тренд согласованных вариаций калия и натрия. В этой группе пород K_2O/Na_2O возрастает от 0.3 до 0.8 с относительным повышением содержания калия от 1.0 до 2.0 мас. %. Базальты предшествующего и последующего эпизодов (2 и 4) группируются в нижней части тренда, а заключительного (эпизод 5) — обособляются в самостоятельный тренд резкого возрастания содержания калия (до 3.2 мас. %) при несущественном повышении K_2O/Na_2O (до 0.6). Тренд пород заключительного вулканического эпизода западной части плоскогорья (эпизод 5) подобен тренду пород заключительного эпизода восточной части плоскогорья (эпизод 7).

На диаграмме $FeO/MnO - MgO$ (рис. 9а) фигуративные точки начальных пикробазальтов во-

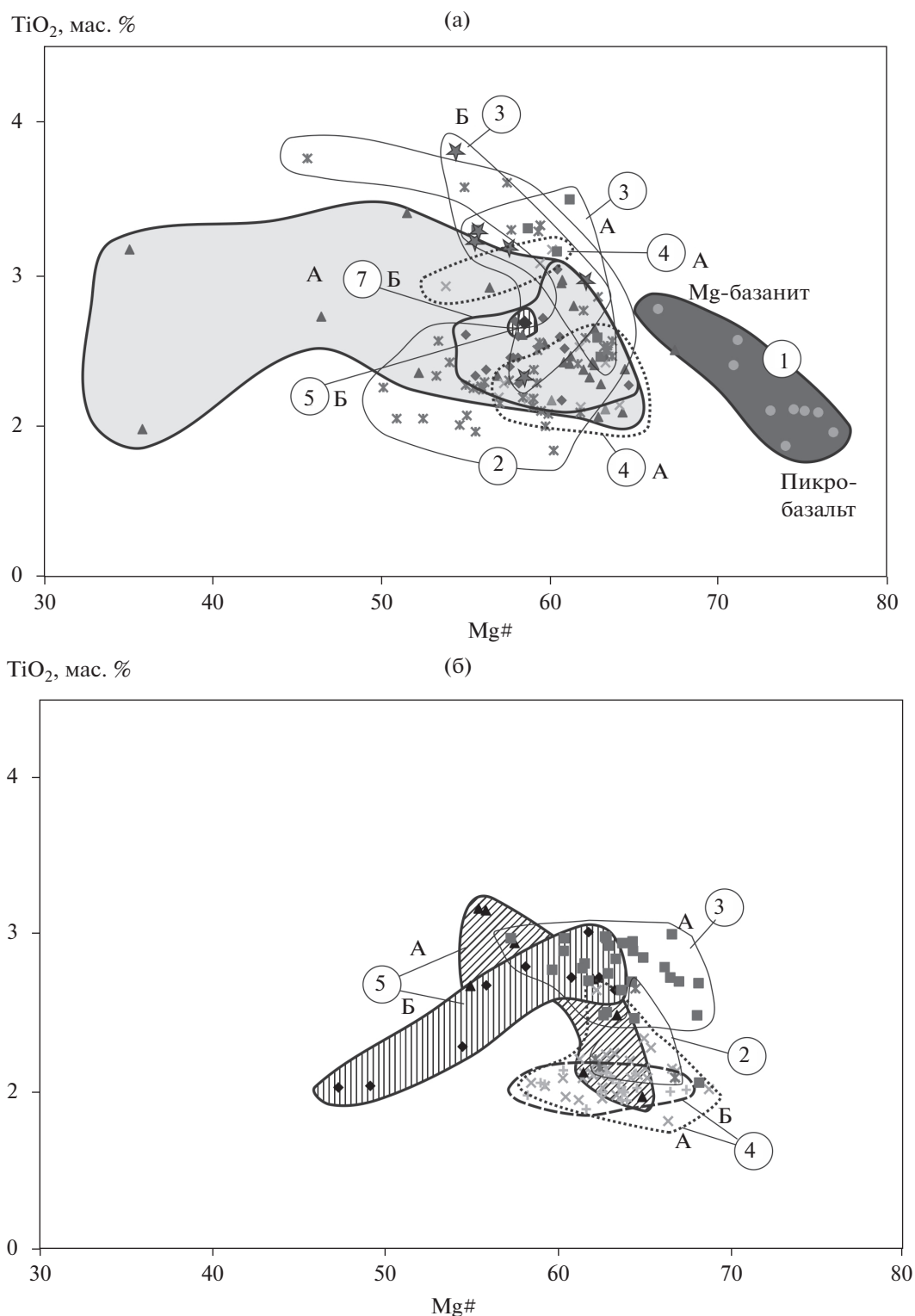


Рис. 7. Соотношение TiO_2 и $\text{Mg\#}$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5. $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (ат. кол.) при $\text{Fe}^{3+} = 0.15\text{Fe}$.

сточной части плоскогорья соответствуют частичным выплавкам из мантийных перидотитов, а Mg-базанитов — выплавкам из высокомагнезиальных пироксенитов. Более поздние лавы были

производными из источников неперидотитового типа. Концентрация точек базанитов групп 3 (подгруппы А и Б) на продолжении тренда Mg-базанитов может отражать образование выплавков

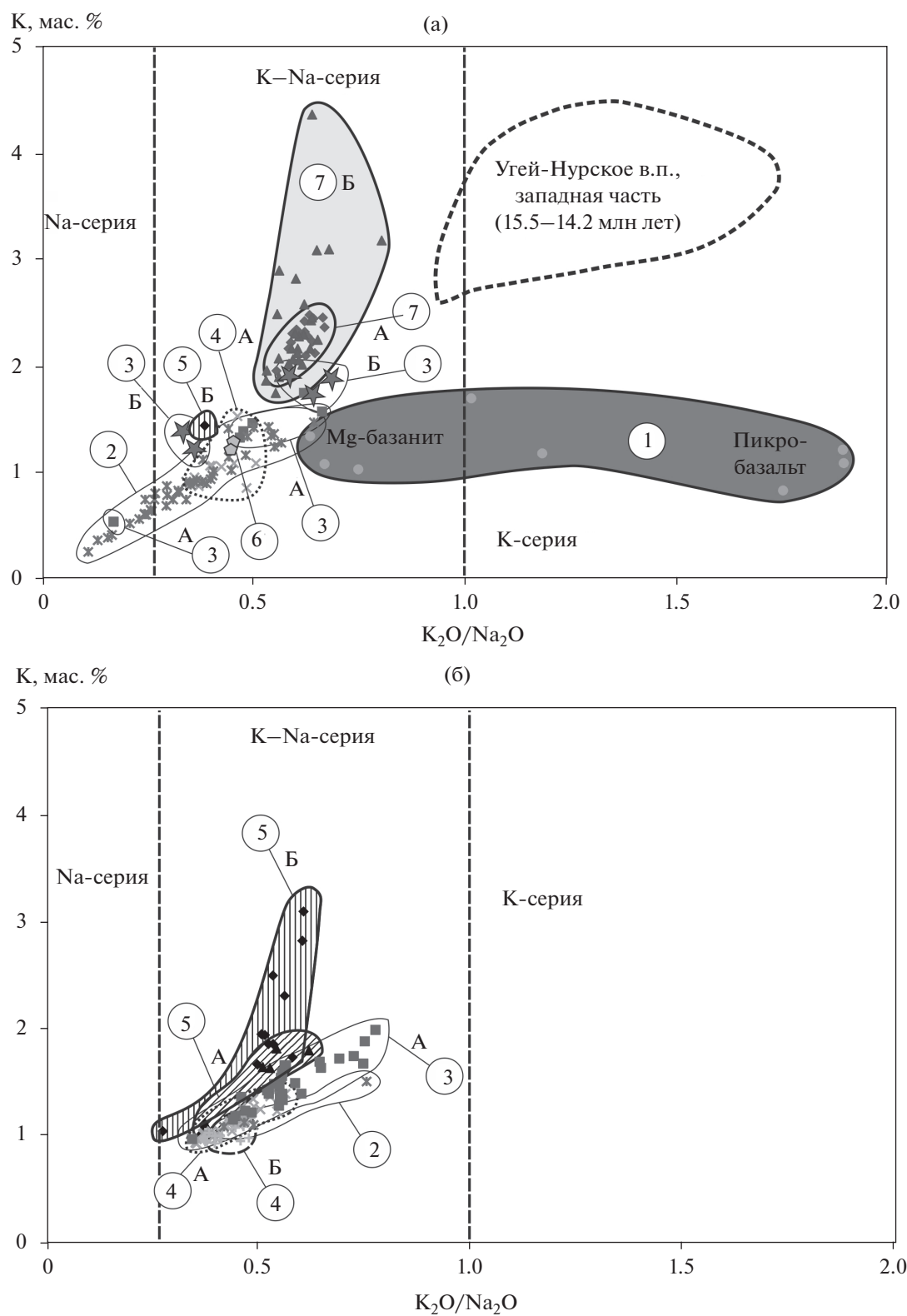


Рис. 8. Соотношение $K - K_2O/Na_2O$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5. Фигуративное поле пород западной части Угей-Нурского вулканического поля Центральной Монголии показано по данным из работы [Чувашова и др., 2010].

за счет малой степени плавления высокомагнезиальных пироксенитов. Более рассеянные точки групп 2, 4 и 7 свидетельствуют о сложном составе субстрата, вовлекавшегося в плавление. Базаниты группы 3 (подгруппа А) находятся преимущественно в той же части диаграммы б, а другие группы пород имеют рассеянный характер.

Диаграммы петрогенных оксидов на рис. 5–9, во-первых, свидетельствуют о резких отличиях состава пород начальных и финальных фаз вулканизма обеих рассматриваемых территорий Витимского плоскогорья от пород промежуточных фаз, во-вторых, — подчеркивают петрохимическую уникальность группы пикробазальтов и Mg-базанитов, проявившихся только в восточной части плоскогорья. Выделенные разновозрастные тренды составляют основу для изучения характера активности глубинных источников под западным и восточным районами плоскогорья. Для идентификации компонентов глубинных магматических расплавов обратимся сначала к изотопам, а затем — к микроэлементам.

ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Начальные изотопные отношения стронция во многих образцах вулканических пород Витимского плоскогорья завышены вследствие их вторичных изменений, поэтому исключены из рассмотрения в настоящей работе. Для характеристики изотопного состава источника вулканических пород служат величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Накопление в породах радиогенного изотопа ^{143}Nd за счет радиоактивного распада ^{147}Sm в геологическом времени зависело от отношения Nd/Sm в источнике. Обеднение мантийных пород легкими редкоземельными элементами с нормированным к хондриту значением Nd/Sm выше 1 отражалось в величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, превышающей значение примитивной мантии (0.512638), а обогащение легкими членами ряда с нормированным к хондриту значением Nd/Sm менее 1 — в величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, не превышающей это значение [Фор, 1989]. Таким образом, изотопное отношение неодима служит показателем обедненного или обогащенного источника, существовавшего в геологическом времени. В ходе эволюции мантии перед вулканическими извержениями могло происходить перераспределение элементов с локальным обеднением ими пород источника в результате частичного плавления или, наоборот, с обогащением в результате флюидного массопереноса. Из-за малого временного интервала существования такого источника в изотопных характеристиках Nd излившихся лав такие эффекты не отразились. Все полученные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вулканических пород Витимского плоскогорья превышают 0.512638, поэтому все выплавки относятся к источ-

никам с изотопными характеристиками мантийного материала, претерпевшего разную степень обеднения легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, включая обеднение Nd относительно Sm .

Исходя из отчетливого группирования по степени насыщенности—недосыщенности пород кремнеземом, выраженной в содержаниях нормативных минералов Ne или $(\text{Hu} + \text{Qz})$ (см. рис. 6), этот же показатель целесообразно применить для анализа характера вариаций изотопных отношений Nd (рис. 10).

В западной части плоскогорья в ранних лавах (обр. С82/17, группа 2) на пересечении трех трендов получено значение общего изотопного отношения неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512802$) при содержании нормативного $\text{Ne} = 3.4\%$. По сравнению с ним, в базанитах (группа 3, подгруппа А) отмечено последовательное слабое возрастание Ne (до 10.4) и увеличение значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0.512884. Тренд базальтовых силлов (группа 4, подгруппа А) характеризуется относительным снижением Ne с переходом к породам, содержащим до 15.2% нормативного $\text{Hu} + \text{Qz}$ при возрастании $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0.512845. В лавах группы 4 (подгруппа Б) измерены изотопные отношения Nd в двух образцах. Одно соответствует тренду базанитов, другое — тренду базальтовых силлов. Самые поздние лавы западной части плоскогорья (группа 5, подгруппа Б) характеризуются относительным возрастанием Ne до 18.2 при увеличении значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0.512859.

Минимальное значение изотопного отношения неодима общего состава расплавов может рассматриваться в качестве метки компонента однородной конвектирующей мантии (астеносферы), непосредственно подстилавшей литосферу западной части плоскогорья в начале вулканизма. В менявшихся с течением времени условиях плавления к астеносферному материалу добавлялись компоненты литосферной мантии с более высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

В образцах группы 1 определены значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.512730 при содержании нормативного $\text{Hu} = 5.3\%$ (пикробазальт) и 0.512892 при содержании нормативного $\text{Ne} 7.8\%$ (Mg-базанит). Различия обусловлены сменой состава плавившегося субстрата от перидотитового для пикробазальта к высокомагнезиальному пироксенитовому для Mg-базанита (см. рис. 9). В насыщенных кремнеземом базальт—андезитбазальтовых лавах, возраст которых составляет 14–13 млн лет (группа 2), отношения изотопов неодима существенно варьируются (от 0.512788 до 0.512930) и в целом близки значению в Mg-базаните. Недосыщенные кремнеземом заключительные лавы восточной части плоскогорья (группа 7) образуют компактные подгруппы А и Б. Наиболее низкое значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

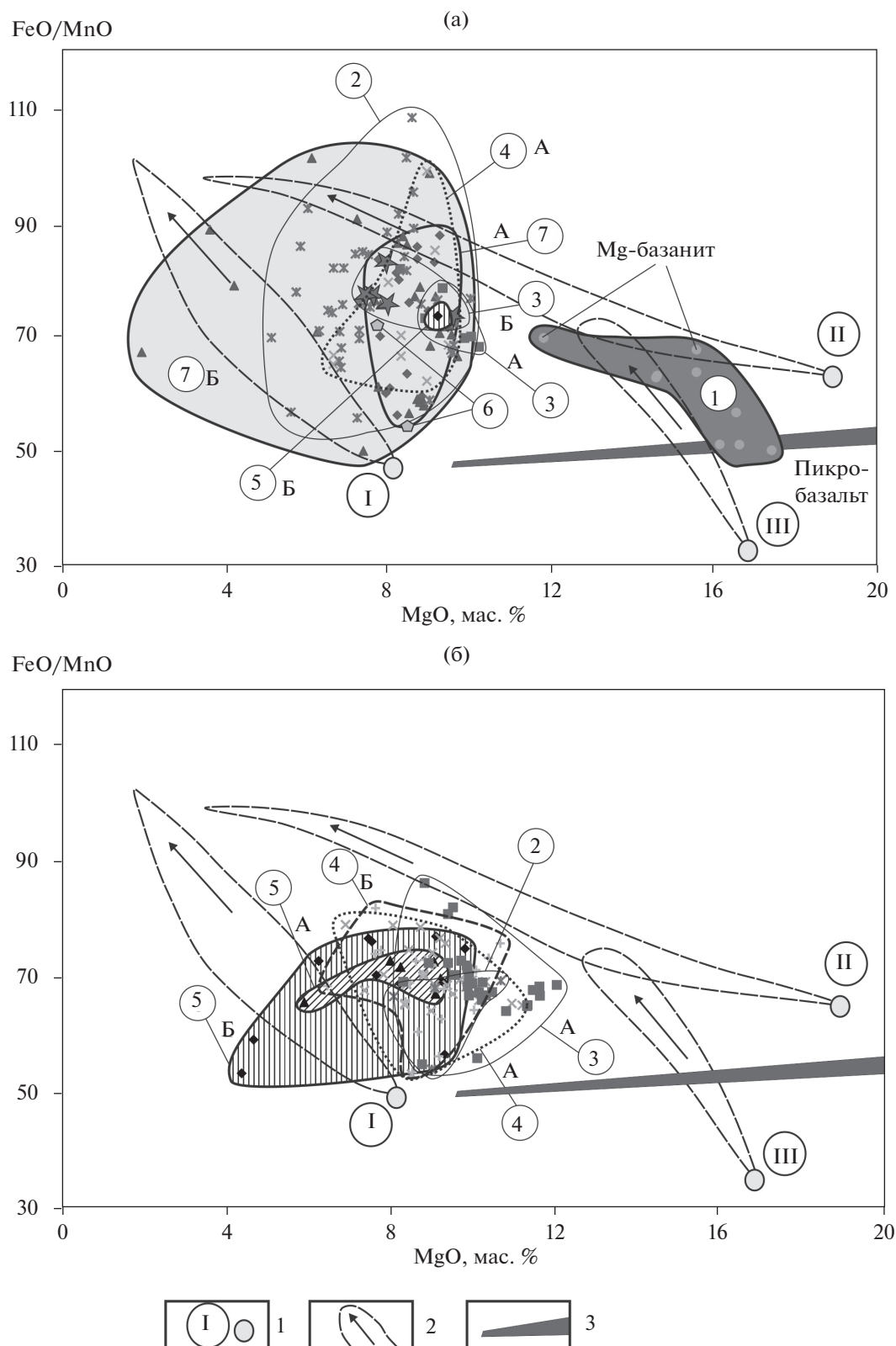


Рис. 9. Соотношение FeO/MnO – MgO в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. 1 – исходный состав пироксинитовых источников магм: I – низкомагнезиальный пироксенит, II – высокомагнезиальный пироксенит, III – магнезиальный пироксенит с пониженным Fe/Mn ; 2 – уменьшение степени их частичного плавления; 3 – тренд частичного плавления перидотита по [Рассказов и др., 2012]. Остальные условные обозначения см. рис. 5.

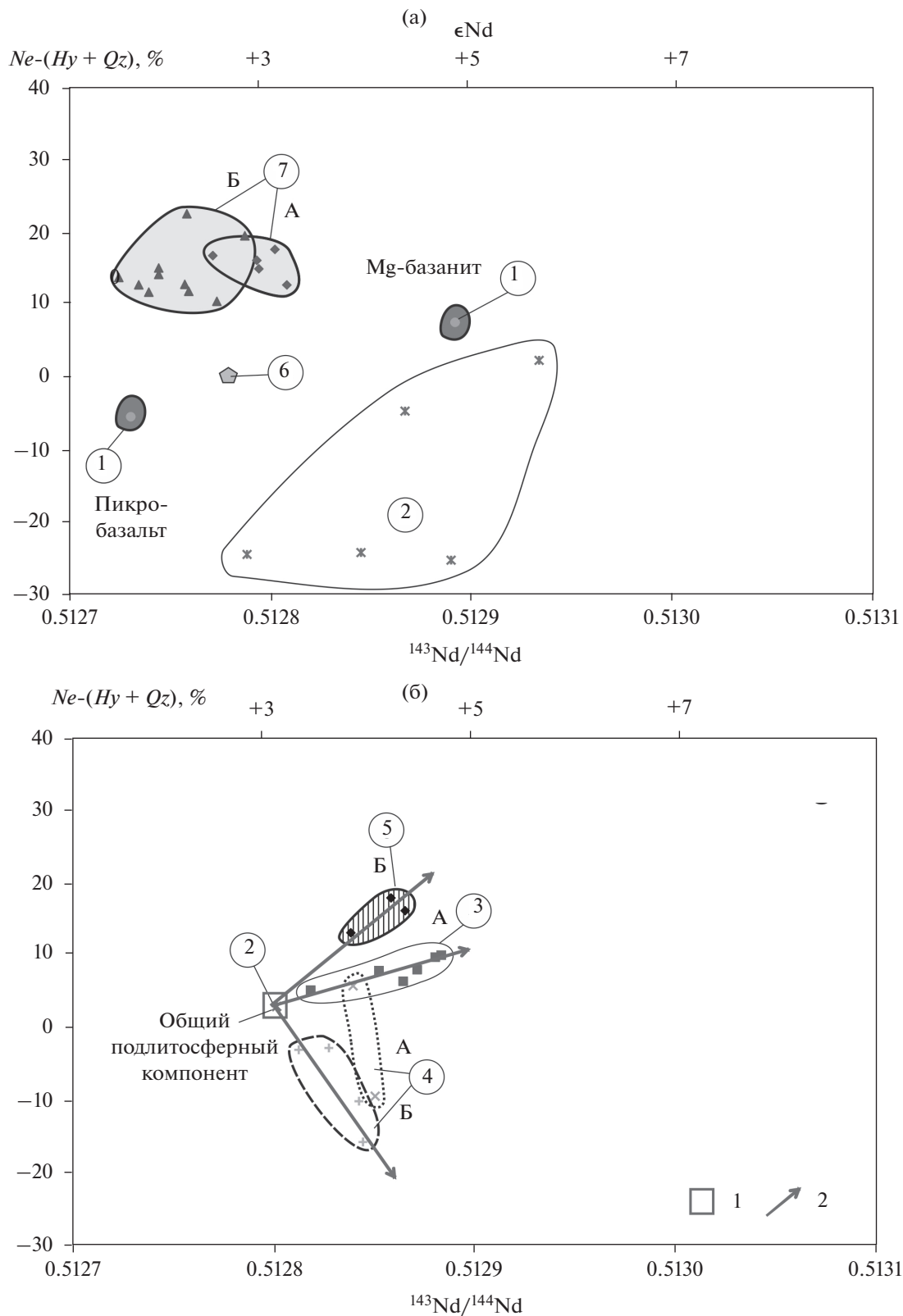


Рис. 10. Соотношение нормативных $Ne-(Hy + Qz)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья.

1 — общий астеносферный компонент, существовавший в начале позднекайнозойского вулканизма на Витимском плоскогорье; 2 — линия смешения этого компонента с компонентами литосферы. Остальные условные обозначения см. рис. 5.

в породах подгруппы Б сопоставимо со значением в пикробазальте, а в породе подгруппы А оно возрастает.

В начале вулканической деятельности в восточной части плоскогорья расплавы были производными двух контрастных источников — перидотитового и Mg-пироксенитового с изотопными метками Nd, соответствующими слабой и сильной степени обеднения мантийного материала легкими редкоземельными элементами. Следующее излияние базальт—андезибазальтовых лав произошло 14—13 млн лет назад преимущественно за счет плавления сильно обедненных мантийных пород. Изотопный состав неодима пород третьего и четвертого эпизодов пока не определен. Базальты шестого эпизода, излившиеся 4—3 млн лет назад, были производными источника с умеренно обедненной изотопной меткой Nd, а последнего эпизода (1.1—0.6 млн лет назад) — со слабо обедненной.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в восточной части плоскогорья с самого начала вулканической деятельности изливались выплавки из разных источников. Один из них (перидотитовый) имел слабо обедненный изотопный состав Nd, другой (пироксенитовый) — сильно обедненный. Более поздние базальты и андезибазальты группы 2 характеризовались сильно обедненным изотопным составом Nd и представляли собой литосферные выплавки, подобные литосферным выплавкам базальтов под западной частью вулканического поля. Существенное отличие магматизма под восточной частью территории заключалось в вовлечении в плавление материала со слабо обедненным изотопным составом Nd, представленного финальными порциями лав группы 7. Хотя по изотопному отношению Nd источник самых поздних лав был подобен начальному перидотитовому источнику пикробазальтов, по FeO/MnO этот источник уже не был перидотитовым (см. рис. 9).

Обратимся теперь к диаграммам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $1/\text{Nd}$ (рис. 11а, б). На диаграмме 11б видно, что фигуративные поля вулканических пород западной части плоскогорья выстраиваются в единую цепочку, в которой значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ возрастают от начального общего астеносферного компонента (щелочной оливиновый базальт группы 2) через породы групп 4 и 3 к породам группы 5. Различается финальный компонент с сильно обедненным изотопным составом Nd, который характеризуется точками пород группы 5, расположенными непосредственно на линии смешения. Этот ряд свидетельствует об увеличении в выплавках доли литосферного компонента II и снижении доли астеносферного компонента I. Выделяется также промежуточный по времени проявления литосферный компонент III с сильно обедненным изотопным составом. В базанитах группы 3 смесь

компонентов I и II сочетается со смесью компонентов II и III, а в базальтах группы 4 — смесь компонентов I и II со смесью компонентов I и III. В базальтовых расплавах групп 2 и 4 основное значение имеет астеносферный компонент, а в более щелочных базанитовых и фонотефритовых расплавах групп 3 и 5 — литосферный компонент II. По соотношению компонентов выделяются два цикла, во время которых доля литосферного материала в выплавках увеличивалась, а астеносферного — снижалась: первый — от эпизода 2 (~13.7 млн лет назад) до эпизода 3 (13—12 млн лет назад), второй — от эпизода 4 (10.8—9.5 млн лет назад) до эпизода 5 (~9.2 млн лет назад). На диаграмме 11а видно, что базальты—андезибазальты (группа 2) восточной части территории располагаются вдоль единой линии смешения, образцы плейстоценовых пород (подгруппа 7Б) находятся на линии, субпараллельной оси абсцисс. Первая линия соответствует изотопно-гетерогенным выплавкам из литосферы, вторая — изотопно-гомогенным астеносферы. Фигуративные точки других групп пород восточной части плоскогорья расположены беспорядочно.

Компоненты II и III с сильно обедненными изотопными составами Nd, обозначенные на диаграмме 11б для пород западной части плоскогорья, распределены на диаграмме 11а вдоль линии смешения материала из литосферных изотопно-замкнутых источников его восточной части. Здесь же находится Mg-базанит. Эта совокупность фигуративных точек пород и предполагаемых источников может рассматриваться как принадлежащая к единой (возможно, сингенетичной) сильно обедненной серии. Близкие по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношениям базаниты подгруппы 7А и базальты группы 2 в западной части территории могут относиться к умеренно обедненной серии, производной астеносферного источника I, существовавшего перед началом позднекайнозойского вулканизма. Наконец, в начальных пикробазальтовых расплавах и поздних расплавах подгруппы 7Б в восточной части территории нашла выражение слабо обедненная серия. Поздний изотопно-гомогенный источник образовался в результате локальной конвекции, инициированной высокотемпературными процессами в мантии, которые были обозначены извержениями пикробазальтовых выплавов 16—14 млн лет назад. В заключительных извержениях новообразованный астеносферный компонент со слабо обедненным изотопным составом Nd проявился наряду с начальным умеренно обедненным астеносферным компонентом.

В координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — Sm/Nd фигуративные точки выплавов из литосферного источника группы 2 восточной части плоскогорья образуют тренд с некоторым наклоном (рис. 12а). Дифференциация Nd и Sm в позднекайнозойских магмах обусловлена разной степенью плав-

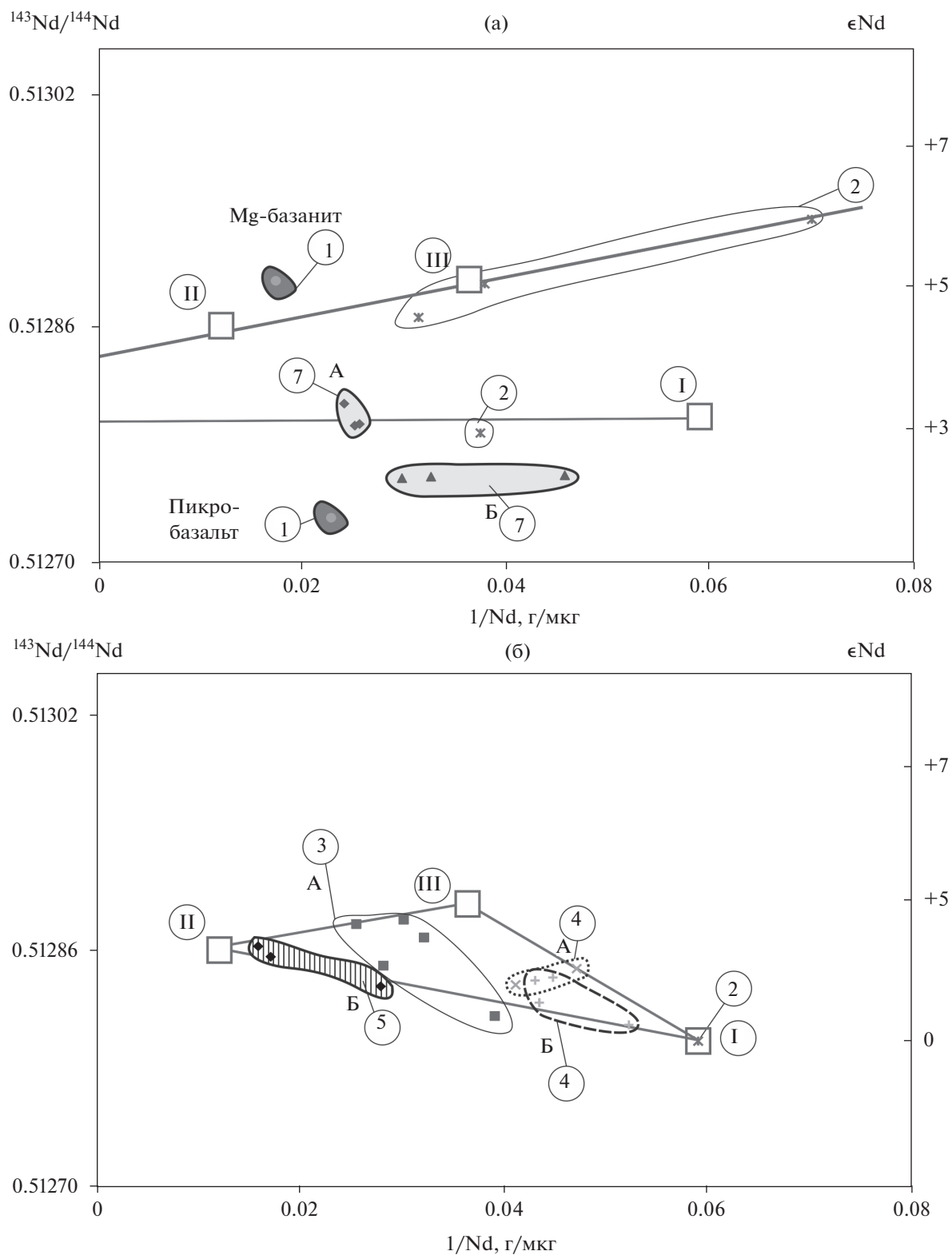


Рис. 11. Соотношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $1/\text{Nd}$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5.

ления материала в подошве литосферы, изотопно-равновесной с астеносферным материалом. На диаграмме отражено ограниченное влияние подлитосферного материала на литосферные выплавки 14–13 млн лет назад и возрастание роли астеносферы в самых поздних лавах. В такой астеносфере сохранялась некоторая неоднородность изотопных отношений неодима с минимальным значением, соответствующим $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в начальном пикробазальте группы 1 восточной части территории, и максимальным — в начальном щелочном оливиновом базальте группы 2 ее западной части (см. рис. 10). На диаграмме 12б наблюдается разброс точек, обусловленный смешением литосферного материала с материалом астеносферы, существовавшей перед началом позднекайнозойского вулканизма.

МИКРОЭЛЕМЕНТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Для характеристики распределения в изученных породах редкоземельных элементов (РЗЭ) приведены диаграммы $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{MgO}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N - (\text{Yb})_N$ (рис. 13, 14). Для нормирования использован состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. На диаграмме 13а видно, что пикробазальт и Mg-базанит группы 1 резко отделены от других групп пород. При относительном понижении содержания MgO в базальтах и андезибазальтах групп 2 и 4 величина $(\text{La}/\text{Yb})_N$ остается на низком уровне (5–13), а в базанитах, фонотефритах и тефрифонолитах групп 3 и 7 увеличивается до 25. Выделяются два тренда, сходящиеся между собой при наиболее магнезиальном составе ($\text{MgO} = \sim 10$ мас. %, $(\text{La}/\text{Yb})_N = \sim 13$). На диаграмме 13б базальты групп 2 и 4 характеризуются низкими отношениями $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (6–11), а базаниты группы 3 — более высокими (11–17) при значительных вариациях содержания MgO (соответственно, 11–8 и 12–9 мас. %). Базальты подгруппы 5А находятся на низкомагнезиальном продолжении тренда группы 4, а базаниты и фонотефриты подгруппы 5Б образуют ярко выраженный низкомагнезиальный тренд возрастания $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (до 60).

На диаграмме 14а фигуративные точки пикробазальта и Mg-базанита группы 1 находятся на окончании тренда пород восточной части плоскогорья с высоким $(\text{La}/\text{Yb})_N$. На другом окончании тренда расположена группа базальтов и андезибазальтов с низким $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (группа 2). Магматические расплавы группы 1 были более глубинными и образовались из мантийного субстрата с повышенными содержаниями граната, расплавы группы 2 — менее глубинными, производными безгранатового мантийного субстрата. Важно подчеркнуть различие состава субстрата выплавки двух начальных фаз

вулканических извержений: более глубинного с последующим включением менее глубинного.

Фазе воздымания территории и ее эрозионному расчленению 16–14 млн лет назад, очевидно, сопутствовало адиабатическое поднятие мантийного материала, приводящее к извержению высокомагнезиальных расплавов. Ликвидусная температура кристаллизации оливина в пикробазальтовых и Mg-базанитовых расплавах составляла, соответственно, 1311–1358 и 1236–1309°C. Температурные интервалы оцениваются как минимальные, исходя из предположения о безводном составе магм по двум уравнениям: $T (^{\circ}\text{C}) = 1056.6 + 17.34 \times \text{MgO}$ и $T (^{\circ}\text{C}) = 1000 + 20 \times \text{MgO}$, соответственно [Кутолин, 1966; Arndt et al., 2008]. С учетом присутствия в расплавах воды и легкоплавких компонентов реальная температура ликвидуса могла быть ниже. Ликвидусные температуры базальтов и андезибазальтов группы 2 составляли 1103–1224°C. Можно предположить, что последующее плавление мантийного материала на небольших глубинах 14–13 млн лет назад происходило благодаря воздействию горячих глубинных магматических источников пикробазальтов и Mg-базанитов.

Базаниты группы 3 восточной части плоскогорья занимают промежуточное положение между породами групп 1 и 2 (см. рис. 14а). Следовательно, их выплавление осуществлялось в промежуточном глубинном интервале. Группа 4 по характеру плавления была сопоставима с группой 2. Различаются 2 цикла проявления выплавки из более глубинного и менее глубинного материала мантии: первый цикл — излияние магм пикробазальтового–Mg-базанитового состава 16–14 млн лет назад и базальт–андезибазальтового 14–13 млн лет назад, второй — излияние магм базанитового состава 13–12 млн лет назад и базальтового 10.8–9.8 млн лет назад. Возможно, циклы чередования более глубинных и менее глубинных выплавки продолжались и позже, но не в пределах Береинского вулканического центра, в котором присутствуют сравнительно глубинные выплавки базанитов, фонотефритов и тефрифонолитов группы 7 заключительной фазы магматизма. Базаниты подгруппы 7Б находятся на продолжении тренда базанитов подгруппы 3Б, а базаниты, фонотефриты и тефрифонолиты подгруппы 7А — на продолжении тренда базанитов подгруппы 3А (см. рис. 14а).

Фигуративные точки базальтов групп 2 и 4 западной части плоскогорья образуют тренды, субпараллельные оси абсцисс (см. рис. 14б). Широкие вариации значений $(\text{Yb})_N$ при низких, слабо меняющихся $(\text{La}/\text{Yb})_N$ отражают изменения степени плавления безгранатовой литосферной мантии. Смещение финальных выплавки западной части территории (группа 5, подгруппа Б) в левую верхнюю часть диаграммы свидетельствует о плавлении мантийного материала с высоким содержанием

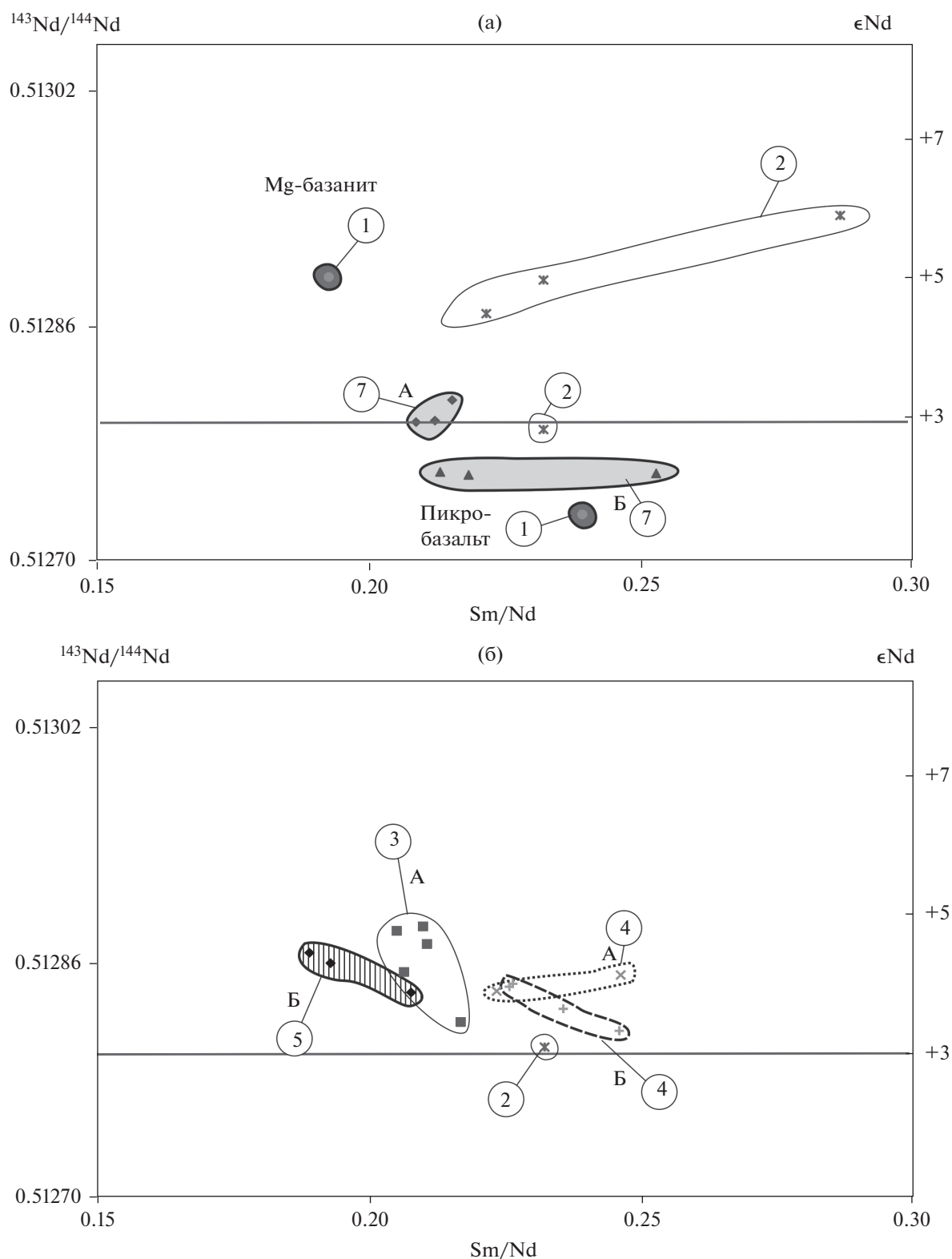


Рис. 12. Соотношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — Sm/Nd в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Компоненты: I — общий астеносферный компонент с умеренно обедненным изотопным составом Nd, существовавший в начале позднекайнозойского вулканизма, II — литосферный компонент заключительных извержений в западной части плоскогорья с сильно обедненным изотопным составом Nd, III — промежуточный по времени литосферный компонент с сильно обедненным изотопным составом Nd. Остальные условные обозначения см. рис. 5.

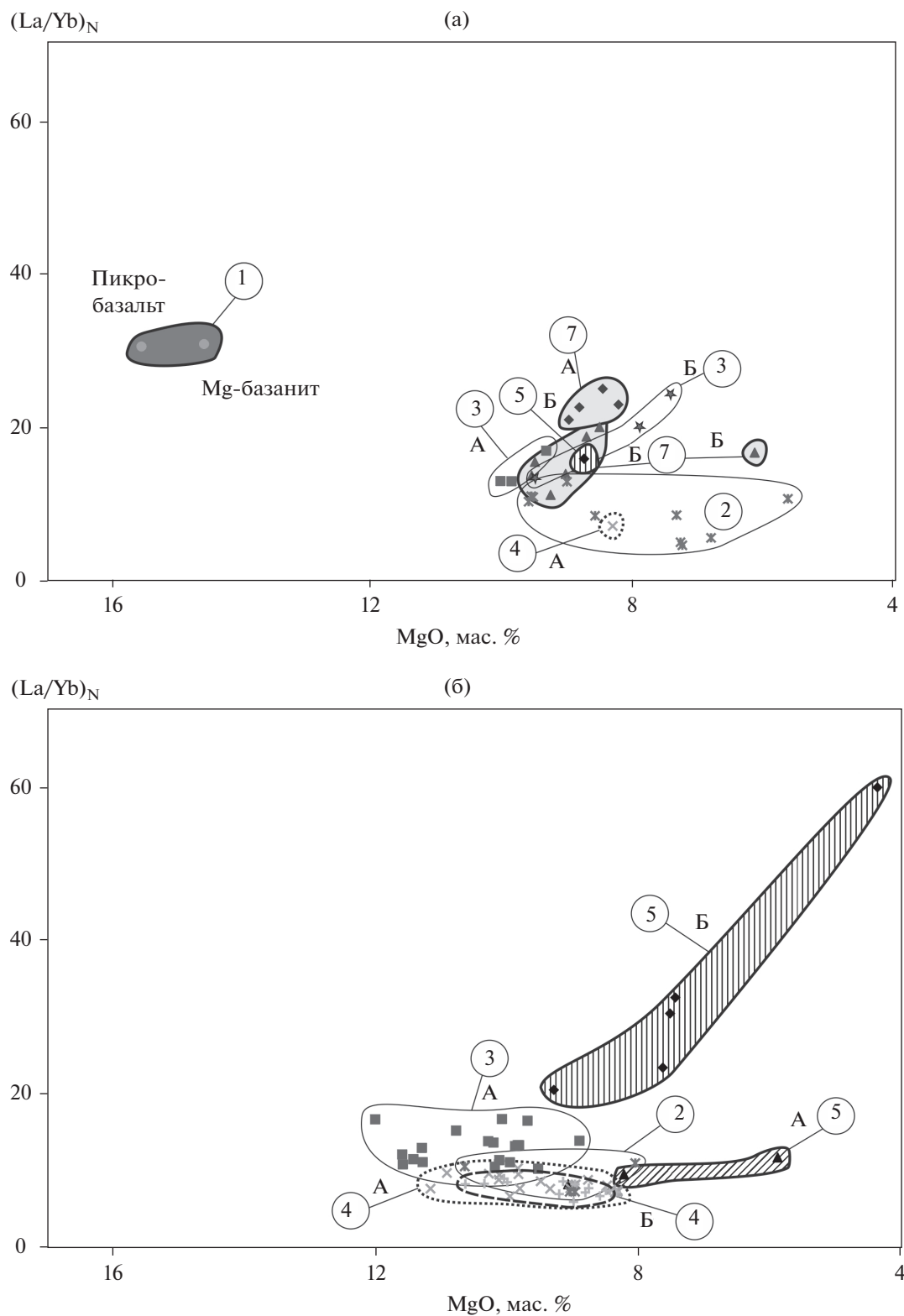


Рис. 13. Соотношение $(La/Yb)_N$ – MgO в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5.

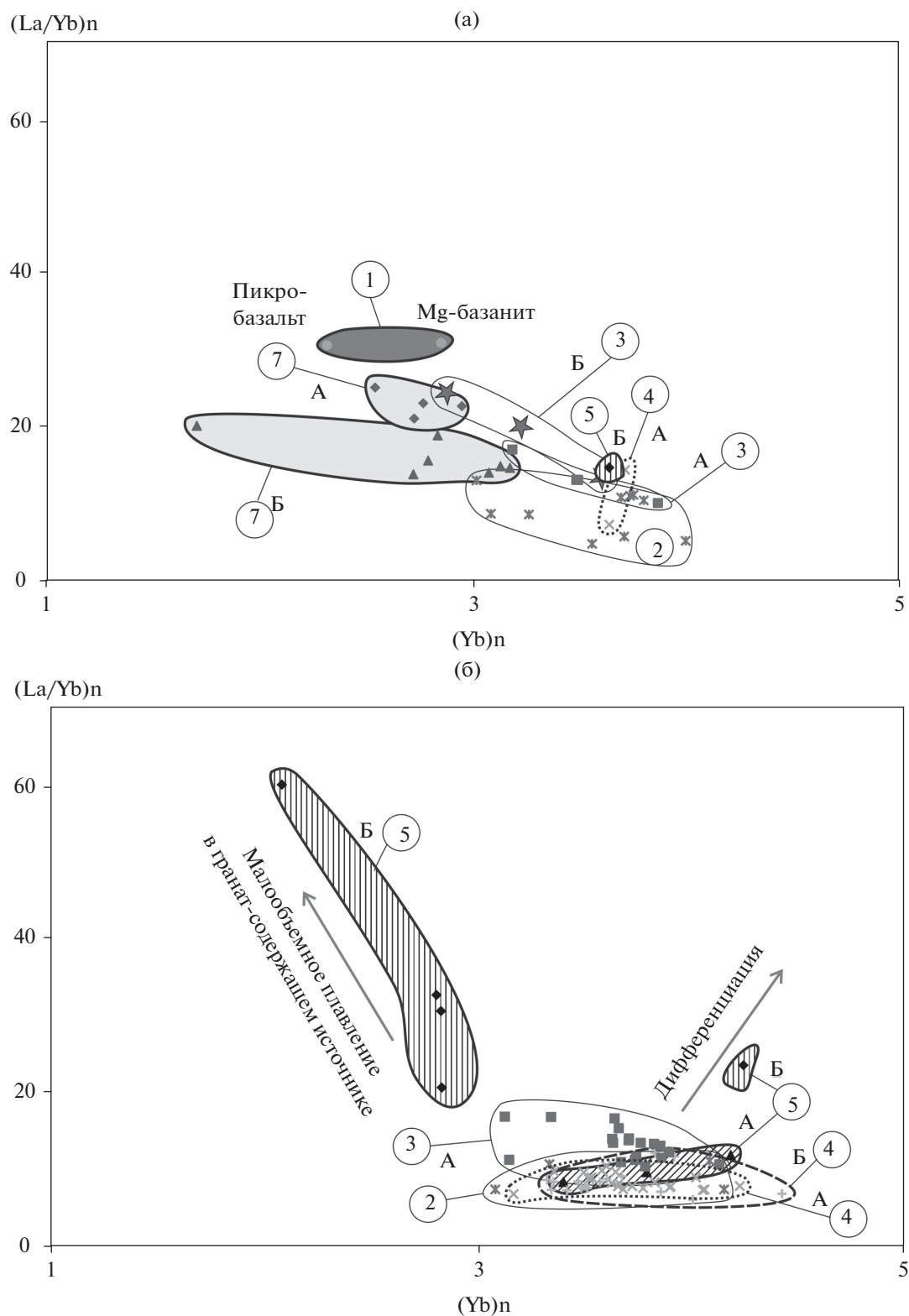


Рис. 14. Соотношение $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5.

ем граната. Смещение единственной точки с повышенными значениями $(La/Yb)_N$ и $(Yb)_N$ может быть результатом кристаллизационной дифференциации или снижения содержания граната в источнике.

Концентрация Zr возрастает с уменьшением значений Mg# в группе 3 (отдельно в подгруппах А и Б) восточной части плоскогорья и в группе 5 (отдельно в подгруппах А и Б) западной части (рис. 15а, б), что могло быть обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации. Однако такое объяснение находится в противоречии с характером распределения фигуративных точек на диаграмме $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ (см. рис. 14а, б). В других группах подобных признаков дифференциации не обнаружено. Все группы пород западной части плоскогорья образуют общее поле в диапазоне значений $Mg\# = 60-70$ и содержаний $Zr = 140-170$ мкг/г, что подтверждает вывод о происхождении вулканических пород из единого источника (см. рис. 10б).

В отличие от вулканических пород западной части плоскогорья, породы его восточной части геохимически более разнородны. Пикробазальту и Mg-базаниту свойственны умеренные сопоставимые между собой содержания Zr (205–210 мкг/г). Часть пород группы 2 характеризуется сравнительно низкими концентрациями Zr (120–150 мкг/г) с диапазоном $Mg\# = 55-60$, другая часть – повышенными концентрациями Zr (195–220 мкг/г) при повышенном $Mg\#$ (61–63). В поздних базанитах группы 3 содержания Zr более высокие, а в базанит–фонотефрит–тефрифонолитовой группе 7 более низкие.

Разный характер соотношения Y и Nb с Zr в вулканических породах рассматриваемых территорий подтверждается диаграммами $Zr/Y - Zr/Nb$ (рис. 16). Группы 1 и 2 резко различаются по значениям Zr/Nb (см. рис. 16а). В пикробазальте группы 1 отношение Zr/Y сравнительно высокое, в Mg-базаните – низкое (соответственно, 16.4 и 7.8) при близких низких значениях Zr/Nb (2.66 и 2.61). На окончании тренда базальтов и андезибазальтов группы 4 значение Zr/Y низкое (5.3), а Zr/Nb высокое (8.5). При снижении величины Zr/Nb до 5.2 значение Zr/Y возрастает до 9.2. Далее расположены породы группы 7Б с относительным снижением отношения Zr/Nb и возрастанием Zr/Y . И наконец, следуют породы группы 1. Тренд составляют в основном фигуративные поля групп 2 и 7 (подгруппа Б) при локальном распределении пород других групп. На диаграмме 16б видно, что фигуративные поля разновозрастных пород западной части плоскогорья образуют общий тренд, параллельный оси абсцисс. Исключение составляет заключительная группа 5 (подгруппа Б), выделяющаяся в особый тренд согласованного возрастания Zr/Y и Zr/Nb .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основываясь на K–Ar-датировках пород из разных частей Витимского вулканического поля, И.В. Ащепков с соавторами [2003] рассматривали эволюцию вулканизма, выделяя пять этапов (млн лет назад): 1) 18.5–10.7; 2) 10.7–6.6; 3) 5.2–2.8; 4) 2.8–1.5; и 5) 0.83–0.81. Эти этапы выделялись без учета пространственно-временных вариаций активности вулканических центров. Между тем, из результатов сравнительного анализа данных, полученных для вулканических центров Яоле, Мухальского, с одной стороны, и Береинского, Салбулинского, с другой, следуют не только различия временных интервалов их активности, но и разный состав магматических расплавов. В настоящей работе исследуются пространственно-временные закономерности развития позднекайнозойских магматических процессов на Витимском плоскогорье на примере двух ключевых вулканически активных районов.

Изотопный состав магм и проявление позднекайнозойского вулканизма в пределах Еравнинского островодужного террейна свидетельствует о гетерогенности мантийной составляющей в лавах. В западной части плоскогорья расплавы поступали из верхнего термального граничного слоя астеносферы, т.е. с границы астеносферы и литосферы. Эволюция магматизма соответствовала модели “пассивного” позднекайнозойского рифтогенеза. В восточной части плоскогорья расплавы формировались в малоглубинной литосфере и глубокой подлитосферной мантии. Участие последней доказывается наличием высокомагнезиальных (высокотемпературных) магм. Сочетание расплавов из разноглубинных источников литосферной и подлитосферной мантии соответствовало модели “активного” позднекайнозойского рифтогенеза. Указанные модели обосновываются с помощью диаграммы $10^{-3}K/Ta - La/Ta$ (рис. 17).

Согласованное поведение K и La на диаграмме связано с плавлением нижней части литосферы при ее утонении. При “пассивном” механизме (а) плавится основание литосферы с вовлечением компонента подстилающей астеносферы. При “активном” механизме (б) имеется вероятность извержения материала из надслэбовой (палеонадслэбовой) области с повышенными значениями K/La и $10^{-3} \times K/Ta$ и/или материала из слэба (палеослэба) с соответствующим распределением точек в координатах $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ (этот случай не проиллюстрирован).

Эволюция позднекайнозойского магматизма под западной частью Витимского плоскогорья соответствует “пассивному” механизму, а под восточной – “активному”. На рис. 18а, б выделяются тренды, отражающие палеоостроводужные и палеоколлизийные обстановки процессов становления Еравнинского террейна, и тренды про-

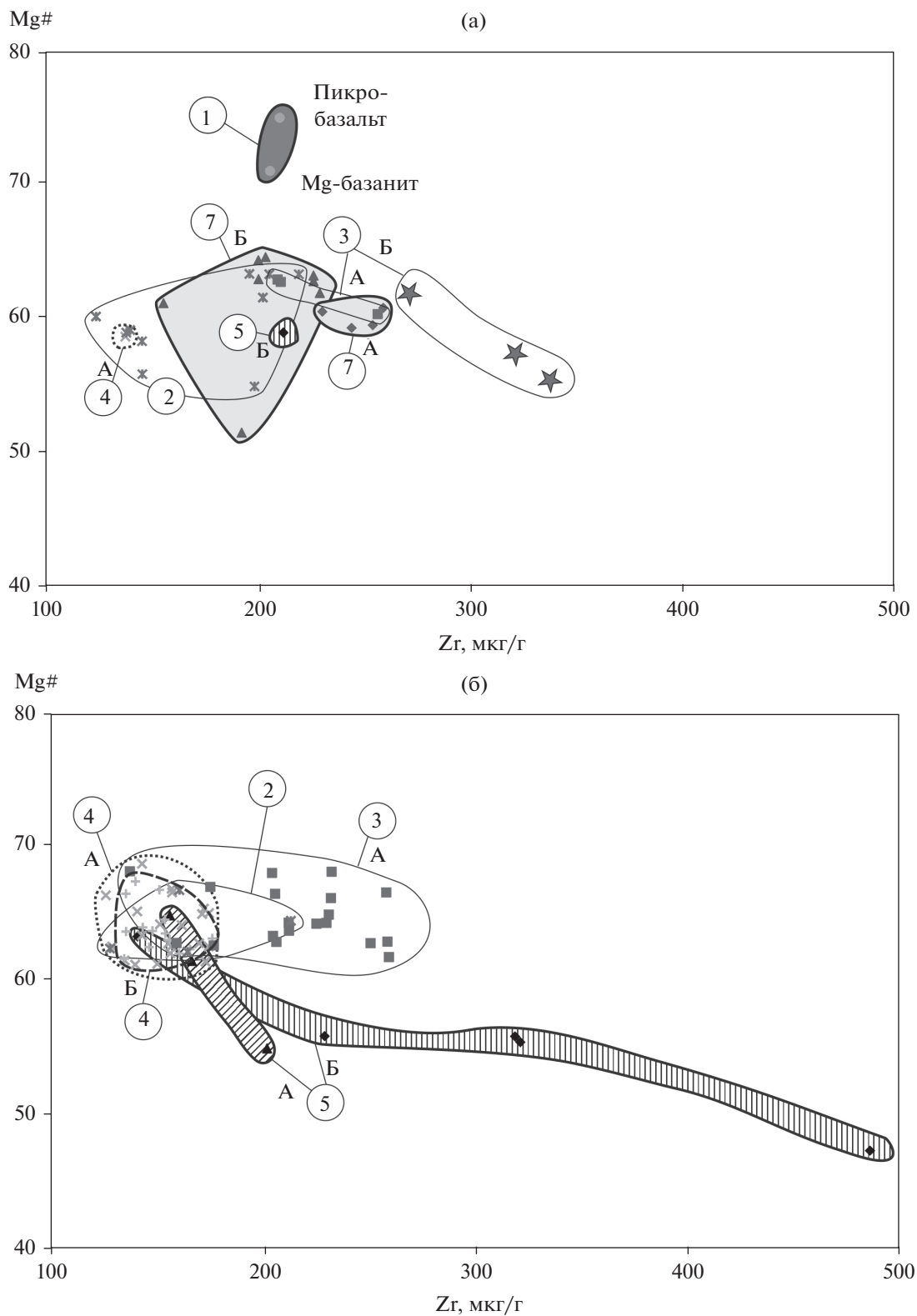


Рис. 15. Соотношение Mg# – Zr в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5.

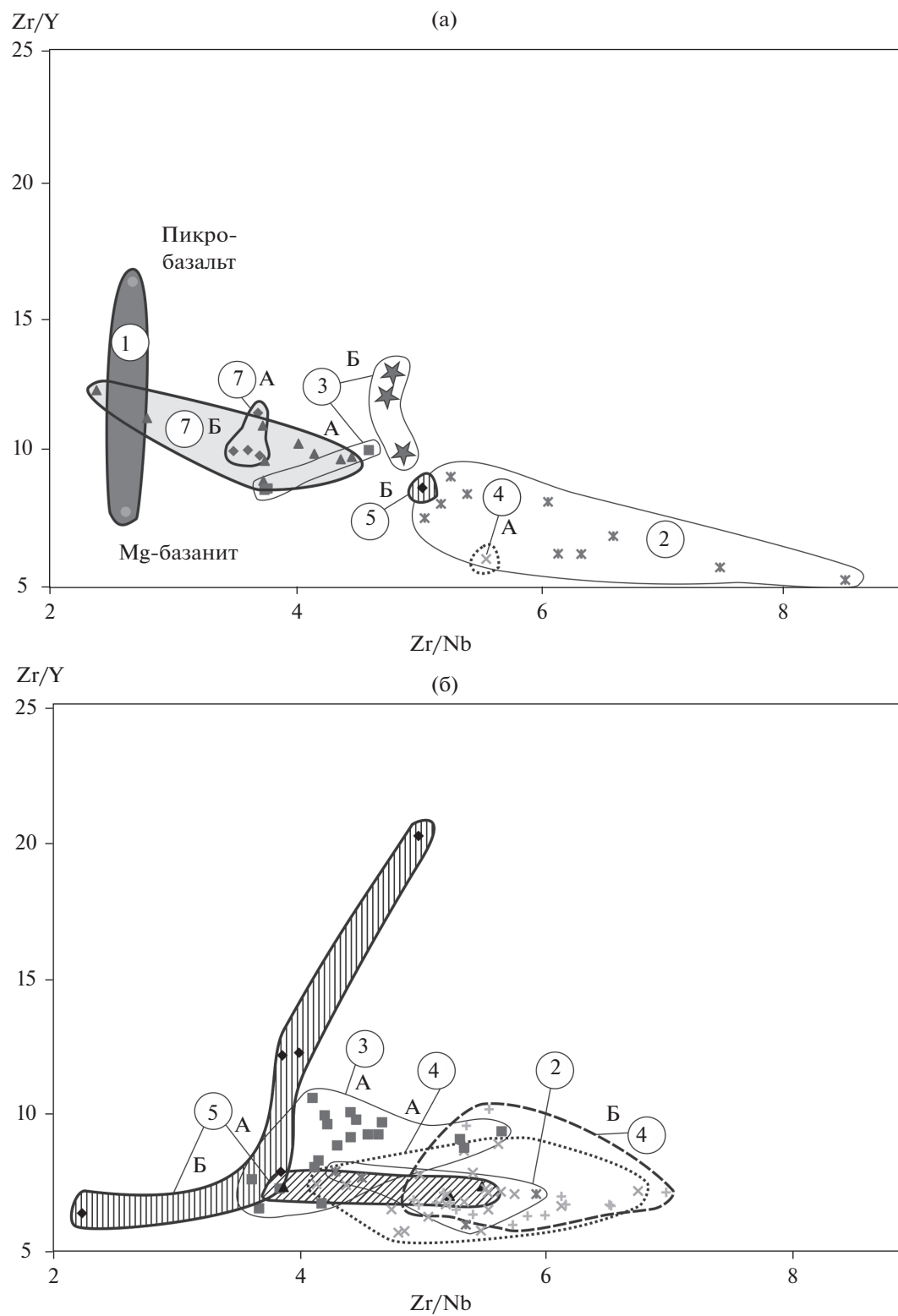


Рис. 16. Соотношение $Zr/Y - Zr/Nb$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Условные обозначения см. рис. 5.

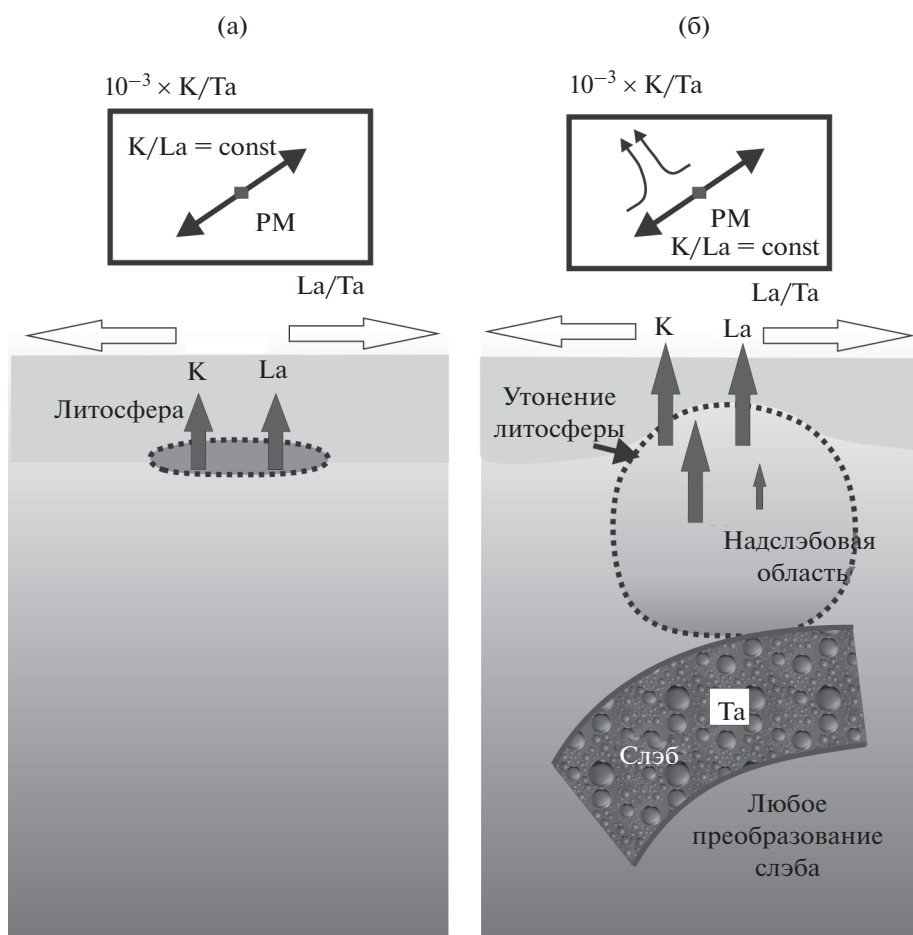


Рис. 17. Соотношение $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ в компонентах магм, изливающихся в процессе “активного” (а) и “пассивного” (б) континентальный рифтогенеза [Рассказов и др., 2012]. РМ – примитивная мантия.

цессов новейшего рифтогенеза. Точки пород групп 2–4 восточной и западной частей Витимского плоскогорья распределяются вдоль направления, соответствующего рифтогенному типу эволюции магматизма при $K/La = \text{const}$. На диаграмме 18а видно, что базаниты (группа 3, подгруппа А) смещены относительно группы 2 в левую нижнюю часть диаграммы. Подобный рифтогенный тренд группы 4 наблюдается и на диаграмме 18б. Базаниты группы 3 (подгруппа А) смещены в левый нижний угол диаграммы, относительно группы 4 (подгруппа А), что явилось следствием гетерогенности источников магм в палеозойской зоне палеосубдукции.

Тренды начальных и заключительных групп пород существенно отклоняются от тренда позднекайнозойской рифтогенной эволюции. Смещение базанитов подгруппы 7А относительно базанитов группы 3 восточной части Витимского плоскогорья маркирует процессы зоны палеосубдукции (см. рис. 18а). Смещение пород подгруппы 7Б отражает процессы фронтальной области палеоколлизийной системы. Принимая во вни-

мание генетическую связь подгруппы 7Б с пикробазальтами (по близкому изотопному составу Nd), можно предположить, что эти породы образовались в результате комплементарного разделения компонентов единого палеозойского субстрата в позднем кайнозое; ранние пикробазальты – из перидотитового материала слэба, а поздние породы подгруппы 7Б – из пироксенита, образовавшегося в результате взаимодействия поднявшегося горячего материала с материалом вмещающей астеносферной мантии. Такое предположение согласуется с изотопной гетерогенностью материала астеносферы (см. рис. 10).

Кроме пикробазальтов, из глубинного палеослэбового материала могут сформироваться Mg-базаниты, отличающиеся сильно обедненным изотопным составом Nd. Соответственно, этот состав может быть принят в качестве палеослэбового компонента, комплементарного по отношению к палеонадслэбовому материалу палеоколлизийной зоны подгруппы 7Б с относительным смещением изотопных отношений Nd, произошедшим со времени коллизии до позднего кайнозоя. В палеослэбе

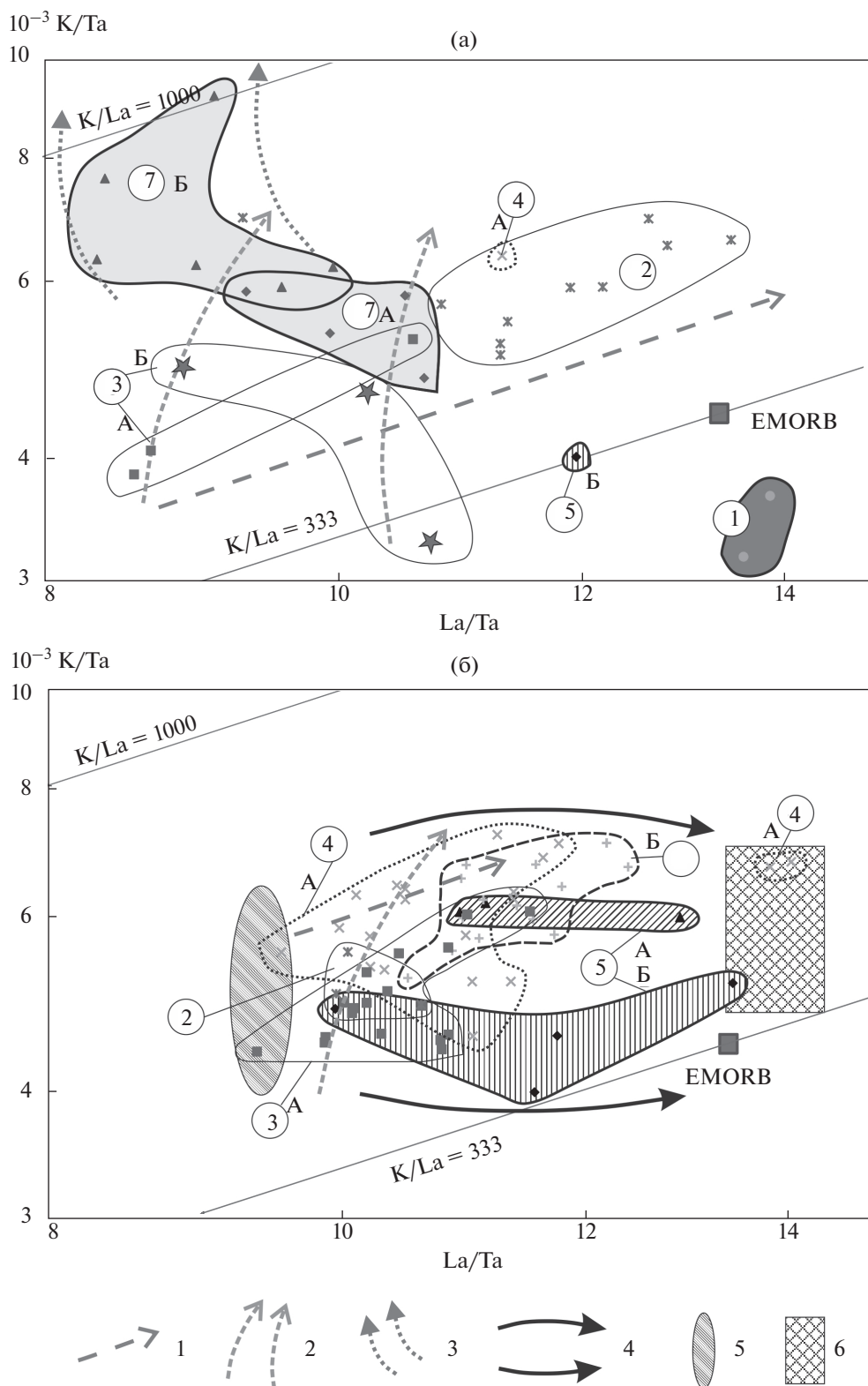


Рис. 18. Соотношение $10^{-3} K/Ta - La/Ta$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. 1–4 – тренды составов магм: 1 – рифтогенный позднего кайнозоя, 2 – зоны палеосубдукции, 3 – фронтальной области палеоколлизийной системы, 4 – тыловой области палеоколлизийной системы; 5–6 – нижняя (5) и верхняя (6) части в тыловой области палеоколлизийной системы. Остальные условные обозначения см. рис. 5.

присутствовал и сильно, и слабо обедненный материал, и процессы, проявившиеся в палеоколлизии-онной зоне, отразились в компонентах кайнозой-ских выплавок.

В отличие от восточной части территории, где в позднекайнозойских вулканических породах обнаружены признаки компонентов фронтальной области палеоколлизии-онной системы, в заключительных выплавках группы 5 западной части территории выявлен тренд, соответствующий процессам в ее тыловой области.

Таким образом, в компонентном составе позднекайнозойских магм отразилась природа Еравнинского террейна, который первоначально формировался как островодужный. В дальнейшем, в восточной части террейна, на границе с Западно-Становым, проявились процессы, свойственные фронтальной области коллизии-онной зоны, а в западной части террейна, на границе с Икатским, — процессы, характерные для тыловой области коллизии-онной зоны. На новейшем этапе вовлекался в плавление гетерогенный мантийный материал, сохранивший палеостроводужные и палеоколлизии-онные характеристики. Наряду с этим, проявились новые тренды, свойственные рифтогенным выплавкам.

Семь последовательных эпизодов магматизма в пределах Еравнинского террейна (см. табл. 1) выражены в смене источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья.

В интерпретации полученных данных ключевое значение имеет происхождение начальных высокотемпературных выплавок пикробазальтового и Mg-базанитового состава 16–14 млн лет назад в восточной пограничной части террейна. Выплавки этого типа явились следствием поступления тепла из глубинной части мантии в малоглубинную. Пикробазальты были производными перидотитового источника со слабо обедненным изотопным составом Nd, а Mg-базаниты — Mg-пироксенитового с сильно обедненным изотопным составом этого элемента.

Возможны три варианта соотношений компонентов плавившихся субстратов перидотита и Mg-пироксенита: 1) оба представляли собой источники глубокой части подлитосферной мантии, 2) второй субстрат имел реакционное происхождение при взаимодействии порции магматического расплава с перидотитовым материалом и 3) первый характеризовал поднимающийся материал подлитосферной мантии, второй — материал литосферы.

Первый вариант предполагает одновременное независимое плавление и проникновение сквозь астеносферу расплавов контрастного состава, существовавших в глубинной части мантии. Например, мог плавиться материал в 30-километро-

вом слое выше кровли переходной зоны мантии (т.е. выше 410 км), при этом в процессе продвижения к земной поверхности состав начальных выплавок сохранялся [Karato, 2012]. В этой модели отсутствует деление на источники перидотита и Mg-пироксенита.

Второй вариант соответствует модели плюмового магматизма Гавайев [Sobolev et al., 2005; Herzberg, 2001]. Модель основана на зональном строении магматической колонны, центральную часть которой составляет неперидотитовый материал, а периферию — вмещающая перидотитовая мантия. Согласно этой модели, пироксениты формировались в источнике в результате взаимодействия поступающего с глубины эклогитового расплава с вмещающими перидотитами. Если предположить, что расплавы Mg-базанитов образовались в восточной части Витимского плоскогорья в результате плавления Mg-пироксенитов, а пикробазальтов — мантийных перидотитов, нужно объяснить сильно обедненный изотопный состав Nd первых и слабо обедненный — вторых. Сильно обедненному изотопному составу Nd пироксенитов центральной части магматической колонны должен соответствовать слабо обедненный изотопный состав Nd в перидотитовой периферии, т.е. вмещающей астеносферной мантии, которая в заключительную фазу вулканизма оказалась контактированной поднятым из глубины материалом с более обедненным изотопным составом Nd. В этом варианте модели не находит объяснения общий состав астеносферного компонента вулканических пород западной и восточной частей плоскогорья.

Третий вариант рассматривается в настоящей работе как наиболее правдоподобный (рис. 19а). Из подлитосферного источника поступали высокотемпературные пикробазальтовые магмы, а из литосферного — Mg-базанитовые магмы с несколько пониженной ликвидусной температурой. Начальный астеносферный компонент, присутствующий в магмах западной части территории, в пределах ее восточной части не обнаружен. Там происходило частичное декомпрессионное плавление перидотитового материала в глубокой части астеносферы. Созданная благодаря этому процессу плавучесть частично расплавленного материала превышала плавучесть кристаллических фаз вмещающей мантии. Из перидотитовой матрицы высвобождался пикробазальтовый расплав, мигрировавший вверх и изливавшийся на земной поверхности. Тепло, привнесенное в нижнюю часть литосферы, могло способствовать плавлению Mg-пироксенитов с образованием высокотемпературных расплавов Mg-базанитов.

Подчеркнем уникальность эпизода высокомагнезильного магматизма 16–14 млн лет назад. Подобные эпизоды не проявлялись в восточной

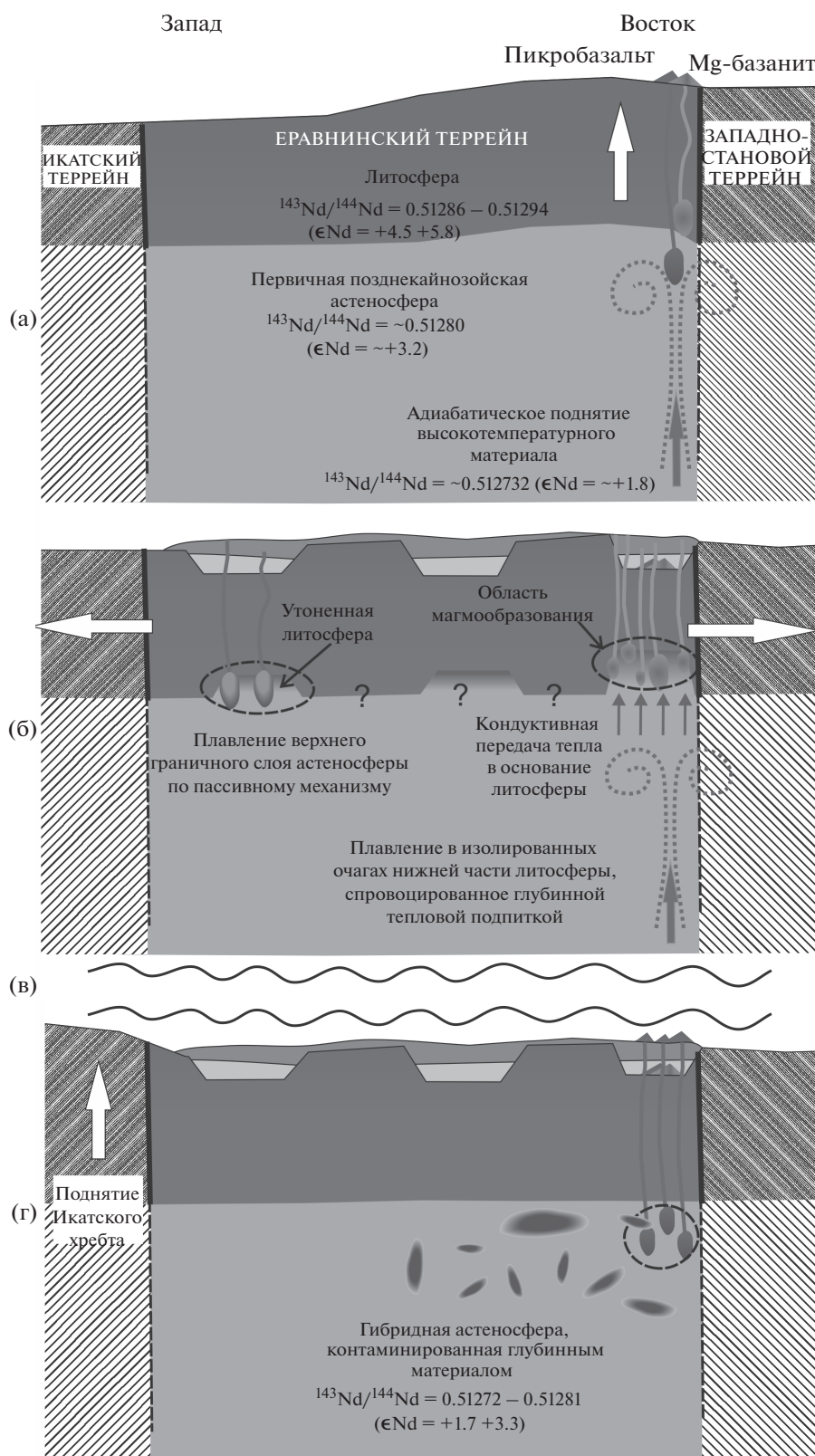


Рис. 19. Схема изменения во времени источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья.

а — эпизод 1 (16–14 млн лет назад), предрифтовое поднятие территории; б — эпизоды 2–5 (14–9 млн лет назад), рифтогенез, прогибание долин, утонение литосферы; в — эпизод 6 (4–3 млн лет назад), структурная перестройка Байкальской рифтовой системы с ~9 млн лет назад; г — эпизод 7 (1.1–0.6 млн лет назад), финальный пострифтовый вулканизм без признаков утонения литосферы.

части Витимского плоскогорья ни до, ни после рассматриваемого события. Между тем, прямые следствия создавшихся повышенных температур, в результате поднятия глубинного материала, проявились здесь в объемных извержениях базальтов и андезитобазальтов из малоглубинной литосферной мантии уже 14–13 млн лет назад. В процессе плавления нижней части литосферы происходило ее резкое утонение в условиях “активного” рифтогенеза, т.е. при подъеме глубинного мантийного материала. В западной части плоскогорья в это же время происходили излияния щелочных оливиновых базальтов из астеносферной мантии, без признаков существенного утонения литосферы. В последующие эпизоды 3–4 (в интервале 13.0–9.5 млн лет назад) рифтогенез продолжался и сопровождался плавлением (а следовательно, утонением) литосферы под восточной и западной частями плоскогорья. Эпизод 5, однако, не проявился на востоке, а на западе отмечены признаки угасания процесса рифтогенеза. Рифтогенный этап магматизма представлен на рис. 196 эпизодами 2–5 в интервале 14–9 млн лет назад.

Уменьшение вулканической активности на западе плоскогорья, по-видимому, было обусловлено прекращением растяжения литосферы в связи с начавшейся структурной перестройкой в осевой части Байкальской рифтовой зоны, в процессе которой образовались глубокие осевые впадины и обрамляющие их высокие горные хребты, включая Икатский. В результате под Витимским плоскогорьем произошла релаксация тектонических напряжений в литосфере и нивелирование ее прежде утоненной подошвенной части.

Остаточные магматические процессы выразились в вулканических эпизодах 4–3 и 1.1–0.6 млн лет назад. В последнем случае расплавы поступали из гибридной астеносферы. В рамках модели, допускающей умеренно обедненный состав по изотопам Nd общей начальной позднекайнозойской астеносферы под Витимским плоскогорьем, искажение первоначального состава астеносферы могло быть обусловлено ее контаминацией материалом, характеризовавшимся слабо обедненным изотопным составом Nd и поднимавшимся из глубокой части мантии 16–14 млн лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа смены источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья принимается следующая модель эволюции глубинных процессов.

1. Начальный вулканический эпизод в восточной части плоскогорья 16–14 млн лет назад явился результатом высокотемпературного плавления источников перидотитового и Mg-пироксенитового материала. Первый находился под литосферой и

был производным пикробазальтовых магм со слабо обедненным изотопным составом Nd, второй, возможно, входил в нижнюю часть литосферы и давал Mg-базанитовые магмы с сильно обедненным изотопным составом этого элемента.

2. Во временном интервале 14–9 млн лет назад вулканизм был обусловлен процессами “пассивного” рифтогенеза в западной части плоскогорья и “активного” — в восточной. “Пассивный” рифтогенез выражался в плавлении литосферного материала с примесью материала подстилающей астеносферы, “активный” — в высокотемпературном плавлении глубинного материала и, как следствие, в вовлечении в плавление материала нижней части литосферы с ее термальным утонением.

3. В результате структурной перестройки, произошедшей в Байкальской рифтовой системе в последние 9 млн лет, процессы рифтогенеза на Витимском плоскогорье прекратились. Вследствие релаксации и нивелирования утонения литосферы под восточной частью территории 1.1–0.6 млн лет назад произошло излияние магм из астеносферного источника с умеренно обедненным изотопным составом Nd, контаминированного глубинным мантийным материалом.

Отбор вулканических пород и их аналитические исследования проводились в рамках совместных российско-американских и российско-английских работ. Дополнительные работы выполнены в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи-Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде. Полученные результаты [Nagris, 1998; Johnson et al., 2005] и дополнительные материалы введены в базу данных по кайнозойским вулканическим породам Азии [Рассказов и др., 2013]. Авторы благодарят рецензента за конструктивные замечания и критическое обсуждение использованных терминов и содержания рукописи. Статья подготовлена по проекту ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы”, соглашение № 14.B37.21.1147 при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-33007 и 14-05-31328).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.
- Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И. и др. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1162–1190.
- Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1984. С. 67–88.

- Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1049–1059.
- Волянюк Н.Я., Семенова В.Г., Елизарьева Т.И. и др. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 3. С. 693–696.
- Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U–Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // ДАН. 2012. Т. 443. № 1. С. 297–301.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.
- Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 201 с.
- Кутолин В.А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава // Геология и геофизика. 1966. № 11. С. 42–51.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 45. С. 391–406.
- Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.
- Моисеева А.И. Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 92–103.
- Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
- Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 60–70.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.
- Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 20–28.
- Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 115–136.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. и др. Палинологический и диатомовый анализ осадков из позднекайнозойской долины Праамалата (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 773–785.
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2007. 193 с.
- Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. и др. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Изд-во “Гео”, 2012. 351 с.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Маркова М.Е. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620655 Кайнозойские вулканические породы Азии. База данных по химическому и изотопному составу. Заявка № 20113620317. Зарегистрировано в Реестре баз данных 27 мая 2013 г.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Черняева Г.П., Лямина Н.А., Рассказов С.В. и др. Биостратиграфия и условия накопления средне-позднемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи Джилдинской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 460–471.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б. Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии // Известия Иркутского гос. ун-та. Серия наук о Земле. 2010. Т. 3. № 1. С. 159–176.
- Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
- Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.
- Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Izbrodin I.A., Savatenkov V.M. Alkaline magmatism of the Vitim province, West Transbaikalia, Russia: age, mineralogical, geochemical and isotope (O, C, D, Sr, Nd) data // Lithos. 2012. V. 152. P. 157–172.
- Faure G. Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer–Verlag, 2001. 496 с.
- Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 164. P. 731–745. doi 10.1007/s00410-012-0767-z
- Esin S.V., Ashchepkov I.V., Ponomarchuk V.A. et al. Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim plateau (Baikal rift zone). Novosibirsk: UIGGM SB RAS Press, 1995. 58 p. (Preprint N 2).
- Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. Cambridge: PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 440 p.
- Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins // J. Petrol. 2011. V. 52. № 1. P. 113–146.
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal Rift Zone // J. Petrol. 2005. V. 46. № 7. P. 1309–1344.
- Karato S.-i. On the origin of the asthenosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 321–322. P. 95–103.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 825–833.
- Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series № 5. Sendai: Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 2002. 221 p.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V. et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the ocean basins // Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.
- Usoltseva M., Khursevish G., Rasskazov S. et al. Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia // Plant Ecology and Evolution. 2010. V. 143. № 3. P. 352–364. doi 10.5091/plecevo.2010.410