

УДК 551.21; 552.11

## ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛАВ, ИСТОЧНИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

©2019 г. А.В. Парфенов<sup>1,\*</sup>, В.А. Лебедев<sup>1</sup>, И.В. Чернышев<sup>1</sup>, Г.Т. Вашакидзе<sup>2</sup>,  
А.И. Якушев<sup>1</sup>, Ю.В. Гольцман<sup>1</sup>, А.В. Чугаев<sup>1</sup>, Т.И. Олейникова<sup>1</sup>,  
Е.М. Канунникова<sup>1</sup>, К.А. Габарашвили<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

<sup>2</sup> A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University  
A. Politkovskaya st., 5, Tbilisi, 0186, Republic of Georgia

\*E-mail: kvarcz@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.12.2018 г.  
Получена после доработки 02.04 2019 г.  
Принята к публикации 29.05.2019 г.

Представлены результаты петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследований позднеплейстоцен-голоценовых лав Казбекского неовулканического центра – одного из крупнейших очагов новейшего магматизма на Большом Кавказе.

Установлено, что вулканы Казбекского центра образуют непрерывный ряд составов (трахи-)андезибазалты–(трахи-)андезиты–дациты с преобладанием среди них средних и умеренно-кислых лав известково-щелочной серии. Ведущую роль в их петрогенезисе играли процессы кристаллизационной дифференциации и смешения расплавов. Коровая ассимиляция имела ограниченное значение, ее влияние заметно только в породах самых ранних и поздних импульсов магматической активности на изученной территории. Основным ассимилянтом являлись метаморфизованные юрские осадки (глинистые сланцы, песчаники), слагающие основание Казбекского центра, и в единичных случаях – метавулканы основного состава. Специфический характер AFC-процессов в период развития магматической системы (в том числе, присутствие заметных количеств воды в магме, ведущая роль *Amp* в кумулюсной фазе и отсутствие фракционирования *Pl*) привел к появлению в качестве конечных продуктов эволюции расплавов дацитовых лав с геохимическими чертами адакитов.

Вулканы Казбекского центра являются производными трахибазальтовых магм, источником которых был мантийный резервуар OIB-типа. Новые и опубликованные ранее результаты исследований неоген-четвертичного магматизма Большого Кавказа показывают, что основные петролого-геохимические характеристики этого регионального резервуара оставались постоянными с конца миоцена до настоящего времени.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, Казбекский неовулканический центр, вулкан Казбек, новейший вулканизм, петрогенезис, изотопная геохимия, адакиты, источники расплавов

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0869-5903276658-689>

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение геохронологии молодого вулканизма Кавказа (Чернышев и др., 2008; Лебедев и др., 2003, 2010, 2011, 2018а и др.) позволило выявить здесь целый ряд районов, где последние проявления магматической активности имели место в голоцене или даже в истори-

ческое время. Очевидно, что в будущем в их пределах возможно возобновление вулканических извержений, которые могут привести к катастрофическим последствиям в этой густонаселенной части Земли. Необходимость прогноза возможных сценариев дальнейшего развития новейшего магматизма на Кавказе

стимулировала проведение здесь комплексных геологических исследований, направленных на максимально детальную расшифровку истории вулканической активности в регионе, определение происхождения и источников магматических расплавов, создание петрологических моделей магомгенерации, мониторинг современного состояния приповерхностных магматических камер геофизическими методами.

Казбекский неовулканический центр является одним из крупнейших очагов позднечетвертичного магматизма на Большом Кавказе, характеризуется длительной историей развития и широким спектром составов изверженных пород. По совокупности геологических и геохронологических данных он был отнесен к потенциально опасным на возобновление извержений в его пределах (Лебедев, Вашакидзе, 2014; Лебедев и др., 2018а).

В период 1999–2015 гг. сотрудниками Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН, Москва) и Геологического института им. А. Джанелидзе (Тбилиси) на территории Казбекского центра проводились совместные экспедиционные работы с детальным опробованием вулканических построек и лавовых потоков, ранее известных или впервые обнаруженных в его пределах. По итогам полевых наблюдений, дешифрирования космических снимков, изотопного К-Аг датирования и петролого-геохимического изучения лав была составлена детальная геологическая карта региона (масштаб 1 : 25000), установлены временные рамки протекавшей здесь новейшей вулканической активности, определен возраст последних извержений и петролого-минералогические характеристики вулканитов. Эти результаты были изложены в нашей недавней статье, а также дополнительных материалах к ней (Лебедев и др., 2018а).

Настоящая работа продолжает серию публикаций, посвященных обсуждению результатов наших исследований Казбекского неовулканического центра. В ней детально рассмотрены петролого-геохимические и изотопно-геохимические (Sr-Nd-Pb) характеристики новейших вулканитов, а также закономерности их эволюции во времени. Сделаны выводы о роли процессов кристаллизационной дифференциации (FC), ассимиляции корового вещества и смешения расплавов в петрогенезисе лав, определены геохимические параметры и тип мантийного резервуара, ответственного

за генерацию магм под Большим Кавказом в неоген–четвертичное время.

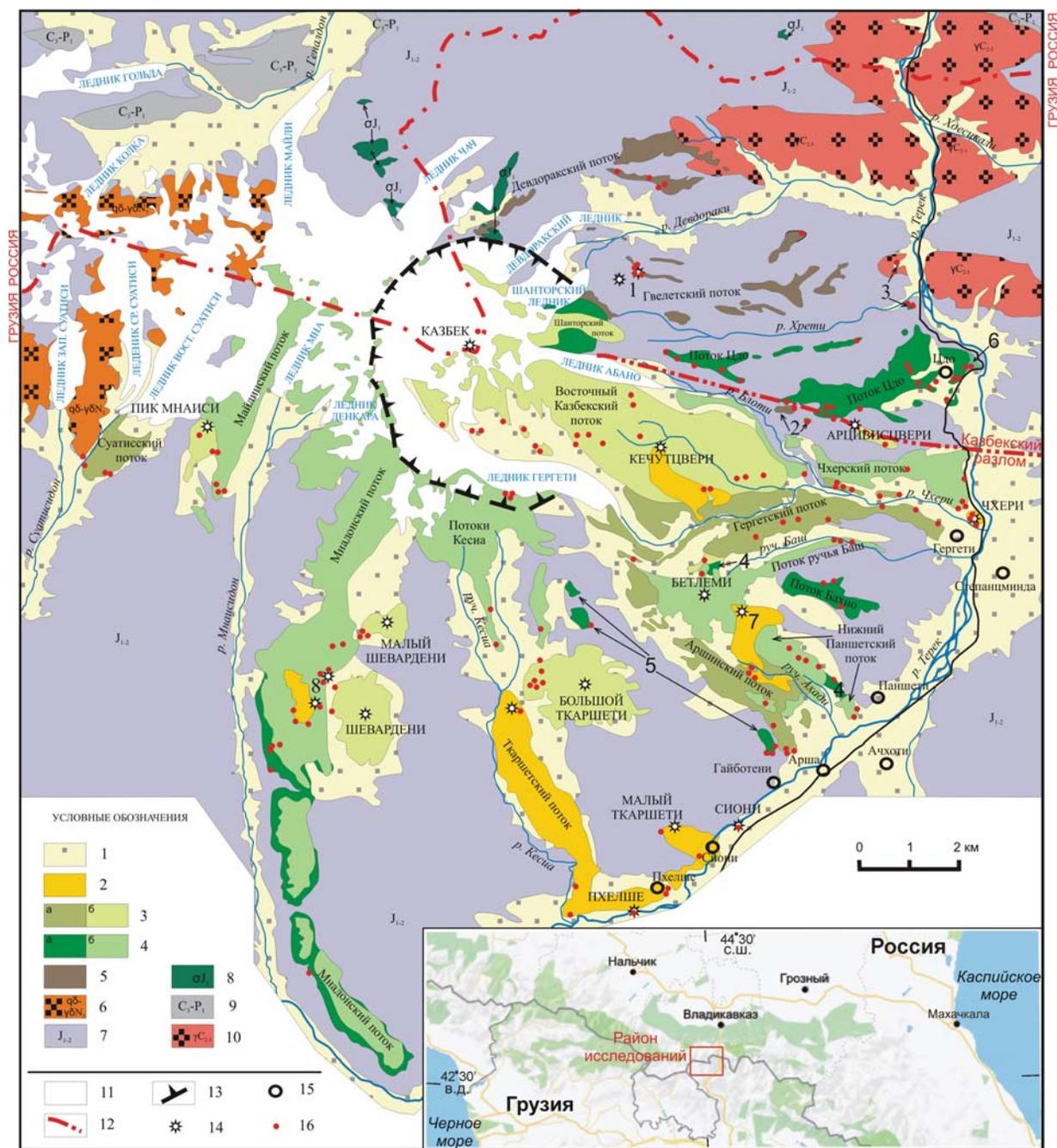
## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Казбекский неовулканический центр расположен в центральной части горной системы Большого Кавказа на приграничных территориях России и Грузии (рис. 1). Он занимает территорию площадью ~ 250 км<sup>2</sup> на гребне и южном склоне субширотного Хохского хребта в верховьях р. Терек и ее левых притоков (Девдораки, Чхери, Мнаисидон, Суатисидон и др.).

В тектоническом плане Казбекский центр приурочен к району пересечения Главного Кавказского взброса (ГКВ) крупнейшим региональным Казбек-Цхинвальским (Боржоми-Казбекским) разломом, являющимся северным продолжением Северо-Восточного Анатолийского трансформного разлома. Все вулканические аппараты Казбекского центра расположены к югу от ГКВ в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа, где в составе коры доминируют вулканогенно-осадочные толщи мезозойского субдукционно-аккреционного комплекса, детальное описание которых приведено в статье (Панов, 2003).

Изучением геологического строения рассматриваемого региона и закономерностей развития молодого магматизма в этой части Большого Кавказа занимались многие известные советские и российские ученые; результаты их исследований опубликованы в нескольких монографиях и ряде научных статей (Дубянский, 1904; Левинсон-Лессинг, 1913; Белянкин, 1914; Ренгартен, 1932; Схиртладзе, 1958; Милановский, Короновский, 1973; Дзодзидзе и др., 1985 и др.). В связи с тем, что в предыдущей работе (Лебедев и др., 2018а) мы детально обсудили данные, полученные предшественниками, и привели исчерпывающую информацию по геологии, геоморфологии и стратиграфии Казбекского центра, базирующуюся на опубликованных ранее и наших новых результатах, остановимся ниже только на самых принципиальных моментах, касающихся истории проявленной новейшей вулканической активности в его пределах.

К настоящему времени на территории Казбекского центра обнаружено 15 разновозрастных вулканических аппаратов (Лебедев, Вашакидзе, 2014; Лебедев и др., 2018а), в том числе моногенные и полигенные лавовые конуса, экструзивные купола и небольшие экс-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Казбекского невулканического центра. На врезке показано региональное положение района исследований.

1 – аллювиальные и ледниковые четвертичные отложения, 2–5 – разновозрастные вулканы Казбекского центра (2 – IV фазы, 3а – ранней стадии III фазы, 3б – поздней стадии III фазы, 4а – ранней стадии II фазы, 4б – поздней стадии II фазы, 5 – I фазы вулканической активности), 6 – плиоценовые гранодиориты и кварцевые диориты Джимарского массива, 7 – вулканогенно-осадочные породы ранней–средней юры (глинистые сланцы, песчаники, известняки, алевролиты, роговики, туфы и лавы андезитов и базальтов), 8 – интрузивные магматические образования ранней юры (силы, дайки, штоки андезибазальтов, базальтов, диабазов, габбро, пикритов, серпентинитов), 9 – вулканогенно-осадочные породы фундамента Скифской плиты, поздний карбон–ранняя пермь (песчаники, туфопесчаники, туфы и лавы андезитов, филлитоподобные сланцы, кварциты, мраморы), 10 – граниты Дарьяльского и Гвелетского массивов (кассарский комплекс, средний–поздний карбон), 11 – ледники и фирновые поля (по состоянию на 2010 г.), 12 – современные активные разломы, 13 – уступ кальдеры вулкана Палео-Казбек, 14 – вулканические аппараты (лавовые конуса, экструзивные купола, эксплозивные центры), 15 – населенные пункты, 16 – точки опробования. Цифрами на карте обозначены: 1 – дайки и невки Девдоракского ущелья (I фаза), 2 – останцы потока Блоти (I фаза), 3 – Гвелетский и 2-ой Гвелетский останцы потока Цдо (ранняя стадия II фазы), 4 – останцы потока Ахади (ранняя стадия II фазы), 5 – останцы Гайботенского потока (ранняя стадия II фазы), 6 – останец Чхерского потока (нижняя часть останца лав под селом Цдо, поздняя стадия II фазы), 7 – Верхний Аршинский поток вулкана Бетлеми (IV фаза); 8 – лавовый поток и некк на западном склоне вулкана Шевардени (IV фаза).

пловивные центры. Наиболее крупным из них является полигенный стратовулкан Казбек (5033 м), расположенный в центре кальдеры его предшественника Палео-Казбека (рис. 1). В результате активности главного и двух боковых аппаратов на территории вулканического центра в палеодолинах рек сформировались протяженные потоки лав, максимальная длина которых достигает 15 км (потоки Мнадонский и Цдо).

Первые проявления молодого магматизма в районе вулкана Казбек связаны с образованием в плиоцене Джимарского массива гранодиоритов–кварцевых диоритов (Лебедев и др., 2009). Выходы пород этого интрузива наблюдаются сейчас в гребневой части и на обоих склонах Хохского хребта в нескольких километрах к западу от современного конуса вулкана. Новейшая магматическая активность в пределах Казбекского центра протекала на протяжении последних ~ 450 тыс. лет (Лебедев и др., 2018a); при этом она имела выраженный дискретный характер. На основании результатов К-Аг датирования выделено четыре фазы ее проявления; при этом II и III фазы дополнительно подразделены на раннюю и позднюю стадии. Первая (ранняя) фаза (460–380 тыс. лет назад) была связана с извержениями в зоне ГКВ андезибазальтов и андезитов, вероятно, аппаратом трещинного типа (Прото-Казбек). Во время II (докальдерной) фазы (310–200 тыс. лет назад) главным аппаратом являлся стратовулкан Палео-Казбек; этот период отличается максимальными масштабами извержений, приведших в дальнейшем к образованию кальдеры проседания. Третья (посткальдерная) фаза (130–90 тыс. лет назад) ознаменовалась образованием на ранней стадии современного стратовулкана Казбек в центре кальдеры и постепенным переходом от магматизма центрального типа к ареальному на поздней ее стадии. В IV фазу (< 50 тыс. лет назад) в разных частях Казбекского центра активность проявляли только малые вулканические аппараты, в том числе, новые и образовавшиеся ранее (на II–III фазах). Составленная нами детальная геологическая карта Казбекского центра масштаба 1 : 25000 в оригинальном виде приведена в нашей предыдущей статье (Лебедев и др., 2018a, ESM\_2.pdf).

Вулканыты Казбекского центра представлены (трахи-)андезибазальтами, (трахи-)андезитами и дацитами. Сквозными мине-

ралами фенокристов являются *Pl* (лабрадор – кислый андезин), как правило, зональный, и *Orx* (бронзит–гиперстен). Обычно в ассоциации с ними в лавах устойчиво встречается *Amp* (магнезиогастингсит или роговая обманка) в виде игольчатых кристаллов, часто полностью опацитизированных, а также диакристы или ксенокристы *Qz*. Спорадически присутствует *Aug*. В наиболее основных из изученных нами вулкаников в небольших количествах наблюдается магнезиальный *Ol*, а в андезитах и дацитах – черный или бурый *Vt*, обычно в опацитовой кайме. Характерной чертой многих казбекских лав, как и других четвертичных вулкаников Большого Кавказа, является присутствие гибридных ассоциаций фенокристов (Попов, 1981; Алферьева и др., 2003; Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2018a). Детальные петролого-минералогические характеристики казбекских лав, а также оценка температуры магматических расплавов, сделанная с использованием пироксеновых геотермометров, приведены в нашей статье (Лебедев и др., 2018a, ESM\_1.pdf). Кроме того, новые оригинальные данные по петрологии, минералогии и геохимии некоторых лав Казбекского центра (преимущественно из потоков на нижних террасах долины р. Терек) недавно опубликованы в диссертационной работе (Bewick, 2016).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основой настоящего исследования стала коллекция геологических образцов (159 штук), которая характеризует все известные на сегодняшний день вулканические аппараты Казбекского центра, большинство изверженных ими лавовых потоков, а также несколько реперных разрезов, состоящих из горизонтов лав разных фаз новейшей магматической активности (рис. 1). Географические координаты мест отбора образцов, названия и основные петрографические характеристики пород приведены в дополнительных материалах к нашей предыдущей статье (Лебедев и др., 2018a, ESM\_1.pdf). Определение химического состава пород Казбекского центра в рамках настоящего исследования выполнено в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”. Измерения изотопного (Sr-Nd-Pb) состава вулкаников проведены авторами настоящей статьи в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

Химический состав (Suppl. 1, ESM\_1.xls)<sup>1</sup> (главные породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы) определен во всех образцах вулканитов нашей коллекции с помощью рентгенофлуоресцентного метода на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) модели Axios mAX производства компании PANalytical. Концентрации редкоземельных (REE) и ряда рассеянных химических элементов в лавах (Suppl. 2, ESM\_2.xls)<sup>2</sup> измерены для представительной выборки из 48 проб методом ICP-MS (масс-спектрометр X-Series II, аналитик Бычкова Я.В.). В качестве стандартов использовались аттестованные образцы BHVO-2 и COQ-1. Пределы обнаружения элементов варьируют от 0.1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность результатов анализов составила 1–3 отн. %.

Измерение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd и определение концентраций этих элементов методом изотопного разбавления выполнено для 12 разновозрастных образцов (табл. 1) на термоионизационном многоколлекторном масс-спектрометре Micromass Sector 54. Правильность измерений изотопного состава Sr в изучаемых образцах контролировалась систематическими анализами стандартного образца SRM-987, а изотопного состава Nd – LaJolla. Погрешности определения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в образцах не превышали 0.0017% и 0.0016%, а элементных изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  – 0.4% и 0.16% соответственно. Кроме того, в табл. 1 обобщены ранее опубликованные для казбекских лав Sr-Nd изотопные данные (Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2016, Bewick, 2016).

Изотопный состав Pb в изученных породах определялся с помощью метода MC-ICP-MS из подготовленных растворов на масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific). Результаты измерений корректировались на эффект масс-дискриминации

изотопов Pb по данным измерения опорного отношения  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889$  в стандартном образце таллия, который предварительно добавлялся к растворам анализируемых проб перед масс-спектрометрическими измерениями. Химическое разложение проб вулканитов осуществлялось в смеси концентрированных кислот ( $\text{HF} + \text{HNO}_3$ ) (3 : 1) при атмосферном давлении и температуре ~ 150°C. Выделение Pb проводилось на хроматографических колонках, заполненных анионообменной смолой BioRad AG1×8, в 1 М HBr среде. Итоговая погрешность определения изотопных отношений свинца ( $\pm 2\text{SD}$ ), оцененная по результатам систематических анализов международных стандартных образцов горных пород U.S.G.S. AGV-1 и BCR-1 не превышала 0.04% (Чернышев и др., 2007). Результаты анализов приведены в табл. 2 вместе с данными, недавно опубликованными в диссертации (Bewick, 2016).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### *Номенклатура и основные петролого-геохимические характеристики пород Казбекского центра*

Вулканические породы Казбекского центра образуют непрерывный ряд составов (рис. 2, Suppl. 1, ESM\_1) (трахи-)андезибазальты–(трахи-)андезиты–дациты (53.8–68.0 мас.%  $\text{SiO}_2$ , 1.5–6.0 мас.% MgO, 5.1–7.0 мас.% ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) при 1.3–2.5 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$ ). При этом преобладают андезиты и дациты. Большинство изученных лав является известково-щелочными образованиями (рис. 2, 3б). Исключения составляют только немногочисленные трахиандезибазальты – трахиандезиты, изверженные в начале II и III фаз активности, которые, согласно классификационной диаграмме TAS (Le Bas et al., 1986), могут быть отнесены к умеренно-щелочным породам (рис. 2). Максимальные вариации химического состава (54–65 мас.%  $\text{SiO}_2$ ) характерны для ранних лав I и II фаз активности; некоторые породы I фазы, кроме того, отличаются минимальным (около 5 мас.%) содержанием щелочей среди всех казбекских вулканитов. Согласно классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $\text{K}_2\text{O}$  (Peccherillo, Taylor 1976), абсолютное большинство изученных лав является умеренно-калиевыми (рис. 3а); исключение составляют только андезиты вулкана Кечутцвери (IV фаза), которые являются высококалиевыми. На диаграмме AFM (Irvine,

<sup>1</sup> Результаты определения химического состава вулканитов Казбекского центра (главные породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы) приведены в ESM\_1.xls (Suppl. 1) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

<sup>2</sup> Результаты определения химического состава вулканитов Казбекского центра (некоторые рассеянные элементы и REE) приведены в ESM\_2.xls (Suppl. 2) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

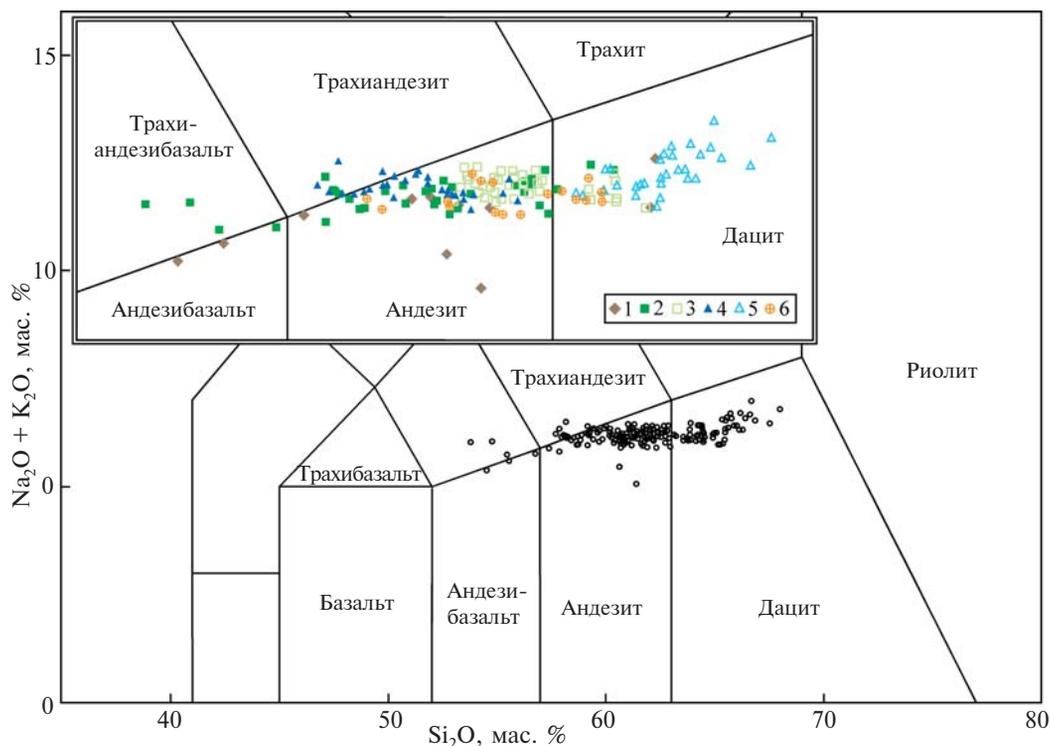
**Таблица 1.** Результаты изучения Sr-Nd изотопной систематики новейших вулканитов Казбекского центра

Образец, материал	Фаза	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	Литерат. источник
Ка-55, gm	II.2	59	536	0.3189±10	0.704361±10	3.8	21	0.1081±1	0.512772±5	2.6	авт.
Ка-61, gm	IV	66	379	0.4999±14	0.704457±7	6.2	36	0.1062±2	0.512721±5	1.6	авт.
Ка-182, gm	IV	82	1311	0.1803±7	0.703810±10	4.7	32	0.0884±1	0.512828±6	3.7	авт.
Ка-184, gm	III.2	72	406	0.5117±10	0.704379±9	3.0	16	0.1114±1	0.512784±7	2.9	авт.
Ка-235, gm	III.1	67	395	0.4944±16	0.704335±7	3.7	19	0.1159±1	0.512784±5	2.9	авт.
Ка-244, gm	III.2	78	339	0.6640±20	0.704453±12	2.4	14	0.1073±2	0.512782±5	2.8	авт.
Ка-257, gm	I	35	444	0.2290±9	0.704066±10	6.5	30	0.1301±1	0.512806±5	3.3	авт.
Ка-260, gm	I	41	315	0.3766±14	0.704337±7	6.4	31	0.1238±2	0.512791±6	3.0	авт.
Ка-278, gm	III.1	44	412	0.3057±10	0.704314±7	5.1	26	0.1209±1	0.512771±5	2.6	авт.
Ка-303, gm	II.1	58	619	0.2731±9	0.704509±10	6.1	33	0.1126±1	0.512797±6	3.1	авт.
Ка-304, gm	II.1	72	416	0.4983±15	0.704452±10	3.8	22	0.1055±1	0.512797±4	3.1	авт.
Ка-363, gm	II.2	60	429	0.4045±14	0.704237±7	2.9	16	0.1063±1	0.512789±8	3.0	авт.
К-25А/85, wr	IV	50	570	0.254	0.70456±5	-	-	-	0.512711±2	1.4	1
К-30А/85, wr	IV	55	480	0.332	0.70464±5	2.5	13	0.119	0.512700±12	1.2	1
К-67/85, wr	II.2	45	530	0.246	0.70442±5	-	-	-	-	-	1
К-69/85, wr	II.2	40	560	0.207	0.70444±6	-	-	-	-	-	1
К-71А/85, wr	IV	55	520	0.306	0.70455±5	-	-	-	-	-	1
К-72/85, wr	IV	50	500	0.289	0.70458±6	-	-	-	-	-	1
К-73/85, wr	II.2	50	570	0.254	0.70447±5	-	-	-	-	-	1
К-75/85, wr	III.1	40	670	0.173	0.70430±5	-	-	-	0.512766±19	2.5	1
К-97/85, wr	II.2	50	580	0.249	0.70443±4	-	-	-	-	-	1
К-98/85, wr	II.2	40	580	0.200	0.70438±5	-	-	-	-	-	1
К-99/85, wr	II.2	45	610	0.213	0.70439±5	-	-	-	-	-	1
К-100/85, wr	II.2	50	620	0.233	0.70437±4	-	-	-	-	-	1
Тк-53/88, wr	II.1	49	660	0.215	0.70467±6	3.3	18	0.113	0.512785±6	2.9	2
Тк-55/88, wr	II.1	42	550	0.221	0.70444±4	-	-	-	-	-	2
Тк-57/88, wr	II.1	35	715	0.142	0.70458±6	-	-	-	-	-	2
Тк-58/88, wr	II.1	39	734	0.154	0.70447±7	4.2	22	0.118	0.512808±8	3.3	2
Мд-32/96, wr	II.1	44	456	0.269	0.704509±21	3.4	17	0.123	0.512796±11	3.1	2
Тк-34/96, wr	IV	68	626	0.303	0.704464±13	3.5	19	0.114	0.512707±19	1.4	2
Тк-36/96, wr	IV	69	580	0.3446±15	0.704528±14	3.0	15	0.123	0.512732±8	1.8	2
Га-45/96, wr	IV	43	386	0.311	0.704588±17	-	-	-	0.512766±6	2.5	2
Га-46/96, wr	IV	66	474	0.4045±14	0.704817±13	3.9	21	0.115	0.512708±8	1.4	2
Чх-47/96, wr	II.2	56	645	0.242	0.704487±11	3.5	19	0.114	0.512760±7	2.4	2
Чх-48/96, wr	II.2	44	537	0.229	0.704588±14	3.3	18	0.113	0.512766±8	2.5	2
Чх-51/96, wr	III.2	59	423	0.4068±15	0.704431±18	2.7	14	0.119	0.512770±8	2.6	2
Чх-53/96, wr	III.1	38	635	0.167	0.704383±18	3.3	18	0.113	0.512785±6	2.9	2
Цд-55/96, wr	II.2	51	507	0.281	0.704534±13	3.3	18	0.113	0.512767±8	2.5	2
Гз-68/96, wr	II.2	52	385	0.377	0.704522±10	2.6	14	0.115	0.512765±5	2.5	2
Гз-69/96, wr	II.2	61	448	0.380	0.704479±17	2.9	15	0.119	0.512773±8	2.6	2
Дд-3, gm	I	56	797	0.204±1	0.704297±9	-	-	-	-	-	3
Дд-5, gm	I	80	386	0.603±2	0.704488±9	-	-	-	-	-	3
13-012, wr	IV	70	719	0.272	0.704363±4	4.3	24	0.111	0.512756±12	2.3	4
13-025, wr	III.1	44	670	0.183	0.704318±5	-	-	-	-	-	4
13-026, wr	IV	46	522	0.246	0.704430±5	-	-	-	-	-	4
13-028, wr	IV	53	574	0.258	0.704477±5	-	-	-	-	-	4
13-035, wr	II.1	46	608	0.211	0.704561±5	4.7	25	0.116	0.512743±15	2.1	4
13-038, wr	II.2	55	562	0.273	0.704475±4	-	-	-	-	-	4

Образец, материал	Фаза	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	Литерат. источник
13-043, wr	II.2	54	584	0.258	0.704557 $\pm$ 4	-	-	-	-	-	4
13-056, wr	II.1	39	681	0.160	0.704214 $\pm$ 3	5.3	26	0.126	0.512801 $\pm$ 7	3.2	4
13-059, wr	II.2	52	511	0.284	0.704341 $\pm$ 4	3.2	18	0.110	0.512770 $\pm$ 11	2.6	4
13-070, wr	III.1	42	665	0.176	0.704305 $\pm$ 3	3.9	21	0.115	0.512770 $\pm$ 7	2.6	4
13-073, wr	III.1	45	625	0.201	0.704407 $\pm$ 6	3.8	21	0.112	0.512783 $\pm$ 11	2.8	4
H5, wr	IV	56	529	0.295	0.704505 $\pm$ 4	-	-	-	-	-	4
H6, wr	IV	75	928	0.225	0.704360 $\pm$ 4	5.2	29	0.111	0.512738 $\pm$ 4	2.0	4
Kz1, wr	IV	76	809	0.262	0.704339 $\pm$ 4	-	-	-	-	-	4

*Примечание.* Изотопные отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , для которых не приведены погрешности, рассчитаны математически с использованием концентраций элементов, полученных методами РФА и ICP-MS. Литературные источники: 1 – (Иванов и др., 1993); 2 – (Бубнов, 2003); 3 – (Лебедев и др., 2016); 4 – (Bewick, 2016). gm – основная масса, wr – валовая проба.

Координаты точек отбора проб (с 1 по 12), название объектов и горных пород указаны в дополнительных материалах (ESM\_1.pdf) к статье (Лебедев и др., 2018a), К-25А/85 и К-30А/85 – Ткаршетский поток, К-67/85 и К-69/85 – Мнадонский поток, К-71А/85 и К-72/85 – влк. Большой Ткаршети, К-73/85 – Чхерский поток, К-75/85 – Гергетский поток, К-97/85, К-98/85, К-99/85, К-100/85 – Мнадонский поток, Тк-53/88, Тк-55/88, Тк-57/88, Тк-58/88 – поток Цдо (Гвелетский останец), Мд-32/96 – Мнадонский поток (нижняя часть), Тк-34/96, Тк-36/96 – Ткаршетский поток, Га-45/99 – Аршинский поток, Га-46/96 – Верхний Паншетский поток, Чх-47/96 и Чх-48/96 – Чхерский поток, Чх-51/96 – Восточный Казбекский поток, Чх-53/96 – Гергетский поток, Цд-55/96 – Чхерский поток, Гз-68/99, Гз-69/99 – Майлинский поток, Дд-3 – дайка в Девдоракском ущелье, Дд-5 – некк в Девдоракском ущелье, 13-012 – влк. Малый Ткаршети, 13-025 – Гергетский поток, 13-026 – влк. Чхери (основание), 13-028 – влк. Чхери (вершина), 13-035 – поток Цдо (останец), 13-038 – Чхерский поток (останец под с. Цдо), 13-043 – Чхерский поток (нижний горизонт), 13-056 – останец потока Ахади под перевалом Саберце, 13-059 – Нижний Паншетский поток, 13-070 и 13-073 – Гергетский поток, H5 – Ткаршетский поток (окончание), H6 – поток влк. Малый Ткаршети, Kz1 – Ткаршетский поток (окончание).

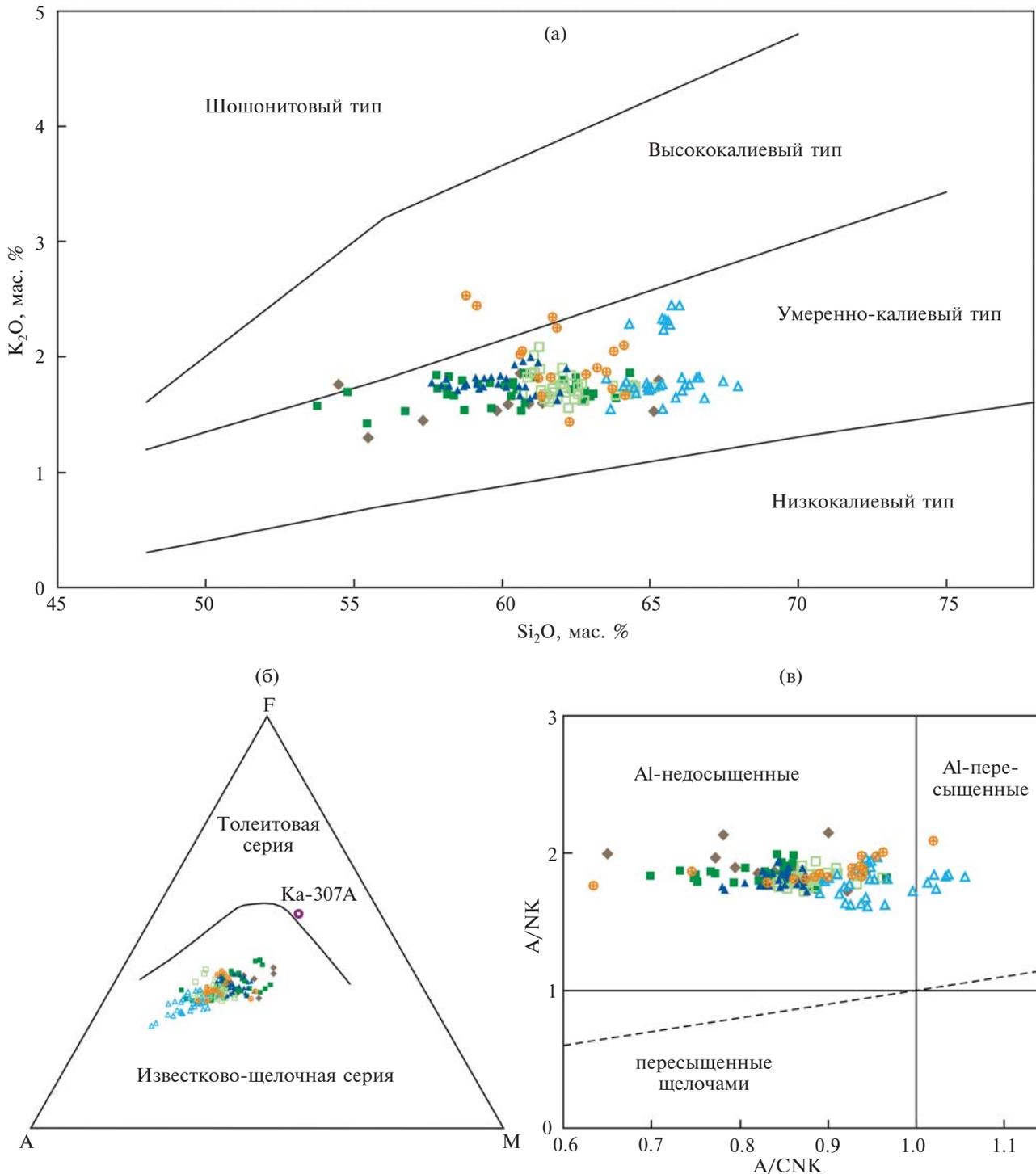


**Рис. 2.** Диаграмма  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Le Bas et al., 1986) и ее увеличенный фрагмент (на врезке) для изученных магматических пород Казбекского неовулканического центра. Пустыми кружками обозначены составы казбекских вулканитов без разделения на фазы. 1–6 – вулканиты (1 – I фазы, 2 – ранней стадии II фазы, 3 – поздней стадии II фазы, 4 – ранней стадии III фазы, 5 – поздней стадии III фазы, 6 – IV фазы активности).

Baragar, 1971) точки составов пород формируют слабовыраженный тренд в поле известково-щелочных образований (рис. 3б); на диаграмме A/CNK–A/NK (Shand, 1943) большинство из них попадает в сектор метаглиноземистых вулканитов (рис. 3в). В последнем случае исключение составляют только некоторые лавы,

изверженные боковыми аппаратами в конце III фазы активности, которые являются высокоглиноземистыми.

К наиболее примитивным среди изученных пород относятся (трахи-)андезибазальты нижних частей разрезов Девдоракского и Гвелетского потоков (обр. Ка-257, Ка-355),



**Рис. 3.** Классификационные диаграммы для изученных магматических пород Казбекского неовулканического центра: (а) –  $SiO_2$ – $K_2O$  (Pescerillo, Taylor 1976), (б) – AFM (Irvine, Baragar, 1971), (в) – A/CNK–A/NK (Shand, 1943). Ка-307А (предполагаемый нижнекоровый ассимилянт) – см. Suppl. 3, ESM\_3. Условные обозначения – см. рис. 2.

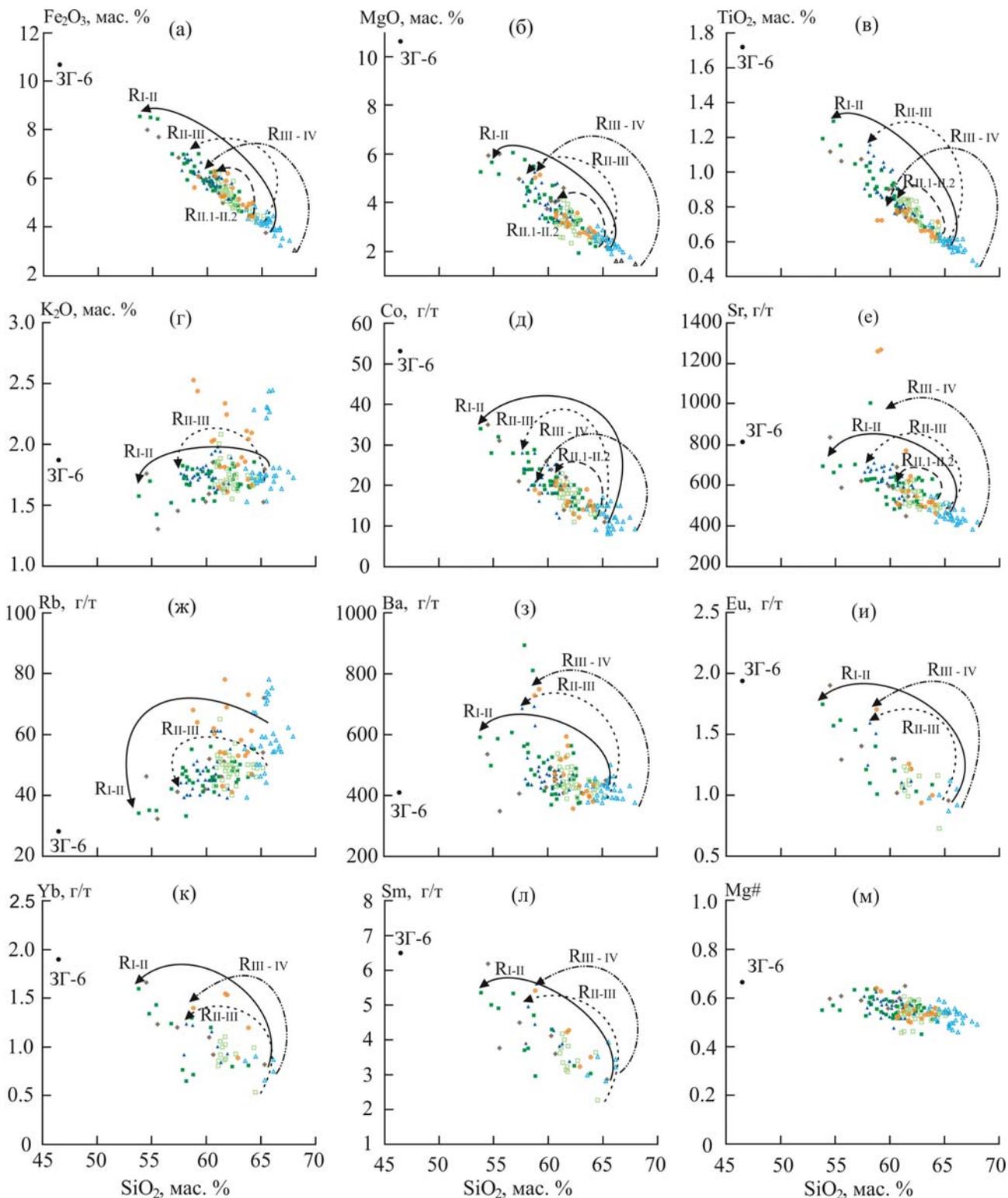
изверженные в I фазу активности, а также вулканиты нижних горизонтов потока Цдо и потока Ахади (обр. Ка-31, Ка-353, Ка-371), образовавшиеся в начале II фазы (Suppl. 1, ESM\_1). Например, андезибазальт, обр. Ка-257, содержит 6.0 мас.% MgO, отличается повышенными концентрациями Cr (270 г/т), Ni (150 г/т), Co (30 г/т) и магнезиальностью ( $Mg\# = 0.61$ ). Доминирующие среди казбекских лав андезиты и дациты являются дифференцированными в разной степени образованиями. Содержание MgO в них колеблется в интервале от 5.5 до 1.5 мас.%, а магнезиальность в среднем составляет  $\sim 0.55$  в андезитах и  $\sim 0.50$  в дацитах. Концентрации Ni, Cr и Co в средних по составу вулканитах в целом невысоки и варьируют в заметных пределах — 15–120, 25–200 и 10–30 г/т соответственно. При этом во всех изученных породах отмечаются повышенные относительно кларковых значений для соответствующих типов пород (Соловов, 1990) содержания Sr (380–1270 г/т), Ba (350–900 г/т) и в большинстве случаев — Zr (100–220 г/т), что в целом является отличительной чертой многих молодых изверженных пород Кавказа (например, Лебедев и др., 2010). По соотношению  $K_2O/Na_2O$  (0.30–0.71) казбекские лавы относятся к калиево-натриевому ряду при невысоких содержаниях  $TiO_2$  (до 1.3 мас.%) и  $Al_2O_3$  (15.0–17.8 мас.%). Следует отметить, что для вулканитов характерно соотношение  $Cr > Ni > Co$  (Suppl. 1, ESM\_1), что считается типичным признаком высокотемпературных и глубинных магматических пород (например, Бубнов, 2003).

Согласно выполненным расчетам нормативного (CIPW) минерального состава, все изученные породы являются кварц- и гиперстен-нормативными ( $Qz_n$  до 23.5%,  $Hyp_n$  до 12%) (Suppl. 1, ESM\_1). Обычным также является  $Di_n$ , содержание которого в вулканитах варьирует в широких пределах (0–16%). Отметим, что ассоциация двух пироксенов, типичная для нормативного состава изученных пород, как отмечено нами ранее (Лебедев и др., 2018а), является характерным петрографическим признаком казбекских лав. В нормативном составе высокоглиноземистых вулканитов, изверженных боковыми аппаратами в конце III фазы активности, появляется  $Crn$  (до 1.3%). Аксессуарные фазы во всех породах представлены  $Hem_n$ ,  $Ap_n$ , а также минералами титана.

На бинарных диаграммах Харкера (некоторые из них представлены на рис. 4), показаны

вариации содержаний главных породообразующих оксидов и концентраций микроэлементов по отношению к количеству кремнезема в лавах. На графиках для большинства оксидов ( $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ ), а также Co и V заметны четкие негативные тренды ( $R = 0.85–0.96$  — здесь и далее коэффициент корреляции), т.е. данные элементы демонстрируют высокосовместимое поведение; в то же время для Ni и Cr тренды носят менее выраженный характер ( $R \approx 0.8$ ). Отрицательная корреляция с содержанием  $SiO_2$  в вулканитах, проявленная в разной степени, наблюдается и для концентраций Y, Sc, Zn и Cd, а также REE, включая Eu ( $R = 0.6–0.8$ ) (рис. 4и). Стронций в магматических расплавах Казбекского центра в целом ведет себя как совместимый элемент (рис. 4е); однако, обращает на себя внимание аномальное обогащение им андезитов вулкана Кечутцвери, изверженных на IV фазе активности. Содержания  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  (рис. 4г) и  $Na_2O$  варьируют в изученных породах в узких диапазонах и остаются практически постоянными в процессе эволюции магматической системы. При этом для лав некоторых боковых аппаратов, извергавшихся в конце III и на IV фазе активности, в том числе для андезитов вулкана Кечутцвери, наблюдается некоторое обогащение их калием при комплементарном обеднении натрием. Пониженные содержания Na наблюдаются также и в некоторых вулканитах I фазы активности. Отметим, что для пород Казбекского центра в общем характерно относительное постоянство концентраций таких элементов-примесей как Ba, Zr и Hf, Nb и Ta, Ga, Pb, Th, U, а также ряда рудных элементов (Ag, Be, Bi, Cu, Mo, W) при отсутствии каких-либо четких эволюционных закономерностей в их поведении. Редкие щелочные металлы (Li, Rb, Cs) на диаграммах Харкера демонстрируют слабовыраженные положительные тренды по отношению к количеству кремнезема в лавах ( $R \approx 0.4$ ) (рис. 4ж). Магнезиальность лав в целом показывает отрицательную корреляцию с ростом содержания в них  $SiO_2$  (рис. 4м).

На рис. 5а, 5в представлены расширенные спектры распределения некоторых индикаторных элементов в новейших вулканитах Казбекского центра, нормированные относительно усредненных значений их концентраций в примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989). Заметно, что основные—средние (рис. 5а) и умеренно-кислые (рис. 5в) разности казбекских лав в целом характери-



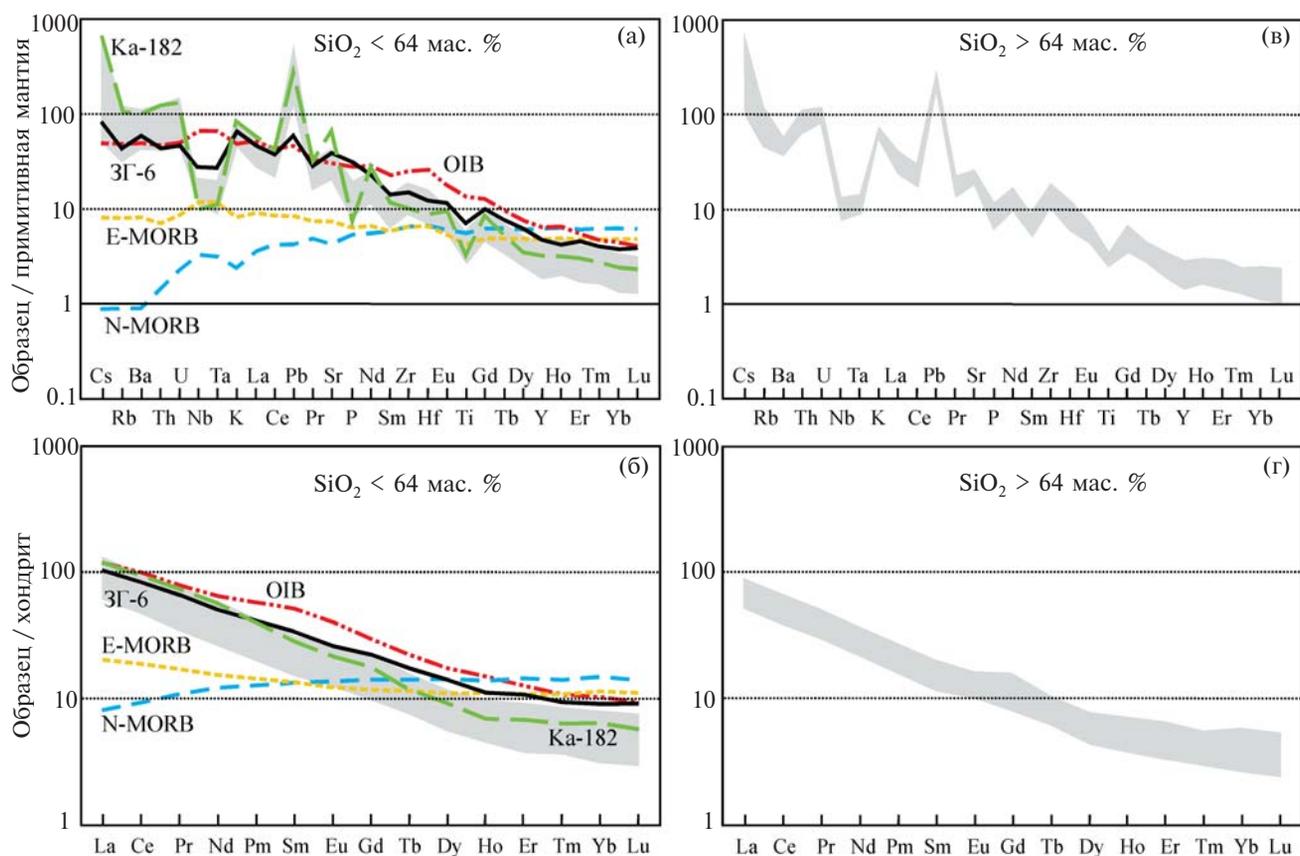
**Рис. 4.** Бинарные диаграммы, показывающие соотношение содержания  $\text{SiO}_2$  и ряда породообразующих оксидов, а также микроэлементов в изученных породах Казбекского центра. 3Г-6 – миоценовый трахибазальт из Чиатурского района Центральной Грузии (см. Suppl. 3, ESM\_3).

R – повторное поступление глубинных расплавов в магматический очаг (replenishment).  
 Остальные условные обозначения – см. рис. 2.

зуются близкой формой спектров; при этом отсутствует какая-либо корреляция с возрастом пород – вулканиты разных фаз магматической активности демонстрируют идентичный характер распределения элементов. Все лавы являются обогащенными по отношению к РМ, при этом в большей степени LILE (щелочные и щелочноземельные металлы, U, Th, Pb) по сравнению с HFSE (высокозарядные элементы) и REE. В частности, андезибазальты и андезиты характеризуются существенным обогащением LILE по отношению к РМ: для Cs и Pb – от 70 до нескольких сотен раз, для Sr – от 20 до 50 раз и для остальных элементов – в среднем от 50 до 100 раз. В сегменте HFSE у основных–средних пород заметна отчетливая негативная аномалия для Nb и Ta, а также небольшие – для P и Ti (рис. 5а). В то же время в их спектре отсутствуют положительные/отрицательные экстремумы для Zr и Hf при существенно более высоких по сравнению с хондритами значениях отношения Zr/Hf (в среднем 50–60). В целом содержания LILE и HFSE в наиболее основных из

изученных нами казбекских лав соответствуют таковым в базальтах океанических островов (OIB), с отрицательными аномалиями в отношении Nb, Ta, P и Ti, при заметно более низких (в среднем в 1.5–2 раза) концентрациях средних и тяжелых REE. Умеренно-кислые образования Казбекского центра характеризуются достаточно близкими с андезибазальтами–андезитами концентрациями LILE и HFSE; однако в их спектрах появляется небольшая отрицательная аномалия для Ba, заметно увеличиваются Ta–Nb, P и Ti минимумы, наблюдается общее снижение содержания REE (рис. 5в).

На диаграммах распределения редкоземельных элементов (рис. 5б, 5г) с нормированием по их содержаниям в хондритах (CN) (Sun, McDonough, 1989) видно преимущественное обогащение казбекских лав легкими REE относительно тяжелых ( $(La/Yb)_{CN} \approx 10–15$ ). В спектрах всех вулканитов Казбекского центра, вне зависимости от их состава, отсутствует Eu-аномалия. В сегменте тяжелых REE (Dy–Lu) они имеют пологую форму при



**Рис. 5.** Спектры распределения микроэлементов и REE в изученных магматических породах Казбекского неовулканического центра (серое поле), нормированные по отношению к усредненному составу примитивной мантии (а, в) и хондритовому резервуару (б, г).

Обр. Ka-182 – андезит вулкана Кечутцвери. Данные для нормирования взяты из (Sun, McDonough, 1989), для образца 3Г-6 – из (Лебедев и др., 2010), для мантийных резервуаров OIB, N-MORB и E-MORB – из (Sun, McDonough, 1989).

значениях отношения  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$  в диапазоне 1.2–1.4 и концентрациях элементов, более низких по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB). По данным (Bewick, 2016), величина отношения  $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$  в вулканитах Казбекского центра не показывает корреляцию с наблюдаемым в них количеством фенокристов *Amp* и *Px*, а также с концентрациями таких индикаторных в магматических процессах микроэлементов, как Ba, Sr и V. Казбекские лавы с  $\text{SiO}_2 < 64$  мас.% имеют концентрации легких REE, близкие к таковым для OIB, при некотором обеднении средними и тяжелыми REE (рис. 5б). При этом умеренно-кислые вулканиты несколько обеднены всеми REE (в первую очередь средними) по сравнению с наиболее основными из изученных нами разностей при отсутствии существенных отличий в форме спектров распределения.

На дискриминационных петрогенетических диаграммах для основных вулканитов (Meschede, 1986; Pearce, Cann, 1973; Pearce et al., 1977; Wood, 1980) точки андезибазальтов и андезитов Казбекского центра обычно попадают в поля известково-щелочных или орогенных, редко внутриплитных базальтов (рис. 6а–6г), в то время как точки дацитов на соответствующих диаграммах для кислых пород (Pearce et al., 1984; Scandl, Gorton, 2002) формируют скопления в секторах гранитоидов вулканических дуг или активных континентальных окраин (рис. 6д, 6е). На дискриминационной диаграмме для средних пород (Великославинский, Крылов, 2015) точки казбекских лав попадают в сектор постколлизийных магматических образований (рис. 6ж), на универсальных диаграммах для вулканитов калиевого ряда (Muller et al., 1992) – в поле континентальных дуг или постколлизийных геотектонических обстановок (рис. 6з, 6и). Таким образом, изученные породы обладают многими геохимическими характеристиками, типичными для вулканитов, изверженных в пределах современных континентальных коллизийных зон.

Отметим, что по многим петролого-геохимическим характеристикам средние и умеренно-кислые разности лав Казбекского центра сопоставимы с высокомагнезиальными адакитами. В частности, они имеют повышенные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $> 15$  мас.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $> 3.5$  мас.%), концентрации Sr ( $> 400$  г/т) и LILE при умеренном содержании MgO (1.5–5.5 мас.%), пониженных концентрациях

Y (в среднем  $< 20$  г/т), Yb ( $< 1.7$  г/т), Nb, Ta и тяжелых REE (Suppl. 1, 2, ESM\_1, 2). При этом изученные вулканиты отличаются стабильным присутствием *Amp* в ассоциации фенокристов, повышенными элементными отношениями Sr/Y ( $> 24$ ) и La/Yb ( $> 17$ ), отсутствием отрицательной Eu-аномалии в спектрах распределения REE и, как показано ниже, в целом деплетированным изотопным составом Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$ ). На классических диаграммах Sr/Y–Y и  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ – $\text{Yb}_N$  (не показаны), используемых для разделения обычных известково-щелочных андезитов–дацитов и адакитов, точки казбекских лав попадают в поле последних (Defant, Drummond, 1990). Однако наличие основных ( $\text{SiO}_2 < 56$  мас.%) разностей вулканитов в непрерывном ряду составов пород Казбекского неовулканического центра не позволяет отнести изученные породы к адакитовой серии, если строго придерживаться первоначального смысла этого петрологического термина (Defant, Drummond, 1990; Chung et al., 2003).

#### *Изотопно-геохимические характеристики лав Казбекского неовулканического центра*

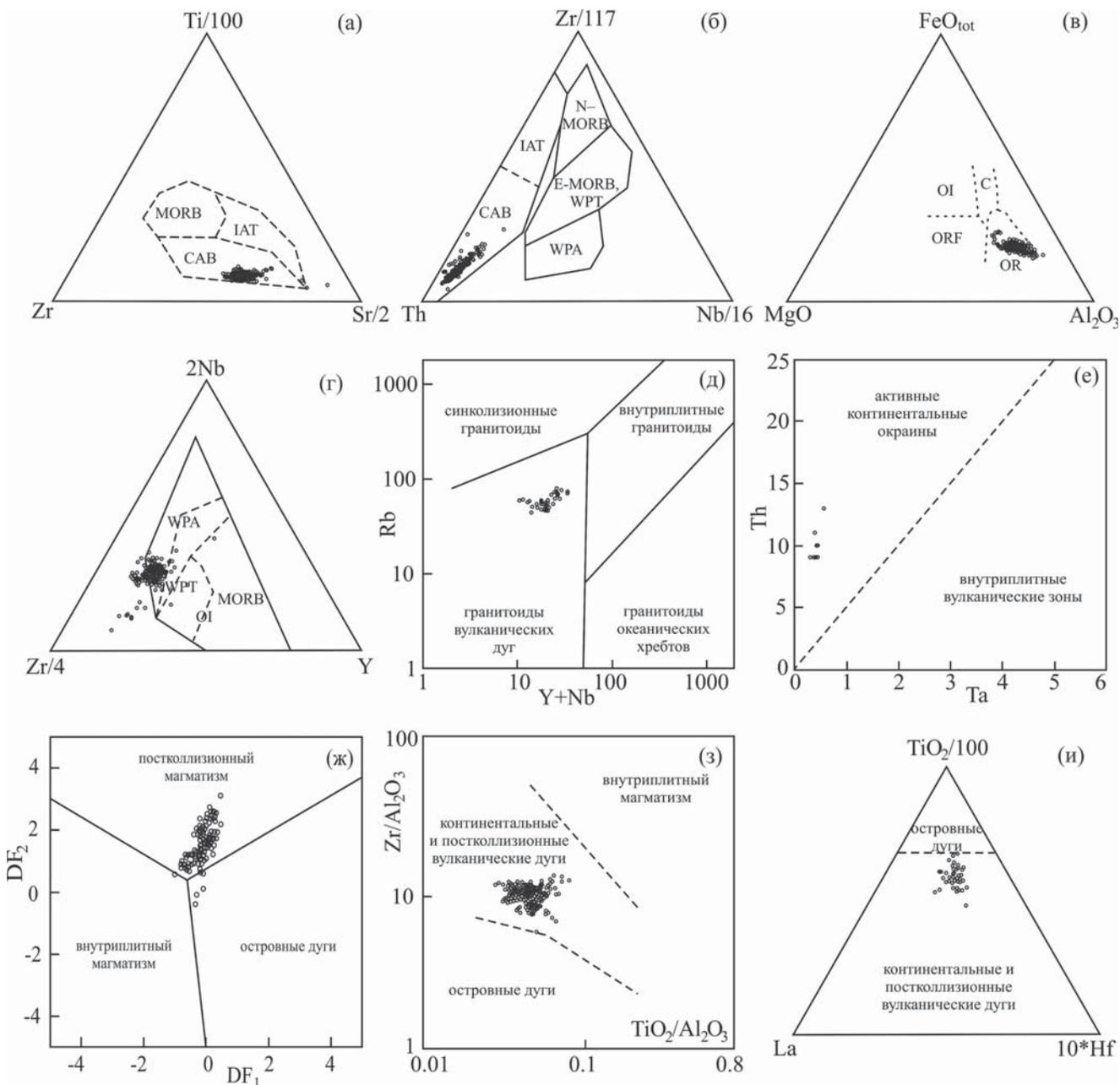
С учетом наших новых, впервые публикуемых в полном объеме в настоящей статье и известных из научной литературы данных (Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003; Bewick, 2016; Лебедев и др., 2016) для лав Казбекского неовулканического центра в совокупности имеются результаты 56 анализов изотопного состава Sr и 36 анализов – изотопного состава Nd (табл. 1). Они в достаточной степени характеризуют контрастно отличающиеся по химическому составу вулканиты всех четырех фаз активности центра, включая породы наиболее крупных вулканических конусов и их лавовых потоков.

Как отмечено выше, вулканиты Казбекского центра в целом характеризуются повышенной концентрацией Sr (до 1000 г/т). Аномально обогащены этим элементом лавы вулкана Кечутцвери (IV фаза, до 1300 г/т) (Suppl. 1, ESM\_1, табл. 1). При этом концентрация Rb в породах варьирует в достаточно узком интервале значений (30–80 г/т), а элементное изотопное отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  закономерно изменяется от 0.23 в андезибазальтах до 0.66 в дацитах. Концентрации Sm и Nd в вулканитах составляют 2–7 и 14–36 г/т соответственно, а величина отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  варьирует от 0.12–0.13 в самых основных из изученных

разностей пород до 0.09–0.11 в умеренно-кислых лавах (табл. 1). Отметим, что близкие значения этого отношения характерны и для других молодых пород Большого Кавказа (например, Лебедев и др., 2006, 2010).

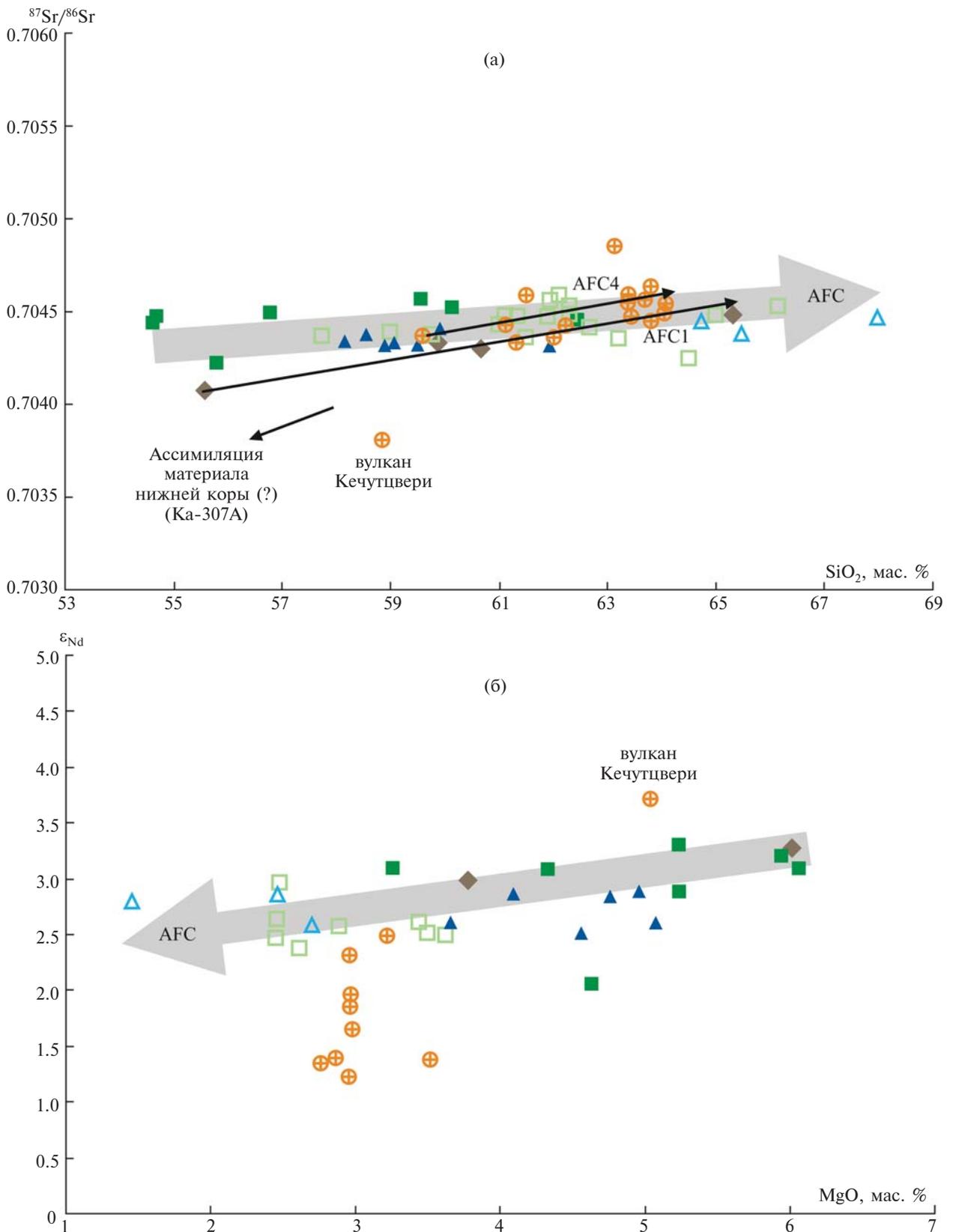
Диапазон вариаций начального изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканитах Казбекского центра в целом невелик и составляет 0.70381–

0.70482 (табл. 1); при этом для абсолютного большинства лав он еще более узкий – 0.7042–0.7046. Наименее радиогенным изотопным составом Sr среди всех изученных пород характеризуются андезибазальты I фазы магматической активности и андезиты вулкана Кечутцвери (IV фаза), а наиболее радиогенным – некоторые лавы, изверженные боковыми аппаратами



**Рис. 6.** Положение точек изученных пород Казбекского центра на петрогенетических диаграммах для основных (а–г), кислых (д, е), средних (ж) по составу пород и на универсальных диаграммах для вулканитов калиевого ряда (з, и) (Великославинский, Крылов, 2015; Meschede, 1986; Muller et al, 1992; Pearce, Cann, 1973; Pearce et al., 1977, 1984; Scandl, Gorton, 2002; Wood, 1980).

С – континентальные базальты, САВ – известково-щелочные базальты, IAT – толеиты островных дуг, ОР – орогенные базальты, ОI – базальты океанических островов, ОРФ – базальты океанических хребтов и дна, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB – нормальные базальты, E-MORB – обогащенные базальты), WPA – щелочные внутриплитные базальты, WPT – внутриплитные толеиты.



**Рис. 7.** Диаграммы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\text{SiO}_2$  (а) и  $\epsilon_{\text{Nd}}$ – $\text{MgO}$  (б) для изученных вулканитов Казбекского центра. AFC – оценочные тренды фракционной кристаллизации в сочетании с коровой ассимиляцией. Данные по химическому и изотопному составу метавулканита Ка-307А (предполагаемый нижнекоровый ассимилянт) – см. Suppl. 3, ESM\_3. Остальные условные обозначения – см. рис. 2.

При построении использованы авторские и литературные (Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2016; Bewick, 2016) данные (табл. 1).

на заключительной IV фазе. Начальное изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в казбекских вулканитах варьирует в диапазоне 0.512700–0.512828; соответственно, все породы имеют положительные значения параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  в диапазоне от +1.2 до +3.7 (табл. 1). Для большей части изученных лав вариации значений этого параметра, аналогично ситуации с изотопным составом Sr, находятся в пределах от +2.0 до +3.3. Исключение составляют некоторые вулканиты IV фазы, а именно андезиты вулкана Кечутцвери, обогащенные радиогенным  $^{143}\text{Nd}$ , и средние по составу лавы Ткаршетского и Верхнего Паншетского потоков, в свою очередь, заметно обедненные им.

На диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{SiO}_2$  заметен слабо выраженный положительный тренд (рис. 7а); при более детальном рассмотрении видно,

что корреляция между содержанием кремнезема и изотопным составом Sr в породах наблюдается только для вулканитов I и IV фаз магматизма ( $R = 0.97$  и  $0.78$ , соответственно). Лавы II–III фаз характеризуются близкими значениями начального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Аномальное положение на диаграмме занимает точка андезита вулкана Кечутцвери. В то же время четкой зависимости между изотопным составом Sr и содержанием MgO в вулканитах не наблюдается. Величина параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}$  показывает крайне слабую негативную корреляцию с содержанием  $\text{SiO}_2$  в породах ( $R = 0.45$ ). На диаграмме  $\epsilon_{\text{Nd}}-\text{MgO}$  обратный позитивный тренд проявлен четче ( $R = 0.84$ ) (рис. 7б); однако точки большинства лав, изверженных на IV фазе вулканизма, образуют поле вне границ отмеченной зависимости.

**Таблица 2.** Результаты изучения Pb-изотопной систематики новейших лав Казбекского центра

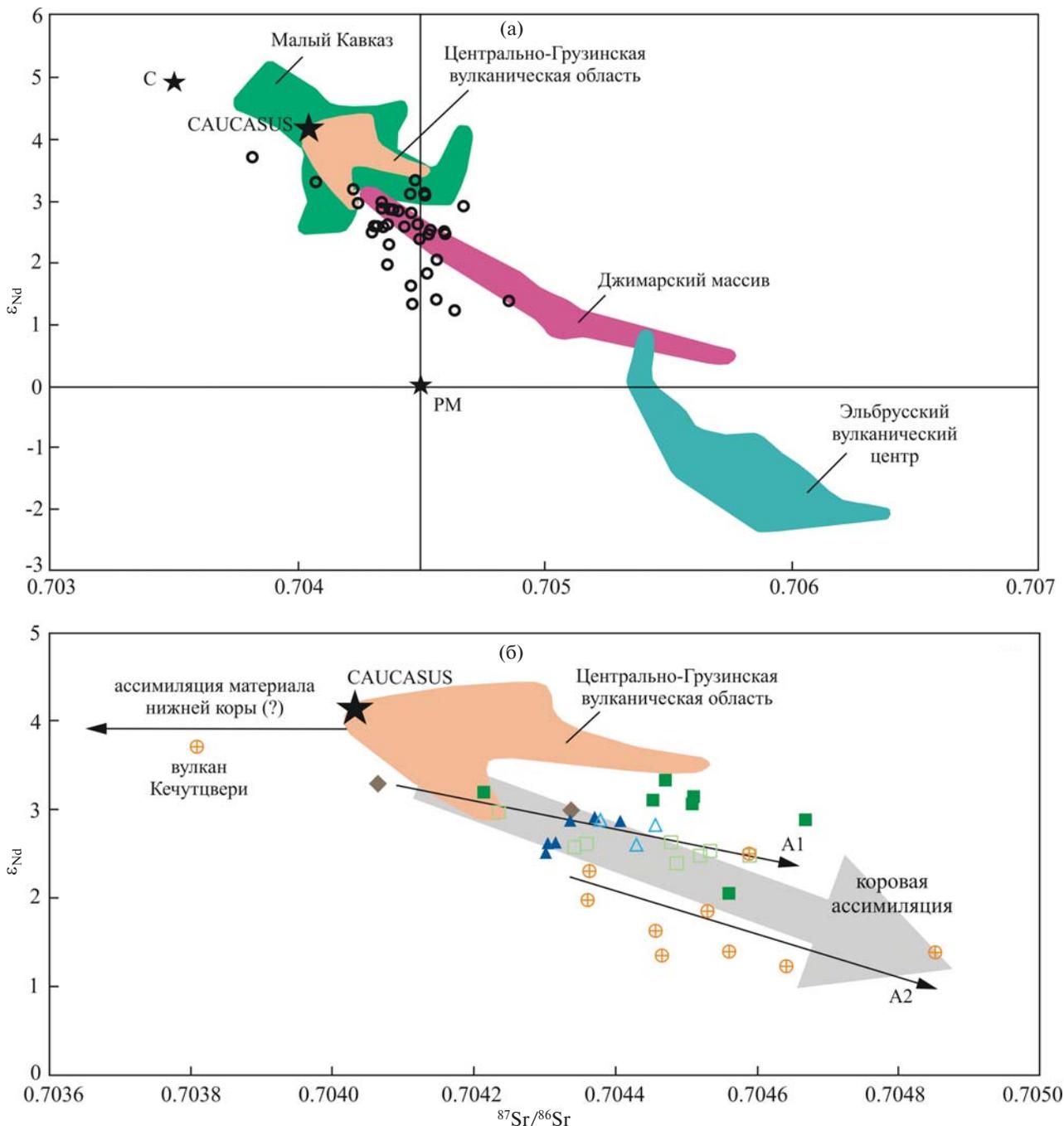
№ п.п.	Образец	Фаза	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\mu_2$
1	Ка-52	II.2	18.6405	15.6194	38.7376	9.71
2	Ка-182	IV	18.5739	15.6124	38.6301	9.70
3	Ка-228	III.2	18.6331	15.6163	38.7282	9.70
4	Ка-243	III.1	18.6599	15.6230	38.7407	9.72
5	Ка-256	I	18.6363	15.6219	38.7459	9.72
6	Ка-257	I	18.6531	15.6175	38.7376	9.70
7	Дд-3	I	18.6110	15.6199	38.7219	9.72
8	13-012*	IV	18.606	15.620	38.682	9.72
9	13-025*	III.1	18.648	15.625	38.755	9.74
10	13-026*	IV	18.647	15.617	38.739	9.70
11	13-028*	IV	18.646	15.623	38.746	9.73
12	13-035*	II.1	18.646	15.626	38.742	9.74
13	13-038*	II.2	18.644	15.624	38.747	9.73
14	13-043*	II.2	18.641	15.622	38.738	9.72
15	13-056*	II.1	18.675	15.623	38.764	9.72
16	13-059*	II.2	18.634	15.622	38.745	9.73
17	13-070*	III.1	18.623	15.619	38.705	9.71
18	13-073*	III.1	18.636	15.619	38.727	9.71
19	H5*	IV	18.592	15.617	38.665	9.71
20	H6*	IV	18.600	15.617	38.662	9.71
21	Kz1*	IV	18.604	15.615	38.666	9.70

*Примечание.* Места отбора проб, названия пород и геологических объектов – см. дополнительные материалы (ESM\_1.pdf) к статье (Лебедев и др., 2018а) и примечание к табл. 1.

\* Данные из работы (Bewick, 2016).

На Sr–Nd изотопной диаграмме (рис. 8а) точки казбекских лав формируют небольшое поле, вытянутое вдоль линии мантийной последовательности. При этом в целом изученные породы обогащены радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  и обеднены радиогенным  $^{143}\text{Nd}$  по сравнению с умеренно-щелочными базальтами

Центрально-Грузинской области (Лебедев и др., 2006) и позднекайнозойскими вулканитами Малого Кавказа (Лебедев и др., 20186 и др.). В то же время их Sr–Nd изотопные характеристики близки к таковым для наименее дифференцированных гранитоидов (кварцевые диориты) расположенного в непосредствен-



**Рис. 8.** Изотопная диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (а) и ее увеличенный фрагмент (б) для лав Казбекского неовулканического центра и других молодых магматических образований Кавказа. A1, A2 – оценочные тренды коровой ассимиляции, PM – примитивная мантия, С – источник Common, CAUCASUS – региональный нижнемантийный источник (Лебедев и др., 2010). Остальные условные обозначения – см. рис. 2. При построении использованы авторские и литературные (Иванов и др., 1993; Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2006, 2010, 2016, 20186; Bewick, 2016) данные (табл. 1).

ной близости Джимарского массива (Лебедев и др., 2009). В совокупности точки вулканитов Казбекского центра формируют на диаграмме (рис. 8б) слабовыраженный негативный тренд, начинающийся в поле трахибазальтов Центрально-Грузинской области (в пределах которого располагаются точки андезибазальтов I и II фаз активности центра) и направленный в сектор, где обычно находятся вулканические породы исходно мантийного происхождения, контаминированные различным по составу и возрасту материалом сиалической коры или морскими осадками (Покровский, 2000 и др.). При более детальном рассмотрении становится заметно, что изменение Sr-Nd характеристик казбекских расплавов в течение всего периода развития вулканического центра происходило скачкообразным образом несколько раз. Точки пород I фазы активности формируют на диаграмме негативный тренд (A1) от андезибазальтов к андезитам и далее — дацитам. В начале II фазы изотопный состав лав практически «возвращается» к характеристикам, свойственным основным—средним вулканитам I фазы (рис. 8б), и затем плавно эволюционирует вдоль того же тренда A1. В течение III фазы Sr-Nd характеристики пород остаются практически неизменными и примерно соответствуют средним значениям для андезитов—дацитов первых двух фаз активности. Наконец, на IV фазе наблюдается заметный сдвиг (A2, рис. 8б) изотопных характеристик пород в сторону обогащения радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  и обеднения радиогенным  $^{143}\text{Nd}$ , по разному проявленный для продуктов извержений малых боковых аппаратов, активных в тот период времени. Аномальное положение на диаграмме занимает точка андезитов вулкана Кечутцвери, существенно смещенная от остальных казбекских лав в сторону более деплетированных изотопных составов.

Новейшие вулканиты Казбекского центра в целом характеризуются небольшим диапазоном концентрации Pb (10–35 г/т, Suppl. 1, 2, ESM\_1, 2) и однородным изотопным составом этого элемента ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — 18.592–18.675,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — 15.612–15.626,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  — 38.662–38.764; табл. 2). Аномальные характеристики показывает андезит вулкана Кечутцвери (IV фаза), заметно обедненный радиогенными изотопами  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ . Величина параметра  $\mu_2$  для всех изученных пород варьирует в узком диапазоне (9.70–9.74, табл. 2). Корреляция изотопных составов Sr и Pb для казбекских лав

отсутствует ( $R < 0.4$ ). Однако на диаграммах  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}-^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 9) заметны достаточно четкие обратные положительные тренды ( $R = 0.65-0.75$ ), начало которых можно экстраполировать к полю умеренно-щелочных базальтов Центрально-Грузинской вулканической области. При этом точка андезитов вулкана Кечутцвери остается вне рамок этих зависимостей и демонстрирует отчетливый сдвиг по изотопному составу свинца относительно остальных вулканитов.

На Pb—Pb изотопных диаграммах (рис. 10) точки казбекских лав образуют компактное поле, вытянутое субпараллельно линии NHRL. При этом они располагаются выше этой линии в непосредственной близости от поля трахибазальтов Центрально-Грузинской области, отличаясь от последних лишь немногим более низкими значениями отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Примечательно, что точки пород IV фазы активности формируют отдельный короткий тренд, направленный к области составов различных нижнекоровых образований. Отметим, что поле вулканитов Казбекского центра на обеих диаграммах находится на некотором удалении от поля новейших лав вулкана Эльбрус, которые, как показано ранее (Лебедев и др., 2010), контаминированы материалом палеозойских гранитно-метаморфических комплексов Скифской плиты.

#### *Роль процессов кристаллизационной дифференциации*

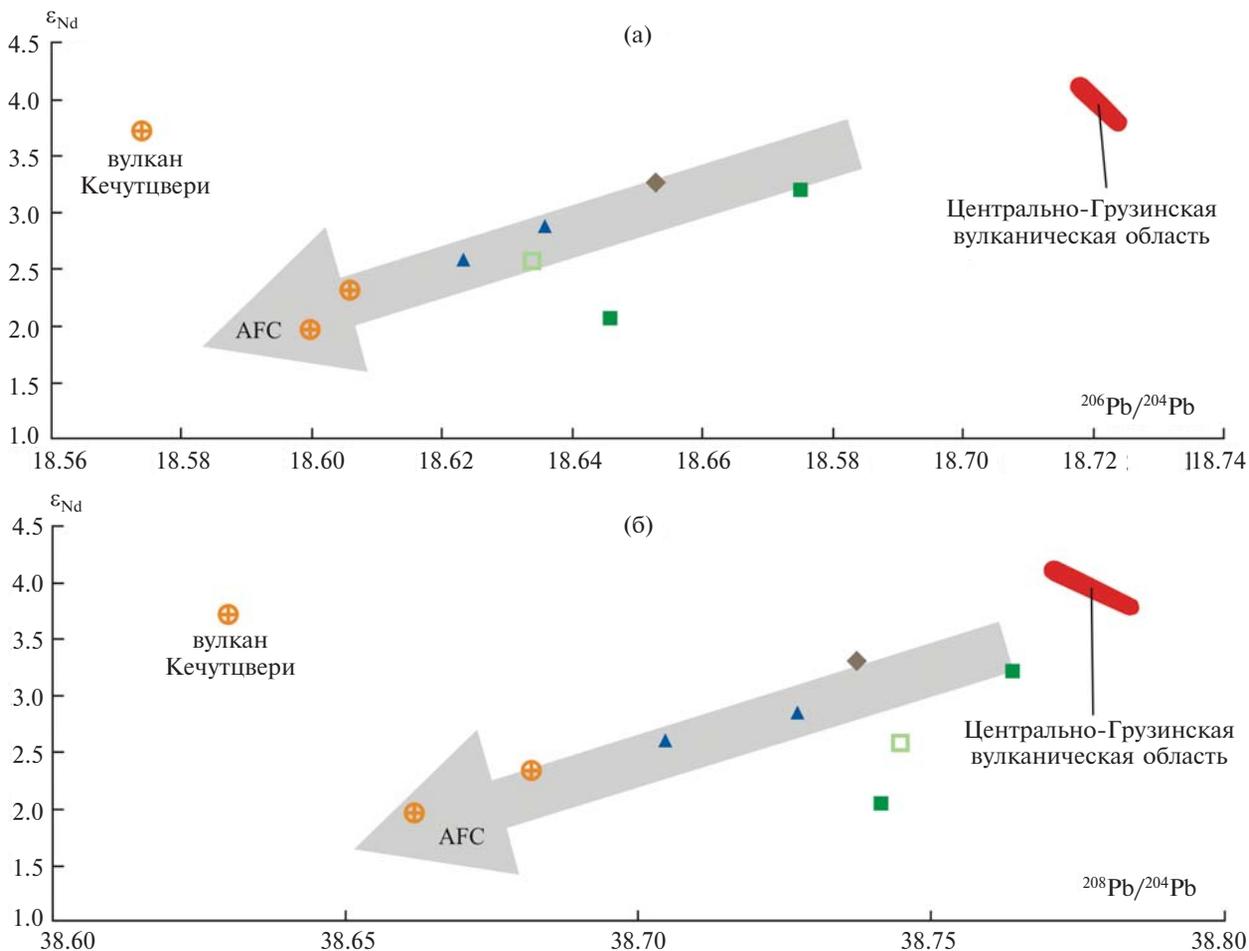
Трахиандезибазальты—андезибазальты имеют ограниченное распространение среди казбекских вулканитов и были извержены только в начале I и II фаз магматической активности. По своим геохимическим характеристикам наиболее примитивным среди них является андезибазальт из нижней части разреза Девдоракского потока (обр. Ка-257), содержащий 55.5 мас.%  $\text{SiO}_2$  и 6.0 мас.% MgO ( $\text{Mg}\# = 0.61$ ) (Suppl. 1, ESM\_1). Остальные породы представляют собой более дифференцированные образования. Следовательно, можно предположить, что кристаллизационная дифференциация (FC) материнских магм Казбекского центра началась еще в глубинном очаге с удалением в кумулюсную фазу мафических пороодообразующих минералов и шпинелидов.

Наблюдаемая отрицательная корреляция между содержанием кремнезема (при общем диапазоне вариаций  $\text{SiO}_2 \sim 14$  мас.% (от 54

до 68 мас.%) и большинством совместимых элементов в казбекских лавах вне зависимости от их возраста указывает на важную роль FC-процессов в петрогенезисе изученных вулканитов. Щелочные металлы (K, Na, Rb и Cs) демонстрируют в целом очень небольшие вариации концентраций с незначительным обогащением умеренно-кислых разностей лав по сравнению с наиболее основными вулканитами. Как отмечено выше, содержание  $Al_2O_3$ , а также концентрации Ba, Zr и Hf, Nb и Ta, Pb, Th и U остаются практически постоянными вне зависимости от степени дифференцированности лав.

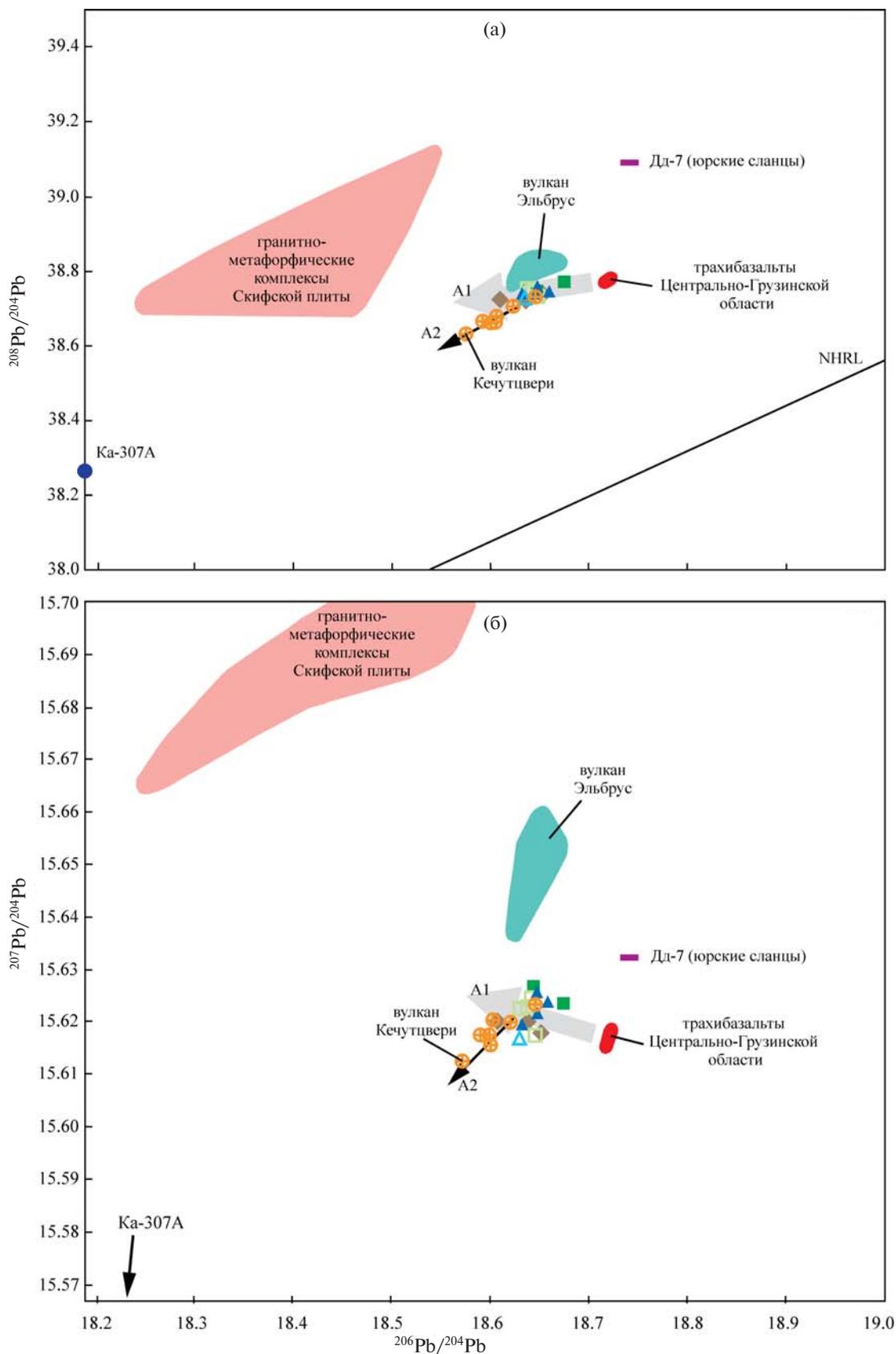
На бинарных диаграммах Харкера, некоторые из которых показаны на рис. 4, заметны четкие ( $R > 0.86$ ) негативные тренды между содержанием в породах  $SiO_2$  и  $Fe_2O_3$ , CaO, MgO,  $TiO_2$ , Co, V, что может быть хорошо объяснено фракционированием из расплава наблюдаемой в изученных лавах ассоциации мафических фенокристов ( $Amp + Opx \pm Cpx$ ) и *Ti-Mag*

в процессе эволюции магм Казбекского центра. Совместимое поведение также показывают Mn, Sc, Cr, Zn и Cd, Y и REE, но для этих элементов корреляция с содержанием кремнезема в породах в целом менее строгая. При этом отсутствие четкого линейного негативного тренда ( $R \approx 0.80$ ) на диаграмме Ni– $SiO_2$  (не показана) ограничивает возможное участие *Ol* в процессе дифференциации магматических расплавов. Напротив, выраженная ( $R = 0.88$ ) отрицательная корреляция между содержаниями  $P_2O_5$  и  $SiO_2$  в породах свидетельствует о наличии среди кумулусных фаз *Ap*. Незначительные вариации содержаний  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в лавах при отсутствии отрицательной Eu-аномалии в спектрах распределения REE (рис. 5б, 5г) подразумевают, что *Pl* не принимал активного участия в процессе FC материнских расплавов Казбекского центра в течение всего периода развития магматической системы. При этом совместимое поведение Sr (рис. 4е), скорее всего, объясняется



**Рис. 9.** Изотопно-корреляционные диаграммы  $\epsilon_{Nd}-^{206}Pb/^{204}Pb$  (а) и  $\epsilon_{Nd}-^{207}Pb/^{204}Pb$  (б). AFC – оценочные тренды фракционной кристаллизации в сочетании с коровой ассимиляцией. Условные обозначения – см. рис. 2.

Использованы авторские и литературные (Wewick, 2016) данные (табл. 1, 2).



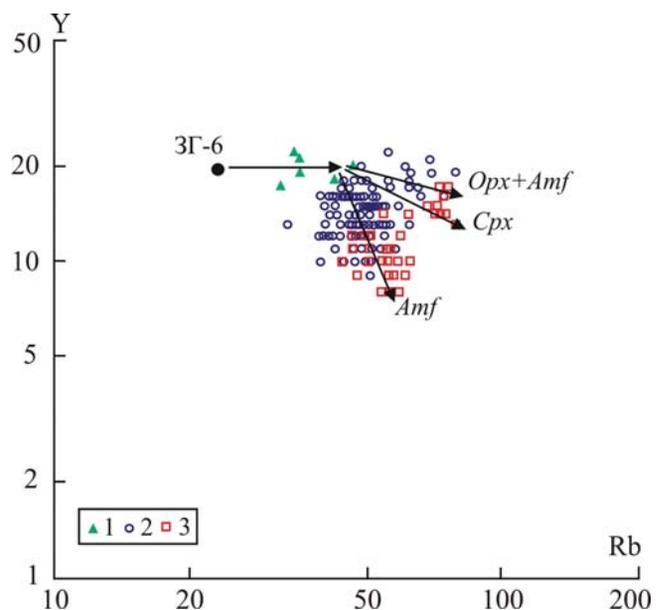
**Рис. 10.** Rb-изотопные диаграммы для новейших лав Казбекского центра. A1, A2 – оценочные тренды коровой ассимиляции. Обр. Ка-307А – юрский метавулканиит циклаурской свиты. Остальные условные обозначения – см. рис. 2. Использованы данные из статей (Лебедев и др., 2010, 2016; Bewick, 2016).

вхождением этого элемента в состав фракционирующих *Amp* и реже *Cpx*. Отметим, что, как известно (Defant, Drummond, 1990), отсутствие *Pl* в кумулюсной ассоциации является типичным для вулканических образований, имеющих геохимические характеристики адакитов. Относительное постоянство концентрации *Zr* для всего непрерывного ряда составов казбекских вулканитов свидетельствует о незначительном участии в FC-процессах и циркона.

О важной роли фракционирования *Amp* и пироксенов в процессе эволюции расплавов говорит характер распределения REE, с нормированием их концентраций относительно таковых в хондритах (рис. 5б, 5г). И амфибол, и пироксены во время кристаллизации преимущественно захватывают из расплава средние (*Sm–Dy*) и в меньшей степени тяжелые REE, по сравнению с легкими. При этом  $Kd_{REE}(Amp) > Kd_{REE}(Cpx) \gg Kd_{REE}(Opx)$ . Сравнение спектров распределения REE в основных–средних (рис. 5б) и умеренно-кислых разностях (рис. 5г) казбекских лав показывает обеднение последних всеми REE, но, в первую очередь, именно средними. Результаты петрографических исследований (Лебедев и др., 2018а) свидетельствуют об устойчивом присутствии в ассоциации фенокритов пары *Amp + Opx* при вспомогательной роли *Cpx* практически во всех изученных образцах вулканитов Казбекского центра. Последнее обстоятельство свидетельствует о наличии заметных объемов воды в магматических расплавах и, как следствие, о том, что именно амфибол, скорее всего, являлся ведущей минеральной фазой в процессе их кристаллизационной дифференциации.

Среди известных в настоящее время молодых магматических образований Большого Кавказа наиболее примитивными по своим геохимическим характеристикам являются позднемiocеновые трахибазальты Чиатурского района в Центральной Грузии (Лебедев и др., 2006). Данные об их химическом и изотопном составе приведены в дополнительных материалах к настоящей статье (Suppl. 3, ESM\_3)<sup>3</sup>. Важно отметить, что на всех бинарных диаграммах Харкера точки этих трахибазальтов располагаются строго в начале негативных

трендов совместимых элементов, образуемых точками казбекских лав. Кроме того, на мультиэлементных диаграммах (рис. 5а, 5б) спектры распределения для трахибазальтов Центральной Грузии (обр. ЗГ-6) и наиболее основных из изученных вулканитов Казбекского центра имеют близкий характер при некотором обогащении последних LILE (в первую очередь, *Pb*) и умеренном обеднении *Nb* и *Ta*, *P*, *Ti*, а также средними и тяжелыми REE. Таким образом, казбекские магмы вполне могут быть производными исходных трахибазальтовых расплавов, образовавшихся в результате фракционирования из последних мафических породообразующих минералов (в первую очередь, *Amp*), *Ap* и *Ti–Mag*. Как показано выше, эта ассоциация минералов играла ведущую роль и на протяжении всей дальнейшей эволюции магматической системы Казбекского центра, определяя состав кумулюсной фазы в FC-процессах. Некоторое обогащение казбекских андезибазальтов LILE и обеднение *Nb* и *Ta*, скорее всего, объясняется ассимиляцией расплавами материала верхней коры (см. следующий раздел). Таким образом, мы можем рассматривать состав трахибазальтов Чиатурского района как достаточно близкий к таковому для исходных мантийных магм Казбекского центра и ис-



**Рис. 11.** Диаграмма Y–Rb (Pearce et al., 1990) для новейших лав Казбекского центра. Стрелками показаны модельные векторы кристаллизационной дифференциации. Горизонтальная стрелка соответствует ассоциации:  $Mhs + Fo_{79-87} + En_{78-85} + Bt$  ( $Mg\# = 0.77-0.83$ ) 1 – основные лавы, 2 – средние лавы, 3 – умеренно-кислые лавы.

<sup>3</sup> Данные о химическом и изотопном составе миоценовых трахибазальтов Чиатурского района Грузии, а также юрских метавулканитов и черных сланцев приведены в ESM\_3.xls (Suppl. 3) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

пользовать его для дальнейшего построения петролого-геохимических моделей.

Основные FC-тренды для казбекских вулканитов хорошо видны на известной диаграмме Y–Rb (рис. 11; Pearce et al., 1990). Точки (трахи-)андезибазальтов определяют субгоризонтальный вектор, начало которого располагается в поле основных пород Чиатурского района (обр. ЗГ-6). Он соответствует фракционированию из исходных глубинных магм ассоциации высокомагнезиальных мафических минералов, наблюдаемых в виде реликтовых фаз в лавах Казбекского центра, в которых ведущую роль играет *Amp* (магнезиогастингсит) при участии бронзита, хризолита и биотита ( $Mg\# \sim 0.80$ ) (Лебедев и др., 2018а). Пути дальнейшей кристаллизационной дифференциации магматических расплавов, очевидно, зависели от степени водонасыщенности последних: точки (трахи-)андезитов–дацитов с большим содержанием воды группируются вдоль субвертикального тренда, определяемого преимущественным удалением в кумулюсную фазу *Amp*, в то время как точки лав с меньшим содержанием воды образуют скопления вдоль трендов, соответствующих фракционированию из магмы или *Spx* или ассоциации *Opx + Amp*. Отметим, что при этом соотношение Y/Rb для подавляющего большинства казбекских вулканитов указывает именно на доминирующую роль амфибола в процессе FC магматических расплавов.

#### *Ассимиляция корового материала*

Казбекский неовулканический центр расположен в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа, в пределах которой в результате новейшего орогенеза литосфера и, в том числе, земная кора имеют существенно увеличенную мощность (например, Милановский, Короновский, 1973). Очевидно, что при подъеме мантийных расплавов через многокилометровые толщ коровых образований должно было происходить их взаимодействие (т.е. ассимиляция вмещающих пород) при соответствующем влиянии этого процесса на геохимические характеристики изверженных вулканитов. Важно отметить, что в геологическом строении фундамента Казбекского центра преимущественно принимают участие ранне-среднеюрские осадочные толщ (сланцы, песчаники) и реже метаморфизованные вулканиты основного состава, относящиеся к мезозойскому субдукционно-аккреционному

комплексу (Панов, 2003). При этом какие-либо геологические и геофизические свидетельства наличия в составе земной коры рассматриваемой части южного склона Большого Кавказа древних кристаллических блоков в научной литературе в настоящее время отсутствуют.

Полученные Sr-Nd-Pb изотопно-геохимические данные в целом указывают на ограниченный вклад процессов коровой ассимиляции в петрогенезис казбекских лав. Это, в первую очередь, подтверждается малыми масштабами вариаций начальных изотопных отношений во всех изученных вулканитах, а также нередко близостью этих характеристик в породах, контрастно отличающихся по химическому составу (андезибазальтах и дацитах) (табл. 1, 2). Тем не менее, есть прямые свидетельства некоего участия коровой ассимиляции в эволюции расплавов Казбекского центра, и мы попробуем качественно оценить роль этого процесса.

Существуют тонкие различия в изотопном составе Sr и Nd в основных–средних и умеренно-кислых разностях казбекских лав: для андезибазальтов величина отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  преимущественно составляет 0.7042–0.7043 при  $\epsilon_{\text{Nd}}$  около +3.0, для дацитов – до 0.7046 и около +2.0, соответственно (табл. 1). Этот факт определенно свидетельствует о том, что FC магм в процессе эволюции магматической системы Казбекского центра сопровождалась незначительной ассимиляцией вещества верхней коры. Последнее утверждение хорошо иллюстрируют диаграммы на рис. 7, на которых заметно наличие положительной корреляции между содержанием  $\text{SiO}_2$  и изотопным составом Sr в породах, а также отрицательной – между содержанием MgO и величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Участие коровой ассимиляции подтверждается, в том числе, наличием короткого негативного тренда на Sr-Nd изотопно-корреляционной диаграмме (рис. 8) и четких обратных положительных зависимостей на Pb-Nd изотопно-корреляционных диаграммах (рис. 9), а также слабыми вариациями отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , заметными на Pb-изотопных диаграммах (рис. 10).

Полученные данные показывают, что контаминация расплавов материалом верхней коры носила прерывистый характер и в разной степени проявилась на конкретных фазах вулканической активности Казбекского центра. Наиболее наглядно это продемонстрировано на фрагменте Sr-Nd изотопной диаграммы

(рис. 8б), где точки казбекских вулканитов дифференцированы согласно их возрасту. Предполагая, что состав исходных мантийных расплавов соответствовал таковому для трахибазальтов Чиатурского района Центральной Грузии (Suppl. 3, ESM\_3), можно заключить, что коровая ассимиляция протекала в течение всего временного периода I фазы магматизма. Для наиболее ранних и примитивных среди казбекских лав андезибазальтов Девдоракского потока заметен небольшой сдвиг их изотопных характеристик по сравнению с трахибазальтами ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — от 0.70404 до 0.70407,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  — от +4.1 до +3.3, соответственно; табл. 1, Suppl. 3, ESM\_3). При этом очень слабое изменение изотопного состава Sr, очевидно, объясняется высокими (700–900 г/т) концентрациями этого элемента в исходном базальтовом расплаве. Одновременно, коровая контаминация привела к обеднению эволюционирующих магм Nb и Ta с формированием более выраженного по сравнению с трахибазальтами минимума в мультиэлементных спектрах распределения (рис. 5а). В дальнейшем, по мере эволюции расплавов на I фазе от основных—средних к умеренно-кислым составам, связанной с непрерывным FC-процессом, продолжающаяся ассимиляция корового материала привела к сдвигу изотопных характеристик изверженных пород ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в поздних дацитах I фазы — до 0.70449). На двух последующих фазах магматической активности изотопный состав Sr и Nd в вулканитах варьировал в узком диапазоне и практически сохранялся неизменным в течение времени (II фаза:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — от 0.70421 до 0.70467,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  — от +2.1 до +3.3; III фаза:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — от 0.70430 до 0.70445,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  — от +2.5 до +2.9; табл. 1). Следовательно, в этот период эволюции Казбекского центра заметной контаминации расплавов веществом коры не происходило. Наблюдаемые различия в масштабах проявления коровой ассимиляции в I и II–III фазы вулканизма, вероятно, объясняются тем, что в период возникновения Казбекского центра и начала здесь эндогенной активности происходило заложение магмоподводящих каналов и, как следствие, поднимающиеся к поверхности расплавы имели возможность на своем пути поглощать вещество из коровых формаций. В последующем, на II и III фазах главенствующие аппараты (Палео-Казбек, затем Казбек) располагались практически на одном и том же месте, соответственно не происходило и пространственного переме-

щения основного магмоподводящего канала, в обрамлении которого сформировался контактовый ореол с относительным геохимическим равновесием между магматическими расплавами и вмещающими толщами. В этих условиях контаминация материалом коры постепенно уменьшалась, и в III фазу ее значение снизилось до минимума.

Достаточно широкие вариации изотопных характеристик Sr и Nd отмечаются для вулканитов IV фазы активности Казбекского центра ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — от 0.70381 до 0.70482,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  — от +3.7 до +1.3, табл. 1). Причем, среди них встречаются породы, в наибольшей степени обогащенные радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  и обедненные радиогенным  $^{143}\text{Nd}$  во всей выборке изученных казбекских лав, т.е. с максимальной примесью вещества корового субстрата. По нашему мнению, это связано с изменением в этот период времени типа магматизма на ареальный, отмиранием главного магмоподводящего канала и формированием серии новых боковых каналов, в которых с разной интенсивностью возобновилась контаминация поднимающихся к поверхности расплавов материалом вмещающих образований коры.

Вероятным ассимилянтом для большей части вулканитов Казбекского центра являются метаморфизованные глинистые сланцы юры, представляющие собой наиболее широко распространенную в этом регионе геологическую формацию. Очевидно, что эти породы имеют достаточно разнообразный состав, однако, в среднем по своим геохимическим характеристикам они вполне могут претендовать на роль резервуара, вещество которого ограничено участвовало в петрогенезисе казбекских лав. В частности, Sr-изотопные характеристики ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.719$ ) и высокие содержания кремнезема в глинистых сланцах циклаурской свиты (обр. Дд-7, Suppl. 3, ESM\_3) при их ассимиляции исходной магмой с составом, отвечающим таковому для трахибазальтов Центральной Грузии, несомненно, могут обеспечить наблюдаемый в казбекских лавах сдвиг отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в сторону более радиогенных значений параллельно с уменьшением их основности.

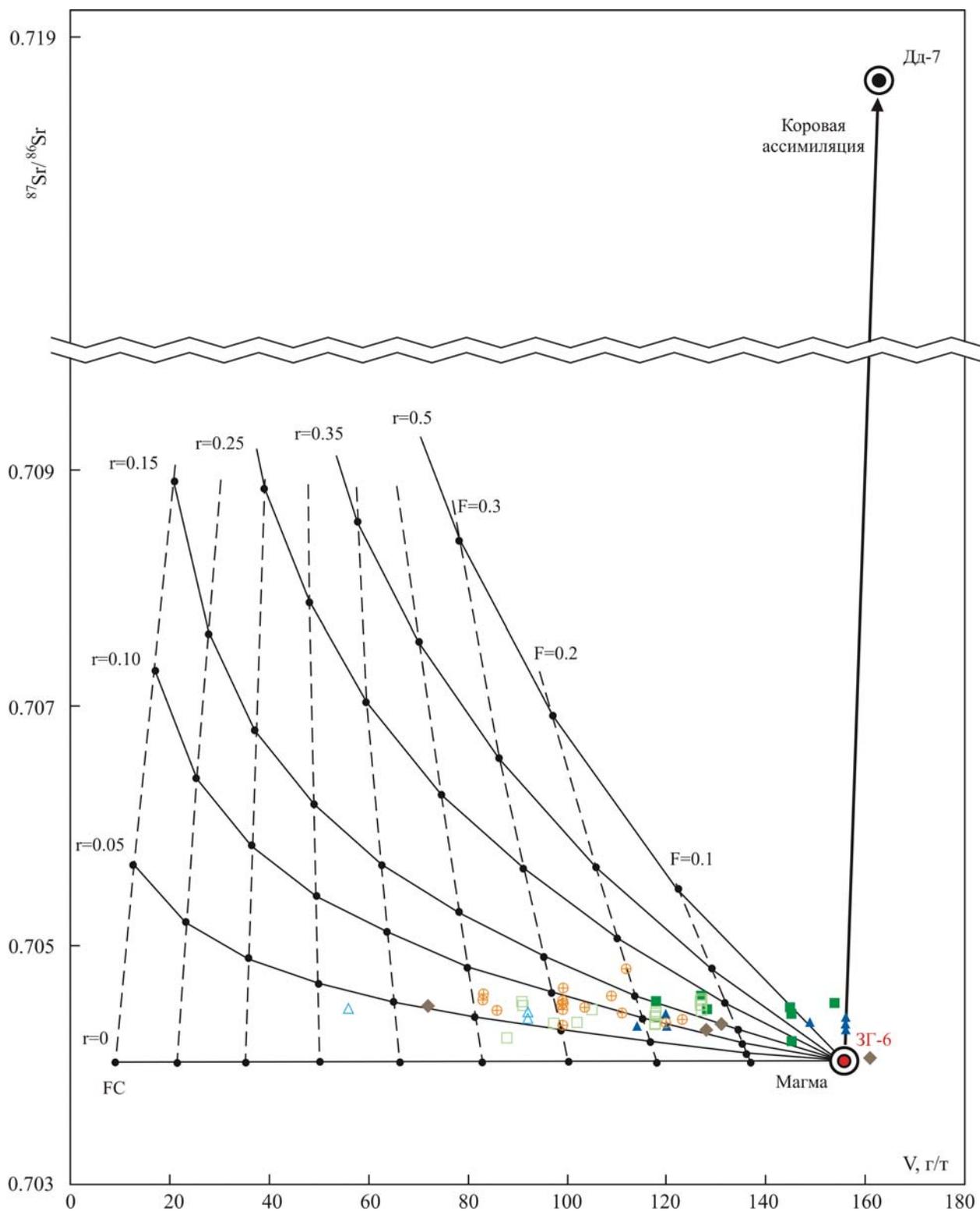
Двухступенчатый характер коровой ассимиляции разновозрастными казбекскими магмами хорошо виден на Pb–Pb изотопных диаграммах (рис. 10). Точки лав первых трех фаз вулканической активности формируют компактные скопления, смещенные от поля трахибазальтов Центральной Грузии в сто-

рону составов верхнекорковых образований. Одновременно, точки вулканитов IV фазы демонстрируют еще больший сдвиг в том же направлении и формируют на этих диаграммах короткие линейные тренды с разными углами наклона. Изотопный состав Pb в изученном нами глинистом сланце циклаурской свиты (обр. Дд-7, Suppl. 3, ESM\_3) не является конечным для этих трендов; однако, как отмечено выше, юрские метаморфизованные образования, скорее всего, неоднородны по своим U-Th-Pb характеристикам, и их точки при наличии представительной выборки анализированных образцов будут формировать поля на диаграммах. В связи с этим положение точки единичного образца сланца Дд-7 на рис. 10 в стороне от области казбекских лав не является достаточным аргументом для того, чтобы исключить метаморфизованные осадки юры из числа наиболее вероятных претендентов на роль корового ассимилянта.

Особый случай представляют андезиты вулкана Кечутцвери, изверженные на последней фазе магматизма. Как было показано выше, эти породы обладают рядом геохимических характеристик, по которым они контрастно отличаются от всех остальных казбекских вулканитов. В том числе, андезиты являются высококалийевыми (рис. 3а), демонстрируют максимальное обогащение Sr по сравнению с примитивной мантией (рис. 5а) и обладают более деплетированным изотопным составом Sr и Nd по сравнению с миоценовыми трахибазальтами Центральной Грузии (рис. 8). Сложно представить, что этот небольшой боковой аппарат имел собственный мантийный источник с другим составом по сравнению с источником, ответственным за генерацию расплавов для всех остальных аппаратов Казбекского центра. Следовательно, можно предположить, что геохимическая специфика андезитов Кечутцвери связана с контаминацией его материнских магм иным по сравнению с юрскими сланцами коровым субстратом с характеристиками, обеспечившими наблюдаемый сдвиг химического и изотопного состава для рассматриваемых вулканитов. Вулкан Кечутцвери локализован в зоне выхода метавулканитов циклаурской свиты, широко распространенных на левобережье рек Чхери и Блоти (рис. 1). Эти породы имеют основной состав (Suppl. 3, ESM\_3), относятся к толеитовой серии (рис. 3б) и по своим геохимическим характеристикам (в том числе, характеру рас-

пределения микроэлементов и REE в нормированных спектрах), а также изотопным параметрам близки к обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB). Вероятно, исходно они представляли собой океанические базальты, впоследствии претерпевшие региональный низкоградный метаморфизм. Отметим, что изотопный состав Sr и Pb в метавулканитах (обр. Ка-307А;  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7038$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.180$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.502$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.255$ ; Suppl. 3, ESM\_3) весьма близок к таковому в нижнекорковых образованиях, в том числе эколгитах, известных на северном склоне Большого Кавказа (Лебедев и др., 2010). На рис. 7а (диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{SiO}_2$ ) и рис. 10 (Pb-изотопные диаграммы) заметно, что точка андезитов Кечутцвери немного сдвинута от поля остальных казбекских лав именно по направлению к точке обр. Ка-307А. В совокупности с геологическим положением этого аппарата, а конкретно — его расположением в области распространения метавулканитов, данный факт является хорошим аргументом в пользу того, что именно последние являлись локальным коровым ассимилянтом для лав Кечутцвери. Очевидно, что контаминация магмой вулкана Кечутцвери вещества метавулканитов, с учетом Sr-Pb изотопного состава последних, вполне могла обеспечить наблюдаемый сдвиг геохимических характеристик рассматриваемых андезитов по сравнению с остальными казбекскими лавами, однако, несомненно, при сочетании ассимиляции со специфическими FC-процессами, которые привели, в частности, к обогащению итоговых расплавов Sr и K.

Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\text{V}$  (рис. 12) качественно иллюстрирует соотношение вклада процессов FC и коровой ассимиляции в петрогенезис казбекских вулканитов. Трахибазальты Центральной Грузии (обр. ЗГ-6, Suppl. 3, ESM\_3), состав которых близок таковому мантийного источника, и предполагаемый коровый ассимилянт — юрские сланцы (обр. Дд-7, Suppl. 3, ESM\_3) имеют близкие концентрации ванадия (около 160 г/т), который является высоко совместимым элементом для магматической системы Казбекского центра. Соответственно, коровая ассимиляция трахибазальтового расплава, без участия FC, привела бы к появлению на рис. 12 субвертикального тренда (сдвиг только по изотопному составу Sr). Напротив, FC без участия коровой ассимиляции отразилась бы на диаграмме



**Рис. 12.** Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-V$ , качественно показывающая соотношение роли процессов коровой ассимиляции и кристаллизационной дифференциации (FC) для казбекских вулканитов (данные для образца Ка-182, влк. Кечутцвери, исключены). Используются уравнения из работы (DePaolo, 1981).  $D_V = 1$ . Данные по химическому и изотопному составу образцов Дд-7 и ЗГ-6 – см. Suppl. 3, ESM\_3.  $F$  – доля остаточного расплава,  $r$  – отношение скоростей ассимиляции и кристаллизационной дифференциации. Остальные условные обозначения – см. рис. 2.

в виде субгоризонтального тренда (уменьшение концентрации  $V$  при постоянстве изотопного состава лав). При комбинации этих двух процессов (AFC) точки составов пород будут располагаться вдоль кривых, описываемых уравнениями из работы (DePaolo, 1981) и показанных на рис. 12. На нем отчетливо видно, что точки большинства казбекских вулканитов группируются между кривыми со значениями  $r$  (отношение скоростей FC и ассимиляции) от 0.05 до 0.15. Это наглядно демонстрирует, что ведущую роль в петрогенезисе магм Казбекского центра занимали именно процессы FC при ограниченном участии ассимиляции корового материала.

К западу от Казбекского центра в непосредственной близости от него находится плиоценовый (3–2 млн лет) Джимарский массив гранодиоритов–диоритов (Лебедев и др., 2009). Обилие глыб пород этого интрузива в Девдоракском ущелье позволило ранее предположить (Бежанкин, 1914 и др.), что его выходы расположены и к северо-востоку от вершины Казбека. В этом случае нельзя исключать наличия части данного интрузивного тела и непосредственно под территорией Казбекского центра. Отметим, что новейшие вулканиты нередко содержат ксенолиты гранодиоритов Джимарского массива, которые в работе (Bewick, 2016) ошибочно описаны как породы палеозойского Дарьяльского массива. Таким образом, в этой части Большого Кавказа существует долгоживущая (~ 3 млн лет) магматическая система, возникновение которой произошло еще в середине плиоцена. Интересно, что в период становления Джимарского массива изотопные характеристики его пород плавно эволюционировали в сторону более деплетированных составов (рис. 8а). По нашему мнению (Лебедев и др., 2009), это объясняется уменьшением коровой ассимиляции материнских расплавов в течение времени при формировании контактового ареала вокруг кристаллизующегося массива и достижения в нем определенного геохимического равновесия. Интересно, что изотопный состав в наиболее поздних диоритах близок таковому в наиболее ранних вулканитах Казбекского центра (рис. 8а). Таким образом, после перерыва в эндогенной активности продолжительностью около 1.5 млн лет в дальнейшем Казбек–Джимарская магматическая система продолжила свою эволюцию (но уже с обратным вектором, рис. 8б) фактически

с той точки, в которой ранее прервалось ее развитие.

#### *Смешение магматических расплавов*

Ранее нами были описаны многочисленные петрографические свидетельства участия процессов смешения расплавов в петрогенезисе казбекских вулканитов (Лебедев и др., 2018а). Кроме того, наличие признаков смешения расплавов у многих пород Казбекского центра отмечено в работах (Попов, 1981; Алферьева и др., 2003; Бубнов, 2003; Bewick, 2016). Среди них – наличие сложных зональных вкрапленников *Pl*, *Amp* и *Px*, сетчатых кристаллов *Pl* со следами растворения, одновременное нахождение в породах фенокристов *Ol* и *Qz*, развитие реакционных *Spx*-кайм вокруг вкрапленников *Qz* и других минералов, присутствие двух-трех неравновесных ассоциаций фенокристов, неоднородный состав микролитов полевого шпата в основной массе и ряд других.

На бинарных диаграммах Харкера (рис. 4) хорошо заметно, что, с одной стороны, точки практически всех казбекских лав формируют общие единые тренды (определяемые FC или AFC), но, с другой стороны, в начале каждой последующей фазы магматизма извергались лавы, имеющие более основной состав (II фаза – андезибазальты, III и IV фазы – андезиты) по сравнению с вулканитами, изверженными в конце предыдущей (на всех фазах – дациты). Такая закономерность может быть объяснена тем, что начало II–IV фаз (а для II фазы, кроме того, и ее поздней стадии) было связано с повторным поступлением в магматический очаг под Казбекским центром новых порций глубинных мантийных магм (replenishment), что приводило к образованию более основных разностей вулканитов. Однако при этом извергались не андезибазальты – аналоги наиболее примитивных для Казбекского центра вулканитов Девдоракского потока (I фаза), а заметно более дифференцированные по своему составу лавы (рис. 4). Это говорит о том, что происходило смешение вновь поступающих в очаг мантийных магм с более кислыми расплавами.

Важно, что в начале II (ранней и поздней ее стадий), III и IV фаз Sr-Nd изотопные характеристики лав имели промежуточные значения (рис. 8б) между таковыми в ранних андезибазальтах I фазы и наиболее дифференцированных дацитах, но ближе к первым. Если бы смешение вновь поступающих в очаг

мантийных магм происходило с расплавами, образовавшимися при частичном плавлении верхней коры под Казбекским центром, то в результате этого процесса сдвиг изотопного состава в гибридных магмах в сторону «коровых» значений был бы значительно более существенным (например, как в дацитах вулкана Эльбрус; Лебедев и др., 2010). Мы полагаем, что в очаге под Казбекским центром происходило смешение исходных мантийных базальтовых расплавов с находящимися там остаточными дацитовыми, не успевшими затвердеть в течение короткого временного промежутка между фазами вулканизма и не имевшими контрастно отличающийся изотопный состав. В дальнейшем, в течение каждой из фаз вулканической активности происходила эволюция образовавшихся гибридных магм при участии AFC (или только FC) с последовательным извержением все более кислых разновидностей лав. При этом исходное геохимическое сродство смешиваемых расплавов определило близкие эволюционные тренды развития магматической системы в течение всего периода ее существования (рис. 4).

Таким образом, в целом геохимическая эволюция магматической системы Казбекского центра имеет циклический «маятниковый» характер: после поступательного изменения состава расплавов в очаге в течение каждой фазы вулканизма от основных—средних к умеренно-кислым в результате протекания AFC-процессов (для III фазы — главным образом FC) в начале каждого последующего магматического эпизода происходил своеобразный «отскок» назад (к исходным параметрам) геохимических и изотопных характеристик, наблюдаемый в образовавшихся в результате смешения расплавов гибридных лавах, с дальнейшим неоднократным повторением этого сценария. Всего для Казбекского центра нами зафиксировано четыре эпизода повторного поступления мантийных магм в очаг: в начале ранней и поздней стадий II фазы, в начале III и IV фаз (рис. 4). Данный факт хорошо согласуется с нашими выводами, ранее сделанными на основе петролого-минералогического изучения вулканитов (Лебедев и др., 2018a).

*Источники расплавов Казбекского неовулканического центра*

Для определения природы мантийного источника расплавов Казбекского неовулканического центра необходимо провести краткий

анализ современной геотектонической обстановки на Большом Кавказе. Было установлено (Сомин, 2000, 2007 и др.), что закрытие северной ветви бассейна Неотетис и окончание субдукции Закавказской плиты под южную окраину Скифской произошло в конце юрского периода. Нет никаких весомых доказательств, подтверждающих ее возобновление в последующий период времени, хотя в научной литературе нередко встречаются неподкрепленные какими-либо фактами противоположные утверждения (например, Bewick, 2016). Согласно геофизическим данным (Шемпелев и др., 2005), в пределах центрального сегмента Большого Кавказа (от Эльбруса до Казбека) Главный Кавказский разлом, по крайней мере до глубины 80 км, представляет собой взброс с углом наклона от 60° и более градусов. Вдоль его зоны происходит медленный горизонтальный подвиг Закавказья под окраину Скифской плиты, приводящий к существенному утолщению континентальной литосферы под Кавказским хребтом и наблюдаемому здесь интенсивному аплифту. Никаких очагов глубокофокусных землетрясений в тыловой зоне центрального сегмента Большого Кавказа не наблюдается, что является важным свидетельством в пользу отсутствия здесь субдукционных процессов в настоящее время. Проводившиеся в последнее столетие систематические наблюдения сейсмоактивности свидетельствуют о том, что субгоризонтальное погружение отдельных блоков Закавказской плиты под Большой Кавказ сейчас теоретически может иметь место лишь в крайней восточной части региона (район Чечни и Дагестана — Дагестанский тектонический блок), где в небольшом количестве фиксируются эпицентры глубокофокусных землетрясений (Годзиковская, 2012). Однако эта часть Кавказа являлась полностью амагматичной в течение всего позднего кайнозоя (Чернышев и др., 2008 и др.). Таким образом, на основании геотектонических данных, мы можем полностью исключить надсубдукционную природу новейшего магматизма Казбекского центра из дальнейшего рассмотрения.

Как было показано выше, казбекские вулканиты, скорее всего, являются продуктом кристаллизационной дифференциации (при небольшом участии ассимиляции материала верхней коры) материнских мантийных магм, состав которых был близок таковому для миоценовых трахибазальтов Чиатурского района Центральной Грузии. Об этом, в част-

ности, свидетельствуют как геохимические (рис. 4, 5), так и изотопные (рис. 8, 10) данные. В свою очередь, форма спектра распределения индикаторных элементов в трахибазальтах (обр. ЗГ-6) на мультиэлементной диаграмме (рис. 5а), очевидно, весьма близка к таковой для базальтов океанических островов (ОИВ), мантийный источник которых по своим геохимическим характеристикам близок к обычным источникам континентального внутриплитного магматизма (Common, PREMA и др.; Hofmann, 1997). Некоторым отличием является небольшое обогащение трахибазальтов Чиатурского района Cs, Ba и Pb при комплементарном их обеднении Nb, Ta, Zr и Hf (рис. 5а). Как отмечено выше, молодой магматизм Кавказа не связан с наличием субдукции под этим регионом, поэтому закономерным возможным объяснением указанных различий является ассимиляция мантийными расплавами материала древней верхней коры. Действительно, практически все проявления миоценового базальтового вулканизма Центрально-Грузинской области локализованы в пределах Дзирульского кристаллического массива, сложенного палеозойскими гранитно-метаморфическими образованиями (Тогонидзе, 2000 и др.). Соответственно, древний сиалический материал коры вполне мог принять ограниченное участие в петрогенезисе трахибазальтов в результате его ассимиляции.

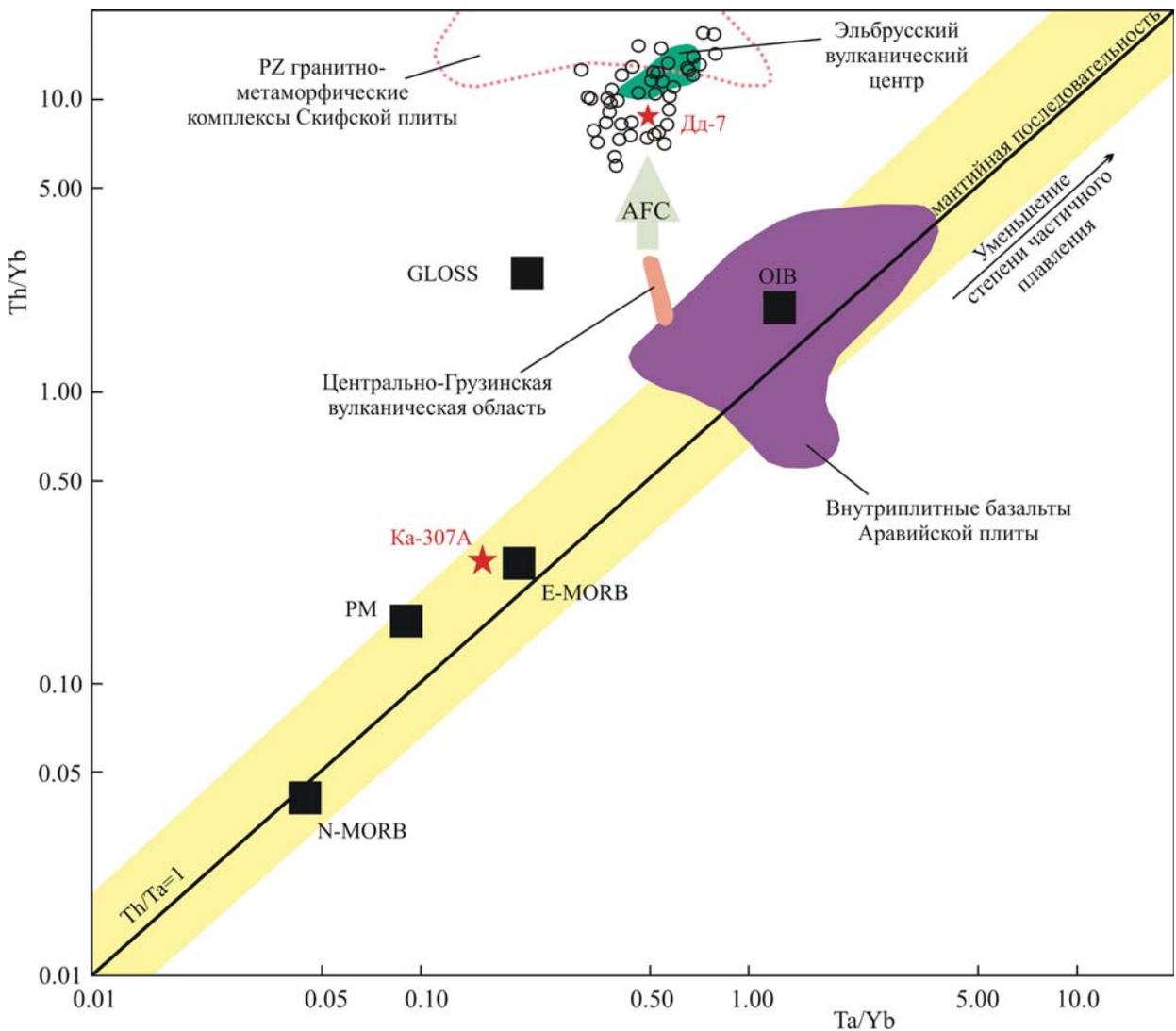
Трахибазальты Чиатурского района, кроме того, несколько обеднены MREE и HREE по сравнению с типичными вулканитами ОИВ-типа (Sun, McDonough, 1989) (рис. 5б). Однако это различие вполне может быть объяснено ранним фракционированием в глубинном очаге из расплава  $Sr_x$  (фенокристы этого минерала присутствуют во всех изученных нами основных лавах Центральной Грузии; Лебедев и др., 2006) и магнезиогастингсита (присутствует в миоценовых субвулканических породах — аналогах трахибазальтов). Таким образом, мы предполагаем, что глубинный источник основного магматизма Центральной Грузии и, следовательно, Казбекского центра по своим геохимическим характеристикам представлял мантию ОИВ-типа.

Последнее предположение наглядно подтверждается диаграммой Th/Yb—Ta/Yb, приведенной на рис. 13 (Pearce, 1983). Точки базальтов Чиатурского района Центрально-Грузинской области, очевидно, тяготеют к области составов ОИВ и полю внутриплит-

ных лав Аравийской плиты, продуцированных мантийным источником этого типа. При этом они формируют короткий линейный субвертикальный тренд, который, как отмечено выше, объясняется ассимиляцией базальтовыми расплавами материала древней верхней коры. На продолжении этого тренда находится поле вулканитов Казбекского центра и точка предполагаемого для них корового ассимилянта — юрских сланцев (обр. Дд-7). Таким образом, продолжение линейного тренда, заданного точками трахибазальтов Центральной Грузии, в конце которого находятся точки казбекских лав, очевидно, является вектором AFC-процессов, в результате которых произошла геохимическая эволюция материнских базальтовых магм и сформировались дифференцированные расплавы, изливавшиеся на поверхность в пределах Казбекского центра.

Интересно, что на продолжении того же субвертикального тренда находятся точки лав другого крупного очага позднечетвертичного вулканизма Большого Кавказа — Эльбрусского центра (Лебедев и др., 2010). Это свидетельствует об общности мантийного источника для пород обоих центров новейшего магматизма — Эльбрусского и Казбекского. Как было показано нами ранее, верхнекоровые образования, участвовавшие в петрогенезисе эльбрусских вулканитов, в отличие от казбекских, были представлены палеозойскими гранитно-метаморфическими образованиями. Однако на рис. 13 поле последних расположено на диаграмме опять же, как и проба Дд-7, непосредственно над областью локализации мантийного источника, в связи с чем AFC-тренды для обоих невулканических центров практически совпадают.

Сравнение изотопно-геохимических характеристик лав Казбекского и Эльбрусского центров показывает, что в петрогенезисе последних верхнекоровое вещество принимало более существенное участие. Это может быть объяснено несколькими факторами. Эльбрус расположен на значительно утолщенном блоке земной коры, сложенном палеозойскими гранитно-метаморфическими комплексами. Эти образования весьма обогащены радиогенным Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  до 0.750) и обеднены радиогенным  $^{143}\text{Nd}$  ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  до -14), следовательно, ассимиляция подобного вещества исходными базальтовыми магмами приведет к заметному сдвигу изотопного состава в формирующихся расплавах. Коровому ассимилянту для Казбекского цен-



**Рис. 13.** Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983) для изученных пород Казбекского центра (обозначены пустыми кружками). GLOSS – средний состав океанических осадков (Plank, Langmuir, 1998), E-MORB и N-MORB – обогащенные и нормальные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия (Taylor, McLennan, 1985), AFC – фракционная кристаллизация в сочетании с коровой ассимиляцией. Использованы данные из работ (Keskin et al., 2012; Oyan et al., 2016).

тра – юрским сланцам – свойственно заметно меньшее обогащение/обеднение радиогенными  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}$ ; при этом в составе литосферы здесь отсутствуют консолидированные кристаллические блоки. Согласно геофизическим данным (Шемпелев и др., 2005), в зоне Главного Кавказского взброса под Эльбрусом произошло частичное плавление верхней коры; в результате этого мантийные расплавы здесь непосредственно смешивались с коровыми вылавками. Под Казбеком этого не наблюдается; здесь имела место только ограниченная ассимиляция корового вещества. Кроме того, Казбекский невулканический центр расположен на пересечении двух крупнейших региональных тектонических нарушений – Главного

Кавказского взброса и Казбек-Цхинвальского разлома, что, вероятно, делает эту часть литосферы весьма проницаемой при подъеме глубинных магм и, соответственно, уменьшает интенсивность взаимодействия с вмещающими толщами. Как отмечено выше, молодой магматизм в пределах этого, достаточно ограниченного по площади участка Большого Кавказа начал развиваться еще в середине плиоцена, когда образовался Джимарский массив гранитоидов. С тех пор магматическая активность продолжалась здесь с перерывами вплоть до середины голоцена. Таким образом, мы имеем дело с локальной долгоживущей (около 3 млн лет) магматической системой, местоположение которой, очевидно, определено геотектониче-

скими факторами.

В заключение отметим еще одну интересную особенность казбекских вулканитов. Как было показано выше, изученные дацитовые лавы по своим геохимическим характеристикам могут быть отнесены к адакитам. Однако магматизм Казбекского центра, во-первых, не является надсубдукционным, во-вторых, умеренно-кислые вулканиты образовались здесь в результате FC исходных основных магм и являются конечным членом непрерывной серии составов андезибазальты—андезиты—дациты. Как известно, адакиты, в классическом понимании этого термина (Defant, Drummond, 1990; Chung et al., 2003), редко ассоциируют с родственными им основными породами. Таким образом, наши результаты показывают, что в пределах современных коллизионных зон умеренно-кислые расплавы с геохимическими характеристиками адакитов могут образовываться путем обычной FC основных водонасыщенных магм при удалении из расплава в кумулюсную фазу *Amp* и отсутствии фракционирования *Pl*. Обоснование данной модели было ранее рассмотрено в работе (Richards, Kerrich, 2007).

## ВЫВОДЫ

1. Вулканиты Казбекского центра образуют непрерывный ряд составов (трахи-)андезибазальты—(трахи-)андезиты—дациты с преобладанием среди них средних и умеренно-кислых лав. Это преимущественно умеренно-калиевые метаглиноземистые породы, которые относятся к известково-щелочной серии, характеризуются невысокой магнезиальностью, повышенными концентрациями Sr, Ba и Zr и обладают относительно обедненным изотопным составом Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70381\text{--}0.70482$ ), Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  — от +1.2 до +3.7) и Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.592\text{--}18.675$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.612\text{--}15.626$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.662\text{--}38.764$ ). При этом казбекские дациты имеют полный набор геохимических признаков, по которым они могли быть отнесены к адакитовой серии.

2. Результаты петролого-геохимических исследований показывают, что главным процессом, игравшим ведущую роль в петрогенезисе лав Казбекского центра, являлась кристаллизационная дифференциация (FC) расплавов. Петрографические данные, а именно устойчивое присутствие во всех изученных вулканитах фенокристов *Amp*, свидетельствуют о том, что казбекские магмы были водонасыщенными.

Наблюдаемые тренды эволюции состава расплавов во времени указывают, что основным минералом кумулюсной фазы в процессе FC являлся магнезиогастингсит при участии пироксенов, *Ap* и *Ti-Mag*. При этом наличие заметных количеств воды в магме препятствовало ранней кристаллизации *Pl* и привело к появлению в качестве конечных продуктов FC дацитовых лав с геохимическими чертами адакитов.

3. Немаловажную роль в происхождении казбекских вулканитов играли и процессы смешения магм, участие которых подтверждается многочисленными петрографическими признаками, наблюдаемыми в породах. Установлено, что в начале II (ранней и поздней ее стадий), III и IV фаз в магматический очаг под Казбекским центром поступали новые порции глубинных мантийных магм базальтового состава (replenishment), которые смешивались там с остаточными расплавами дацитового состава. Формирование перегретых гибридных магм в очаге служило своеобразным спусковым механизмом для последующего возобновления извержений. Всего в течение периода развития новейшего магматизма Казбекского центра зафиксировано четыре таких эпизода — около 310, 240, 130 и < 50 тыс. лет назад.

4. Изотопно-геохимические характеристики казбекских лав свидетельствуют о весьма ограниченном участии ассимиляции корового вещества в петрогенезисе расплавов. Этот процесс носил подчиненный характер на всех этапах эволюции Казбекского центра, но в несколько большей степени проявился в продуктах I и IV фаз магматической активности. В течение I фазы происходило заложение магмоподводящего канала главенствующего аппарата, что обусловило взаимодействие поднимающихся к поверхности основных расплавов с вмещающими коровыми толщами. В IV фазу, в связи с изменением типа вулканизма от центрального к ареальному, произошло отмирание главного магмоподводящего канала и заложение сети новых боковых. Это спровоцировало ограниченное возобновление коровой ассимиляции магмами, что нашло отражение в изотопно-геохимических характеристиках наиболее поздних лав Казбекского центра. Установлено, что основным коровым ассимилянтом являлись вмещающие метаморфизованные юрские осадки (глинистые сланцы, песчаники) и, вероятно, в отдельных случаях — метавулканиты основного состава.

5. Вулканиты Казбекского центра являют-

ся производными (дифференциатами) основных мантийных магм, состав которых, скорее всего, отвечал таковому в миоценовых трахибазальтах Центрально-Грузинской области. В свою очередь, геохимические характеристики последних показывают, что их источником является мантийный резервуар ОІВ-типа. Этот резервуар, вероятно, сохранял постоянство своего состава, начиная с конца миоцена, и являлся ответственным за генерацию магм не только в пределах Казбекского центра, но и других очагов новейшего вулканизма на Большом Кавказе. Совокупность геолого-геофизических и петролого-геохимических данных однозначно свидетельствует о том, что неоген-четвертичный магматизм в этом регионе по своей природе не является надсубдукционным и должен быть отнесен к постколлиззионному или даже внутриплитному типу.

6. Казбекский неовулканический центр, эндогенная активность в пределах которого протекала на протяжении последних 450 тыс. лет в конце плейстоцена—голоцене, в совокупности с Джимарским массивом гранодиоритов-диоритов, образовавшимся в плиоцене (3–2 млн лет назад), представляет собой единую долгоживущую магматическую систему с целым набором близких геохимических черт изверженных пород, рядом общих закономерностей в эволюции расплавов и сходным значением различных петрологических процессов в происхождении магм. Локализация этого очага молодого магматизма Большого Кавказа определена геотектоническими факторами: он расположен на пересечении двух крупнейших региональных тектонических нарушений — Главного Кавказского взброса и Казбек-Цхинвальского разлома.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках Госзадания НИР 0136-2018-0027.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Алферьева Я.О., Сазонова Л.В., Бубнов С.Н.* Неравновесные ассоциации вкрапленников как индикаторы гибридного происхождения андезитовых серий консолидированных областей (на пример новейших лав вулкана Казбек, Б. Кавказ) // *Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии.* Екатеринбург. 2003. С. 345–347.

*Белякин Д.С.* К изучению новейших горных пород Казбека и его окрестностей // *Известия С.-Петербургского Политехнического Института Императора Петра Великого, Отделение техники, естествознания и математики.* 1914. Т. XXI. 42 с.

*Бубнов С.Н.* Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 142 с.

*Великославинский С.Д., Крылов Д.П.* Геодинамическая типизация магматических пород среднего состава по геохимическим данным // *Петрология.* 2015. Т. 23. № 5. С. 451–458.

*Годзиковская А.А.* Карточный каталог землетрясений Кавказа. Обнинск: ГС РАН, 2012. 135 с.

*Дзоценидзе Н.М., Хабурзания И.А., Багратишвили Т.Д.* Отчет «Геологическое и палеомагнитное изучение лавовых накоплений Казбекского района Б. Кавказа с целью их корреляции, уточнения возраста и определения возможной рудоносности» за 1983–1985 гг. Тбилиси: КИМС, 1985. 125 с.

*Дубянский В.В.* О горных породах Казбека. Отдельный оттиск из XXIV книжки «Записок Кавказского отдела Императорского Русского Географического Общества». Тифлис: типография К.П. Козловского, 1904. 88 с.

*Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., и др.* Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // *Геохимия.* 1993. № 3. С. 343–353.

*Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т.* Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // *Вулканология и сейсмология.* 2014. № 2. С. 29–45.

*Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., и др.* Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на М. Кавказе: К-Аг геохронологические и Sr-Nd изотопные данные // *Докл. АН.* 2003. Т. 393. № 6. С. 802–808.

*Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др.* К-Аг возраст и Sr-Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Бол. Кавказ) // *Докл. АН.* 2006. Т. 408. № 4. С. 517–522.

*Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., и др.* Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // *Геохимия.* 2009. № 6. С. 582–602.

*Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К-Аг и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // *Геохимия.* 2010. № 1. С. 45–73.

*Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В., и др.* Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья (Большой Кавказ) // *Геохимия.* 2011. Т. 49. № 11. С. 1189–1215.

*Лебедев В.А., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т., и др.* Этапы формирования и источники рудного вещества Девдоракского медного месторождения (Казбекский вулканический центр, Большой Кавказ) // *Геология рудн. месторождений.* 2016. Т. 58. № 6. С. 522–543.

- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т., и др.* Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики четвертичного вулкана Казбек, Большой Кавказ // *Петрология*. 2018а. Т. 26. № 1. С. 3–33.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Сагателян А.К., и др.* Мио-плиоценовый вулканизм Центральной Армении: геохронология и роль AFC-процессов в петрогенезисе магм // *Вулканология и сейсмология*. 2018б. Т. 12. № 5. С. 18–42.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Вулканы и лавы Центрального Кавказа // Отдельный оттиск из Известий С.-Петербургского Политехнического Института Императора Петра Великого. 1913. Т. XX. 528 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Панов Д.И.* Проблема корреляции ниже-среднеюрских отложений Большого Кавказа // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2003. Т. 11. № 1. С. 64–77.
- Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 230 с.
- Попов В.С.* Смещение магм при формировании новейших вулканитов Кавказа // *Вулканология и сейсмология*. 1981. № 1. С. 3–14.
- Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // *Тр. Всесоюзного геолого-разведочного объединения ВСНХ СССР*. М.-Л.: Геол. изд-во Всесоюзного ГРО, 1932. Вып. 148. 82 с.
- Тогонидзе М.Н., Дудаури О.З.* Петрология и геохронология гранитоидов Дзирульского кристаллического массива // *Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.И. Джанелидзе*. ГИН им А.И. Джанелидзе. АН Грузии, 2000. С. 333–343.
- Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др.* Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.
- Сомин М.Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // *Докл. АН*. 2000. Т. 375. № 5. С. 662–665.
- Сомин М.Л.* Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // *Большой Кавказ в Альпийскую эпоху*. М.: ГЕОС, 2007. С. 111–140.
- Схиртладзе Н.Н.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1958. 368 с.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Pb}/^{203}\text{Pb}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., и др.* Новейший вулканизм Кавказа и закономерности его проявления во времени и пространстве (по данным геохронологических исследований) // *Изменение окружающей среды и климата. Природные*
- и связанные с ними техногенные катастрофы. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. С. 206–234.
- Шемпелев Г.А., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У., и др.* Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: ГЕОС, 2005. Т. 2. С. 316–320.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
- Bewick S.* Deciphering the tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism. A thesis presented for the degree of Doctor of philosophy; Department of Environment, Earth and Ecosystems, The Open University of London, United Kingdom, 2016. 261 p.
- Chung S.-L., Liu D., Ji J. et al.* Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // *Geology*. 2003. V. 31. № 11. P. 1021–1024.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
- DePaolo D.J.* Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 189–202.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
- Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // *Canad. J. Earth. Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А., и др.* Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутриплитного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неовулканическая область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr-Nd-Pb) исследований // *Вулканология и сейсмология*. 2012. № 6. С. 43–70.
- Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V. 56. P. 207–218.
- Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I.* Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study // *Mineral. Petrol.* 1992. V. 46. P. 259–289.
- Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A., et al.* Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrusk stratovolcano, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey // *Lithos*. 2016. V. 256–257. P. 88–108.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. 1983. P. 230–249.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19 P. 290–300.

- Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C.* The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 121–132.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Bender J.F., Delong S.E., et al.* Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1990. V. 44. P. 189–229.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* 1998. V. 145. P. 325–394.
- Richards J.P., Kerrich R.* Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis // *Economic Geology.* 2007. V. 102. № 4. P. 537–576.
- Schandl E.S., Gorton M.P.* Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // *Economic Geology.* 2002. V. 97. P. 629–642.
- Shand S.J.* *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley and Sons, 1943. 444 p.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in Ocean Basins* // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: its Composition and Evolution, Geoscience Texts.* London, Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. P. 312–320.
- Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

## PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF LAVAS, SOURCES AND EVOLUTION OF MAGMATIC MELTS OF THE KAZBEK NEOVOLCANIC CENTER (GREATER CAUCASUS)

A.V. Parfenov<sup>1,\*</sup>, V.A. Lebedev<sup>1</sup>, I.V. Chernyshev<sup>1</sup>, G.T. Vashakidze<sup>2</sup>,  
A.I. Yakushev<sup>1</sup>, Yu.V. Goltsman<sup>1</sup>, A.V. Chugaev<sup>1</sup>, T.I. Oleynikova<sup>1</sup>,  
E.M. Kanunnikova<sup>1</sup>, Q.A. Gabarashvili<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, 109017, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University, 0186, Tbilisi, Georgia*

\*E-mail: kvarcz@yandex.ru

The results of petrological-geochemical and isotope-geochemical studies of the Late Pleistocene-Holocene lavas of the Kazbek Neovolcanic Center, one of the largest centers of youngest magmatism in the Greater Caucasus, are presented.

It has been established that the volcanic rocks of the Kazbek center arise a continuous compositional series basaltic (trachy-)andesites–(trachy-)andesites–dacites with a predominance of calc-alkaline intermediate and moderately-acid lavas. The obtained results indicate that the processes of fractional crystallization and mixing of melts had a leading role in the petrogenesis of the rocks. The crustal assimilation was of limited importance; its influence is noticeable only in the rocks of the earliest and late pulses of magmatic activity within the Kazbek center. The common crustal lithologies participated in the assimilation were presented by metamorphosed Jurassic sediments (mainly shales and sandstones), forming the foot of the Kazbek center, and Mesozoic mafic metamorphosed volcanites very rarely. The specific features of AFC processes during the development of the studied magmatic system (including the presence of noticeable amount of water in the melt, the leading role of *Amp* in the cumulus and the absence of *Pl* fractionation) led to the appearance of dacitic lavas with geochemical signs of adakites as an evolutionary end-member.

The volcanic rocks of the Kazbek center are derived from trachybasalt magmas, the source of which was presented by the mantle reservoir of OIB-type. Recent and previously published results of studies of the Neogene-Quaternary magmatism manifested within the Greater Caucasus show that the main petrological and geochemical characteristics of this regional mantle reservoir remained constant from the end of the Miocene to the present time.

**Keywords:** Greater Caucasus, Kazbek neovolcanic center, Kazbek volcano, youngest volcanism, petrogenesis, isotope geochemistry, adakites, melt sources

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0869-5903276658-689>