

УДК 550.42

## САМСАРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР КАК ОЧАГ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА НА МАЛОМ КАВКАЗЕ: К–Аг-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Sr–Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2003 г. В. А. Лебедев, член-корреспондент РАН И. В. Чернышев, О. З. Дудаури,  
М. М. Аракелянц, Э. Д. Баирова, Ю. В. Гольцман, А. В. Чугаев, Г. Т. Вашакидзе

Поступило 11.07.2003 г.

Новые возможности изотопной геохронологии и прежде всего К–Аг-метода открывают перспективы для расшифровки истории как отдельных четвертичных вулканов, так и крупных неовулканических областей от ранних (первые миллионы – сотни тысяч лет) до новейших (<50 тыс. лет) этапов их развития. Использование К–Аг-метода для расшифровки истории четвертичного вулканизма имеет важное прогностическое значение, так как позволяет сделать оценку возможного возобновления вулканической активности в конкретных регионах. Одним из главных аспектов этой проблемы является выявление очагов вулканизма, где извержения происходили в течение последних тысяч лет, как несущих наибольшую потенциальную вулканическую опасность.

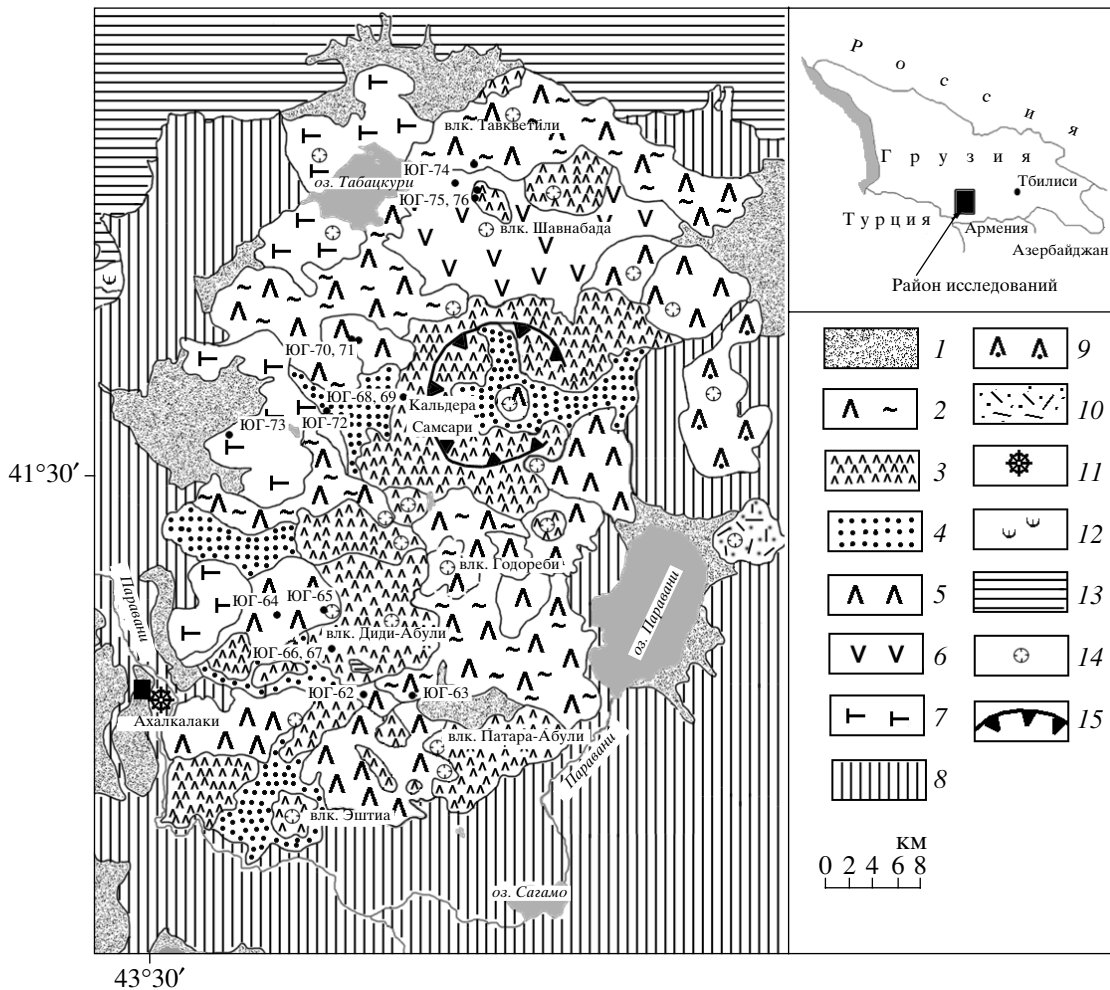
В настоящем сообщении приводятся и обсуждаются К–Аг-датировки, а также данные изучения Sr–Nd-изотопной систематики, позволившие один из известных вулканических центров Малого Кавказа – Самсарский центр, локализованный в пределах одноименного горного хребта, квалифицировать как очаг новейшего вулканизма и установить численные временные рамки этапов его магматической активности.

Согласно современным геодинамическим реконструкциям неоген-четвертичный магматизм Малого Кавказа является позднеколлизийным и проявился на стадии “жесткой” конвергенции Евразийской и Аравийской литосферных плит [1]. Вулканическая деятельность непосредственно Самсарского центра связана с активностью одноименного глубинного разлома, приуроченного к центральной части Транскавказского поперечного поднятия.

Самсарский хребет (рис. 1) расположен на территории Южной Грузии в центральной части обширного Джавахетского нагорья. Он протягивается в субмеридиональном направлении от южных склонов Триалетского хребта на севере до долины р. Паравани, огибающей его полукругом с юга. Вулканические постройки, слившиеся своими основаниями, образуют практически непрерывную горную цепь протяженностью 35–40 км. Общее число вулканов в пределах Самсарского хребта превышает 20; крупнейшие из них (с севера на юг) – Тавкветили, Бебериклде (Егоисар), Шавнабада, Самсарская кальдера (диаметр около 10 км), Кероглы, Годороби, Диди-Абули, Патара-Абули и Эштиа. Многие вулканы осложнены боковыми трещинными излияниями. Средняя высота вершин в водораздельной части хребта колеблется от 2500 до 3000 м; высочайшие из них – Диди-Абули (3300 м) и Самсари (3284 м). К западу от главного хребта, отделенная от него межгорной впадиной, протягивается более низкая “западная гряда”, имеющая относительно сглаженный рельеф. Фундамент Самсарского хребта слагают вулканогенно-осадочные образования мела и палеогена, которые в виде отдельных эрозионных окон местами выходят на дневную поверхность, а к северу слагают имеющий субширотное общекавказское простирание Триалетский хребет.

До последнего времени, вслед за Н.Н. Схиртладзе [2], практически все вулканы Самсарского хребта причислялись большинством грузинских исследователей к позднемиоценовой гондердзской свите, выходы которой широко распространены в пределах соседнего Эрүшет-Арсинского нагорья [3]. Исключение было сделано для вулканов Тавкветили, Годороби и нескольких лавовых потоков из трещинных аппаратов на склонах Самсарского хребта, за которыми на основании геоморфологических признаков был признан четвертичный возраст. Они были объединены в так называемую кечутскую свиту.

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва  
Геологический институт  
Академии наук Грузии, Тбилиси*



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Самсарского вулканического центра (составлена на основе полученных геохронологических данных с использованием геологических карт региона). 1 – четвертичные осадочные отложения; 2 – вулканы IV фазы активности Самсарского центра (гиалодациты влк. Тавкветили, Годореби и др.); 3–6 – вулканы II и III фаз активности Самсарского центра: 3 – амфибол-плагиоклазовые дациты вулканов Самсарского хребта, 4 – пирокластические образования вулканов Самсарского хребта, 5 – пироксен-плагиоклазовые дациты лавовых потоков вулканов Самсарского хребта, 6 – пироксен-плагиоклазовые андезиты лавовых потоков вулкана Шавнабада; 7 – вулканы I фазы активности Самсарского центра: двупироксен-амфибол-плагиоклазовые дациты “западной гряды” Самсарского хребта; 8 – базальты, андезибазальты и андезиты ахалкалакской свиты ( $N_2$ ); 9 – дациты Джавахетского хребта ( $N_2$ ); 10 – риолиты, обсидианы и перлиты вулкана Чикиани ( $N_2$ ); 11 – дацитовая экструзия Амиранисгора ( $N_2$ ); 12 – вулканы годердзской свиты ( $N_1^3$ ); 13 – вулканогенно-осадочные образования палеогена и мела; 14 – вулканические аппараты; 15 – кальдера.

В недавней нашей статье [4] приведены первые надежные К–Аг-данные для дацитовых эффузивов Джавахетского нагорья, которые должны помочь в решении некоторых проблем, связанных со стратиграфическим расчленением продуктов вулканизма этого региона.

Практически все изученные вулканы Самсарского хребта по своему составу отвечают дацитам. По петрографическим особенностям дациты Самсарского хребта можно разделить на несколько групп. Для пород, слагающих вулканическую постройку Диди-Абули, кольцевой хребет Самсарской

кальдеры и основание вулкана Шавнабада, сквозными минералами вкрапленников являются плагиоклаз (его состав обычно отвечает андезину) и базальтическая роговая обманка. В породах андезит-дацитовых лавовых потоков, спустившихся со склонов этих вулканов, фенокристы представлены главным образом плагиоклазом (андезин) и клинопироксеном; иногда к ним добавляются ортопироксен или ксенокристы кварца. Гора Бабахнго (западная гряда Самсарского хребта) сложена двупироксен-амфибол-плагиоклазовой разностью дацитов. Лавы вулканов Тавкветили и Годореби являются

**Таблица 1.** Результаты К–Аг-датирования пород Самсарского вулканического центра

№ обр.	Калий, % ( $\pm\sigma$ )	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , нг/г ( $\pm\sigma$ )	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ , % в образце	Возраст, тыс. лет ( $\pm 1.6\sigma$ )
<b>Вулкан Диди-Абули</b>				
ЮГ-62	2.06 $\pm$ 0.02	0.041 $\pm$ 0.003	92.4	290 $\pm$ 30
ЮГ-64	1.92 $\pm$ 0.02	0.054 $\pm$ 0.002	79.1	410 $\pm$ 30
ЮГ-65	2.15 $\pm$ 0.02	0.048 $\pm$ 0.002	83.0	320 $\pm$ 30
ЮГ-66	1.90 $\pm$ 0.02	0.037 $\pm$ 0.004	97.5	280 $\pm$ 60
ЮГ-67	1.71 $\pm$ 0.02	0.029 $\pm$ 0.004	98.4	240 $\pm$ 60
<b>Кальдера Самсари</b>				
ЮГ-68	1.68 $\pm$ 0.02	0.021 $\pm$ 0.004	99.0	180 $\pm$ 70
ЮГ-69	1.74 $\pm$ 0.02	0.029 $\pm$ 0.005	99.0	240 $\pm$ 70
ЮГ-70	1.71 $\pm$ 0.02	0.024 $\pm$ 0.002	89.7	200 $\pm$ 40
ЮГ-71	1.70 $\pm$ 0.02	0.025 $\pm$ 0.001	83.7	210 $\pm$ 20
ЮГ-72	1.70 $\pm$ 0.02	0.023 $\pm$ 0.005	95.8	200 $\pm$ 40
<b>Вулкан Шавнабада</b>				
ЮГ-74	1.76 $\pm$ 0.02	0.021 $\pm$ 0.003	97.2	170 $\pm$ 50
ЮГ-75	1.92 $\pm$ 0.02	0.039 $\pm$ 0.004	97.1	290 $\pm$ 60
ЮГ-76	1.66 $\pm$ 0.02	0.037 $\pm$ 0.004	98.1	320 $\pm$ 70
<b>Вулкан Годореби</b>				
ЮГ-63	1.89 $\pm$ 0.02	0.003 $\pm$ 0.003	99.7	30 $\pm$ 30
<b>Вулкан Тавкветили</b>				
ЮГ-77	1.63 $\pm$ 0.02	Не обн.	100.0	<30
<b>Вулкан Бабахнго</b>				
ЮГ-73	1.68 $\pm$ 0.02	0.089 $\pm$ 0.009	91.4	760 $\pm$ 80

Примечание. ЮГ-62 – пироксен-плагиоклазовый дацит из южного лавового потока влк. Диди-Абули; ЮГ-63 – гиалодацит из лавового потока влк. Годореби; ЮГ-64 – пироксен-плагиоклазовый дацит из лавового потока влк. Диди-Абули (район с. Бузавети); ЮГ-65 – пироксен-плагиоклазовый дацит из паразитического вулканического центра Пунгартепе на западном склоне горы Диди-Абули; ЮГ-66, 67 – амфибол-плагиоклазовые дациты влк. Диди-Абули; ЮГ-68, 69 – амфибол-плагиоклазовые дациты кольцевого хребта кальдеры Самсари; ЮГ-70, 71 – посткальдерные пироксен-плагиоклазовые дациты вулкана Самсари (хр. Пампуле); ЮГ-72 – дациты из пирокластических толщ влк. Самсари; ЮГ-73 – двушироксен-амфибол-плагиоклазовые дациты горы Бабахнго (западная гряда Самсарского хребта); ЮГ-74 – пироксеновые андезиты лавовых потоков влк. Шавнабада; ЮГ-75, 76 – амфибол-плагиоклазовые дациты основания влк. Шавнабада; ЮГ-77 – гиалодациты влк. Тавкветили.

афировыми гиалодацитами. Основная масса пород имеет флюидалную, реже гиалопилитовую или пилотакситовую структуру. Она состоит из частично или полностью раскристаллизованного вулканического стекла. Наиболее устойчиво встречающимися минералами основной массы являются плагиоклаз и магнетит, к ним в ряде случаев добавляются роговая обманка или пироксены. Все изученные породы относятся к известково-щелочной серии. Более детальная петрогеохимическая характеристика вулканических пород Самсарского хребта приводится в [2] и нашей статье [4].

Примененный авторами вариант К–Аг-метода был специально разработан в ИГЕМ РАН для изучения новейших геологических образований и ранее использован при датировании молодых лав

Казбекской области, а впоследствии и для ряда других крупных четвертичных вулканических центров на Кавказе и в Забайкалье [5–7]. К–Аг-датирование вулканических пород и измерение изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  проводилось исключительно с использованием основной массы пород, отделенной от вкрапленников. Изотопный анализ Sr и Nd выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре “Micromass Sector-54”. Погрешность измерения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  не превышала 0.003 и 0.002% соответственно.

В табл. 1 представлены К–Аг-данные, полученные для пород Самсарского хребта. Вначале рассмотрим данные по отдельным вулканам.

**Вулкан Диди-Абули.** Согласно полученным данным наиболее древними образованиями вулкана Диди-Абули (около 400 тыс. лет) являются лавовые потоки дацитов с плитчатой отдельностью, сформировавшие небольшую лавовую грядку к северу от с. Бузавети в районе горы Чухурнир (обр. ЮГ-64). Вулканическая постройка Диди-Абули, а также лавовые потоки на ее южных склонах и паразитический вулканический центр Пунгартепе образовались на более позднем этапе – около 320–250 тыс. лет назад (обр. ЮГ-62, 65–67). Более молодые даты не получены. Таким образом, общий период активности вулкана Диди-Абули, вместе с его боковыми аппаратами, не превышал 150 тыс. лет.

**Кальдера Самсари.** Определенный К–Аг-методом возраст кальдеры Самсари составляет около 200 тыс. лет (обр. ЮГ-68, 69). Несомненно, что на месте кальдеры существовал крупный вулкан, подобный Диди-Абули, однако на данном этапе докальдерные образования обнаружить не удалось. По-видимому, в кальдерную стадию сформировались пирокластические толщи, вскрытые в долине р. Мегреки у с. Самсари (обр. ЮГ-72), которые имеют тот же возраст (200 тыс. лет), что и породы кольцевого хребта кальдеры. Лавовый поток хребта Пампуле (обр. ЮГ-70, 71), относимый к посткальдерным образованиям, также датированный 200 тыс. лет, вероятно, образовался без существенного перерыва после формирования кальдеры. К посткальдерным образованиям вулкана Самсари, по-видимому, можно отнести вулкан Кызылдаг в центральной части кальдеры, а также ряд второстепенных вулканических аппаратов (Каракузей и др.) на склонах ее кольцевого хребта.

**Вулкан Шавнабада.** Породы основания вулкана Шавнабада, вскрытые в виде отдельных эрозионных окон на его северных склонах, согласно двум полученным датировкам (обр. ЮГ-75, 76) имеют возраст около 300 тыс. лет. Более молодые лавовые потоки андезитов, спустившиеся со склонов вулкана практически во всех направлениях, датированы 170 тыс. лет (обр. ЮГ-74). Таким образом, в истории вулкана Шавнабада намечается два этапа его развития: около 300 тыс. лет назад был активен “древний” вулкан, который затем подвергся разрушению; после временного перерыва продолжительностью более 100 тыс. лет возник новый вулканический аппарат, изливавший более основные лавы по сравнению со своим предшественником.

**Вулкан Тавкветили.** Лавовые потоки гиалодацитов, спустившиеся со склонов вулкана, характеризуются свежей поверхностью, не подвергшейся воздействию ледников, а сама вершина имеет прекрасно сохранившийся кратер. Указан-

ные геоморфологические признаки, свидетельствующие об очень молодом возрасте вулкана Тавкветили, подтверждаются нашей датировкой образца ЮГ-77 (<30 тыс. лет). Формирование вулкана и его потоков, очевидно, происходило в позднем неоплейстоцене, либо даже в голоцене.

**Лавовый поток Годореби.** Практически такое же значение К–Аг-возраста, как и для вулкана Тавкветили, –  $30 \pm 30$  тыс. лет получено и для гиалодацитовых лавовых потоков, спустившихся с вулкана Годореби (обр. ЮГ-63). По-видимому, формирование этих двух вулканов связано с последним импульсом магматической активности в пределах Самсарского хребта.

**Вулкан Бабахнго.** К–Аг-датировка, полученная для расположенного в пределах западной гряды Самсарского хребта вулкана Бабахнго (обр. ЮГ-73), указывает на его формирование в раннем неоплейстоцене (800–700 тыс. лет назад). Можно предположить, что формирование западной вулканической гряды произошло на первой фазе четвертичной магматической активности Самсарского центра и предшествовало более масштабной вулканической деятельности, проявившейся в позднем неоплейстоцене.

Обобщая полученные для Самсарского вулканического центра К–Аг-данные, можно сделать некоторые выводы относительно истории его развития в четвертичное время. Полученные датировки указывают на наличие разделенных длительными временными перерывами четырех фаз вулканической активности: I – ранне-неоплейстоценовой (около 800–700 тыс. лет назад), II – ранне-средне-неоплейстоценовой (около 400 тыс. лет назад), III – средне-неоплейстоценовой (320–170 тыс. лет назад) и IV – поздне-неоплейстоцен-голоценовой (менее 50 тыс. лет назад). В течение I фазы возникли вулканы западной гряды Самсарского хребта. К II фазе активности относятся древние потоки вулкана Диди-Абули. Начало III фазы активности (320–250 тыс. лет назад) связано с деятельностью вулкана Диди-Абули и его паразитических центров, “древнего” вулкана Шавнабада и, возможно, исчезнувшего вулкана Самсари, а также ряда других аппаратов в пределах Самсарского хребта. Около 200 тыс. лет назад произошло образование Самсарской кальдеры и излияние посткальдерных лав, а также формирование “молодого” вулкана Шавнабада. IV фаза вулканической активности Самсарского центра проявилась менее масштабно – возникли вулканы Тавкветили и Годореби, а также, возможно, еще несколько вулканических аппаратов. Однако достаточно велика вероятность того, что последний импульс вулканической активности в рассматриваемом регионе еще не завершился и здесь возможно возобновление вулканической деятельности. В свя-

**Таблица 2.** Результаты Sr–Nd-изотопного изучения пород Самсарского вулканического центра

№ обр.	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Nd, г/т	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{(\text{Nd})_0}$
ЮГ-62	41	525	0.704168 ± 16	28	0.512831 ± 10	3.8
ЮГ-63	41	609	0.704124 ± 17	26	0.512770 ± 13	2.6
ЮГ-64	60	513	0.704274 ± 15	22	0.512783 ± 16	2.8
ЮГ-65	64	499	0.704297 ± 16	20	0.512848 ± 9	4.1
ЮГ-66	52	559	0.704117 ± 17	17	0.512874 ± 10	4.6
ЮГ-67	48	578	0.704434 ± 17	20	0.512811 ± 12	3.4
ЮГ-68	45	610	0.704053 ± 15	17	0.512874 ± 13	4.6
ЮГ-69	43	647	0.704076 ± 14	17	0.51283 ± 6	3.7
ЮГ-70	51	630	0.704050 ± 15	16	0.512725 ± 27	1.7
ЮГ-71	51	646	0.704054 ± 14	16	0.512752 ± 20	2.2
ЮГ-72	51	590	0.704060 ± 15	17	0.51269 ± 9	1.0
ЮГ-73	38	561	0.704161 ± 15	18	0.512786 ± 10	2.9
ЮГ-74	42	580	0.704046 ± 14	23	0.51278 ± 4	2.8
ЮГ-75	54	613	0.704089 ± 13	16	0.512711 ± 26	1.4
ЮГ-76	32	611	0.704041 ± 14	20	0.51286 ± 9	4.3
ЮГ-77	50	546	0.704116 ± 15	20	0.51272 ± 6	1.6

Примечание. Места отбора образцов и их характеристики приведены в примечании к табл. 1. Содержания Rb и Sr определены рентгено-флюоресцентным методом (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре “Philips PW 2400”, а содержание Nd – методом изотопного разбавления на масс-спектрометре “Micromass Sector-54”. Анализируемый материал – основная масса пород.

зи с этим Самсарский хребет должен рассматриваться как регион с потенциальной вулканической опасностью. Какой-либо корреляции между химическим составом пород и их возрастом не наблюдается, что свидетельствует о постоянстве процессов генерации магматических расплавов в их глубинном источнике за последние сотни тысяч лет.

Сопоставляя полученные геохронологические данные с нашими ранее опубликованными датировками для ряда вулканических областей Кавказа, можно отметить, что II, III и IV фазы магматической активности Самсарского центра проявились практически синхронно с I, II и III фазами развития Казбекской неовулканической области и Эльбрусского центра [5, 6]. В то же время для граничащей с Джавахетским нагорьем с юга Арагацкой области проявлений вулканизма с возрастом моложе 500 тыс. лет не зафиксировано, а выделенная для нее III фаза активности (около 700 тыс. лет), на которой сформировался непосредственно вулкан Арагац, синхронизируется с I фазой активности Самсарского центра [7].

Изучение Sr–Nd-изотопно-геохимической систематики вулканитов Самсарского хребта показало, что все изученные породы характеризуются повышенными содержаниями Sr (около 500–600 г/т) по

сравнению с кларковыми значениями, на уровне обычных для дацитов концентраций Rb и Nd (табл. 2). Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изменяется в небольшом диапазоне – от 0.70404 до 0.70443, причем для 13 из 16 образцов этот интервал еще более узок: от 0.70404 до 0.70417. Изотопный состав Nd в изученных вулканитах, напротив, различается достаточно существенно: значения параметра  $\epsilon_{(\text{Nd})_0}$  варьируют от +1.0 до +4.6. При этом каких-либо зависимостей в изменении концентраций Sr, Rb, а также изотопных соотношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  от возраста образцов и содержания в них  $\text{SiO}_2$  не наблюдается. Нет корреляции и между изотопными параметрами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\epsilon_{(\text{Nd})_0}$ . На Sr–Nd-изотопно-корреляционной диаграмме (рис. 2) положение точек вулканитов Самсарского центра свидетельствует о ведущей роли мантийного вещества в генезисе этих пород при незначительном участии коровой компоненты. Значительную гетерогенность изотопного состава Nd в изученных породах можно объяснить контаминацией глубинных расплавов мантийного происхождения сиалическим веществом с различными петрогеохимическими характеристиками и возрастом. По всей видимости, в этой роли могли

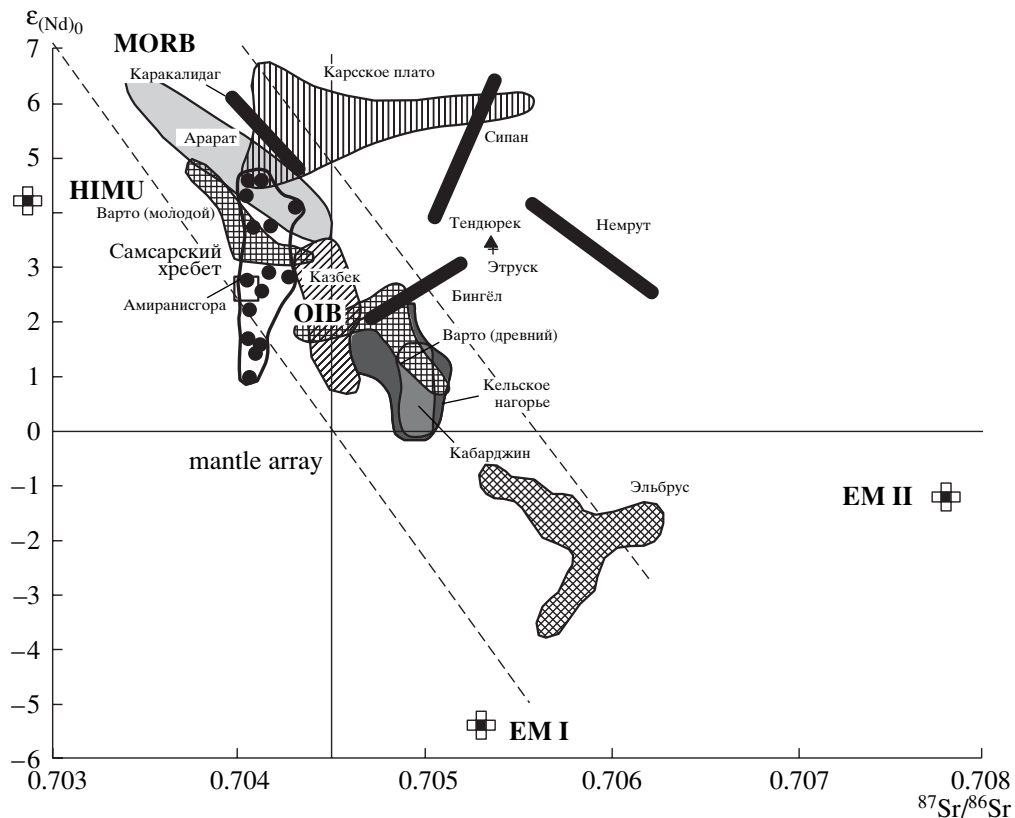


Рис. 2.  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{(\text{Nd})_0}$  изотопно-корреляционная диаграмма для четвертичных вулканитов Самсарского хребта и ряда молодых вулканических центров Большого Кавказа и Восточной Анатолии. Данные для вулканитов Большого Кавказа взяты из [10], для Восточной Анатолии – из [8, 9].

выступить вулканогенные толщи мела–палеогена, а также палеозойские гранитоиды, выходы которых имеются в восточной части Джавахетского нагорья (Храмский и Локский массивы). Вероятно, вследствие высокого содержания Sr в исходной магме контаминация коровым веществом не привела к существенному изменению изотопного состава Sr и появлению его вариаций в дацитовых лавах. В то же время взаимодействие с коровыми породами, имеющими близкие или, возможно, даже большие содержания Nd, чем первичные магмы Самсарского вулканического центра, могло с большой долей вероятности явиться причиной наблюдаемой гетерогенности изотопного состава Nd в изученных вулканитах.

Сравнение изотопных параметров изученных эффузивов с опубликованными данными для других вулканических областей Кавказского региона показывает, что в отношении изотопного состава Nd вулканиты Самсарского центра характеризуются средними значениями, в то время как изотопный состав Sr в них в целом менее радиогенный (рис. 2) [8–10]. Близкие изотопные параметры Sr и Nd ранее получены нами для плиоценовой экструзии Амиранисгора, расположенной к западу от Самсарского хребта [4].

Таким образом, на основании полученных изотопно-геохронологических данных выявлен крупный очаг позднечетвертичного вулканизма в Южной Грузии – Самсарский вулканический центр и установлены временные рамки основных фаз его развития, которые синхронны выделенным ранее фазам магматической активности для других неовулканических областей Кавказского региона. Согласно полученным данным, последние вулканические события происходили здесь в конце неоплейстоцена–голоцене, что требует отнесения этого региона к потенциально опасным на возобновление вулканической активности.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, РФФИ (гранты 01–05–64082, 03–05–06197мас), в рамках контракта № 43.043.11.1603 Минпромнауки РФ и программы № 13 фундаментальных исследований Президиума РАН (направление 2).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Короновский Н.В., Демина Л.И. // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

2. Схиртладзе Н.Н. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1958. 368 с.
3. Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И. В сб.: Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси: ГИН АН РГ, 1999. С. 220–228.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 96–115.
5. Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. // ДАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 810–814.
6. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // ДАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384–389.
7. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др. // ДАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95–102.
8. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E. et al. // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1990. V. 44. P. 189–229.
9. Buket E., Temel A. // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1998. V. 85. P. 405–422.
10. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. М., 2003. 27 с.