

УДК 552.11; 550.93

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АДАКИТОВЫХ МАГМ В МОЛОДЫХ ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ НА ПРИМЕРЕ ПЛИОЦЕНОВОГО ДАЦИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА АХАЛКАЛАКСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО (ДЖАВАХЕТСКОЕ НАГОРЬЕ, МАЛЫЙ КАВКАЗ)

© 2019 г. В.А. Лебедев¹, *, Г.Т. Вашакидзе², А.В. Парфенов¹, А.И. Якушев¹

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

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

*E-mail: leb@igem.ru

Поступила в редакцию 30.11.2018 г.
Принята к публикации 21.12.2018 г.

Проведены изотопно-геохронологические и петролого-геохимические исследования плиоценового умеренно-кислого вулканизма Ахалкалакского плато в центральной части Малого Кавказа (Джавахетское нагорье, Республика Грузия).

К-Аг датирование молодых дацитовых лав и пирокластических пород показало, что их образование произошло в середине плиоцена (3.28 ± 0.10 млн лет назад) в связи с эксплозивно-эффузивными извержениями серии небольших сложно-построенных вулканических конусов и формированием малых экструзивных куполов, сосредоточенных преимущественно на восточной окраине региона. Изотопно-геохронологические данные в совокупности с результатами структурного бурения свидетельствуют о том, что рассматриваемый кратковременный импульс вулканической активности имел место в течение непродолжительного перерыва между двумя фазами плиоцен-раннеплейстоценового основного магматизма, масштабного проявленного в пределах Ахалкалакского плато.

Изученные плиоценовые дациты, изверженные на постколлизийном этапе развития Малого Кавказа, имеют петролого-геохимические черты, типичные для вулканитов адакитовой серии. Они характеризуются устойчивым присутствием амфибола среди фенокритов, повышенными концентрациями Sr, Ba, LILE и пониженными – Y, Nb, Ta, HREE, деплетированным изотопным составом Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$). Анализ предложенных ранее петрогенетических моделей для образования магм с геохимическими признаками адакитов в пределах современных коллизионных зон показал, что наиболее адекватным механизмом, описывающим происхождение плиоценовых дацитовых лав Ахалкалакского плато, является кристаллизационная дифференциация водонасыщенных известково-щелочных базальтовых расплавов с удалением в кумулюсную фазу обычных мафических породообразующих минералов, в первую очередь амфибола и пироксенов, а также аксессуарных фаз (апатит, сфен, титаномагнетит). При этом ассимиляция корового вещества формирующимися остаточными расплавами в петрогенезисе дацитов играла подчиненную роль.

Ключевые слова: молодой вулканизм, адакиты, геохронология, петрогенезис, Малый Кавказ, Джавахетское нагорье, Ахалкалакское плато, Грузия

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273327-351>

ВВЕДЕНИЕ

Джавахетское вулканическое нагорье, расположенное преимущественно в пределах южной части Грузии, а также на прилегающих территориях Армении и Турции (рис. 1), пред-

ставляет собой одну из крупнейших областей проявления неоген-четвертичного, преимущественно основного магматизма на Малом Кавказе. Существует целый ряд предпосылок, который стимулировал проведение комплекс-

кованных в последние годы. Проведенные исследования впервые позволили решить многие принципиальные вопросы, связанные с вулканостратиграфией региона, установить временные рамки этапов и основных фаз вулканической активности и разработать первый вариант региональной геохронологической шкалы молодого магматизма для этой части Малого Кавказа. Были сделаны некоторые выводы о происхождении вулканических образований и источниках, принимавших участие в генерации расплавов под регионом. Позднее, несколько изотопных датировок, преимущественно для новейших лав Самсарского хребта, было опубликовано в работе (Messenger et al., 2013). Для южной части Джавахетского нагорья, расположенной в пределах Армении, выполнены петролого-геохимические (Neill et al., 2013) и междисциплинарные (Trifonov et al., 2016) исследования.

Тем не менее до настоящего времени оставался нерешенным целый ряд вопросов, связанных с различными геологическими и петролого-геохимическими аспектами изучения неоген-четвертичного магматизма в пределах рассматриваемой части Малого Кавказа. Среди них одними из важных и интересных проблем являлось определение возрастных и генетических соотношений между проявлениями плиоценового основного и кислого вулканизма в пределах Ахалкалакского плато (северо-западная часть Джавахетского нагорья, рис. 1), а также установление петрогенезиса распространенных здесь дацитовых лав с геохимическими чертами адацитов, которые редко наблюдаются у магматических образований зрелых континентальных коллизионных зон. В настоящей работе приводятся результаты изотопно-геохронологического и петролого-геохимического изучения этих пород, которые позволили определить их место в истории развития молодой вулканической активности в регионе и предложить петрологическую модель происхождения магматических расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АХАЛКАЛАКСКОГО ПЛАТО

Ахалкалакское высокогорное плато (средние отметки высот – 1700–1800 м над уровнем моря) охватывает северо-западную часть Джавахетского нагорья на территории Республики Грузия. С севера оно ограничено отрогами субширотного Тriaлетского хребта,

преимущественно сложенного вулканогенно-осадочными образованиями палеогена и позднего мела (рис. 2). К востоку в меридиональном направлении протянулся Самсарский хребет, представляющий собой цепочку позднелайстоценовых вулканических аппаратов различного размера, крупнейшими из которых являются Диди-Абули (3300 м), кальдера Самсари (3284 м) и Шавнабада (2929 м) (Лебедев и др., 2003). Со склонов этих конусов спустились протяженные лавовые потоки андезитов-дацитов, частично перекрывшие поверхность Ахалкалакского плато на его восточной периферии.

В южной части Ахалкалакского плато плавно повышается по направлению к грузинско-турецкой государственной границе, которая здесь проходит по гребневой части Егнахагского (Гукасянского, Акбаба) хребта и его западным отрогам – Ниалискурскому (Гектапинскому) и Мураквальскому хребтам. На их склонах располагается значительное количество шлаковых и лавовых конусов, извергавших преимущественно вулканы основного и среднего состава. На западе естественной границей рассматриваемого региона является каньон р. Мтквари, достигающий здесь глубины несколько сотен метров (рис. 2), за которым располагается сложенное миоценовыми лавами и пирокластическими образованиями Эрушетское нагорье. В центральной части Ахалкалакского плато в субширотном направлении протекает р. Паравани (правый приток р. Мтквари), глубокооврезанная долина (до 500 м в районе устья) которой рассекает его на две неравные по площади части (рис. 2). Поверхность плато образована мощной (от 500 до < 1000 м) толщей молодых вулканических образований, представленных многочисленными горизонтами лав, перемежающимися с пирокластическим материалом и в ряде мест – озерными отложениями.

Фундамент под регионом образуют вулканогенно-осадочные отложения палеогена–позднего мела, в целом аналогичные таковым в пределах Тriaлетского хребта. Они вскрыты лишь в тектонических и эрозионных окнах в ряде мест в долине р. Мтквари и в приустьевой части ущелья р. Паравани (рис. 2). В северной части Ахалкалакского плато по данным структурного бурения породы фундамента находятся под молодой вулканогенной толщей на глубине 1120 м (скв. №1), а в центральной (скв. №3) – 550 м (Джиганури и др., 1963).

Результаты раннего периода исследований (начало XX столетия) неоген-четвертичного магматизма Джавахетского нагорья были обобщены в монографии Н.И. Схиртладзе (1958). В дальнейшем изучением стратиграфического положения молодых эффузивов, геоморфологии региона, петрологических характеристик и палеомагнитных свойств лав занимались многие советские и в последующем – грузинские специалисты, опубликовавшие в разные годы серию научных работ (Милановский, Короновский, 1973; Дзоценидзе, Кулошвили, 1975; Джигаури, 1991; Майсурадзе, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999; Тутберидзе, 2004 и др.). Как отмечено выше, впервые ре-

конструировать хронологию и последовательность развития эндогенной активности на Джавахетском нагорье позволили наши результаты изотопно-геохронологических исследований (Лебедев и др., 2003, 2008а и др.), ставшие основой для дальнейших геологических исследований молодого вулканизма региона (Calvo-Rathert et al., 2011; Bewick, 2016 и др.).

Наиболее ранними (~8.5 млн лет) среди неоген-четвертичных магматических образований в окрестностях Ахалкалакского плато являются малые интрузии щелочных габброидов, известные в долине р. Мтквари у г. Аспиндза и ниже по течению (Лебедев и др., 2014). Масштабный субэаральный вулканизм

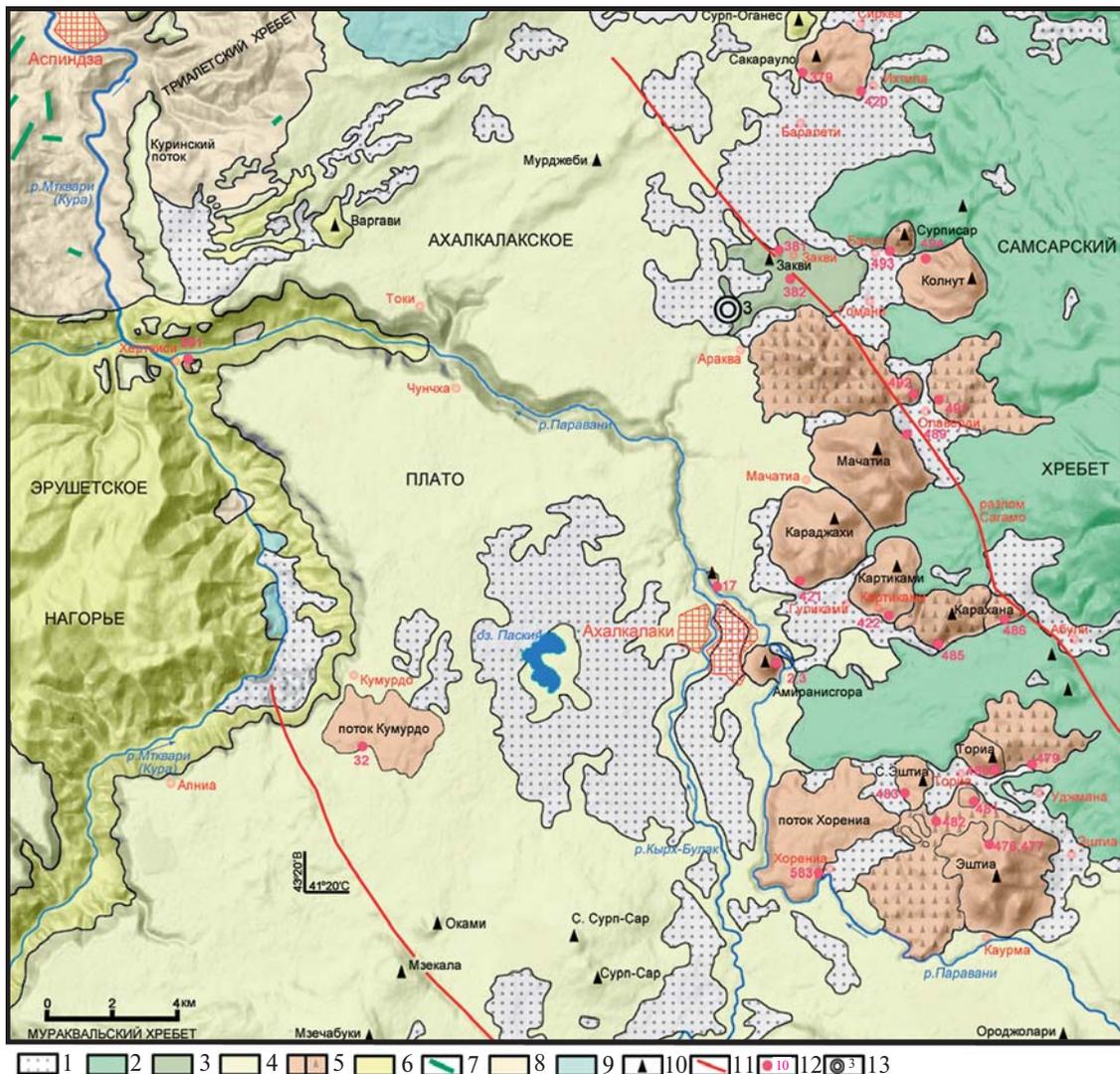


Рис. 2. Геологическая карта Ахалкалакского плато. Составлена В.А. Лебедевым.

1 – четвертичные осадочные образования, 2 – средне-позднеплейстоценовые умеренно-кислые вулканы Самсарского хребта, 3 – раннечетвертичные андезиты конуса Закви (~2.2 млн лет), 4 – плиоцен-раннечетвертичные основные лавы ахалкалакской свиты (3.7–1.4 млн лет), 5 – плиоценовые умеренно-кислые лавы и пирокластические образования (~3.3 млн лет), 6 – позднемиоценовые вулканы гондзской свиты, 7 – позднемиоценовые дайки камптонитов и тешенитов, 8 – палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи, 9 – вулканические образования мела, 10 – вулканические аппараты, 11 – активные разломы, 12 – места отбора проб, 13 – скв. №3 (Джигаури и др., 1963).

в западной части Джавахетского и в пределах соседнего Эрушетского нагорья протекал в конце миоцена ~7.5 млн лет назад (Лебедев и др., 2012). В этот период времени были извержены мощные пирокластические толщи и перекрывающие их покровы умеренно-кислых лав, объединяемые в годердзскую свиту (Схиртладзе, 1958). В пределах Ахалкалакского плато они преимущественно распространены в ущелье р. Мтквари, где их мощность достигает нескольких сотен метров, и в нижнем течении р. Паравани (от устья до района сел Токи и Чунча, рис. 2). На востоке региона отложения годердзской свиты, согласно результатам бурения, постепенно выклиниваются под более молодыми вулканическими образованиями и их суммарная мощность в скв. №3 (Джигаури, 1963) не превышает 90 м.

Максимальной интенсивности магматическая активность в западной части Джавахетского нагорья достигла в плиоцене—начале плейстоцена (3.7–1.5 млн лет назад, Лебедев и др., 2008а), когда в результате многократных извержений потоков основных лав из многочисленных трещинных аппаратов и конусов был сnivelирован древний рельеф и сформировалось современное Ахалкалакское плато. Вулканические образования этого возраста, представленные преимущественно базальтами и базальтовыми андезитами, реже пирокластическим материалом аналогичного состава, обычно объединяются в ахалкалакскую свиту (например, Майсурадзе, Кулошвили, 1999). Изотопными исследованиями было установлено наличие пяти фаз плиоцен-раннеплейстоценового основного магматизма в пределах всего Джавахетского нагорья (Лебедев и др., 2008б). При этом в западной части этого региона главным образом распространены лавы, млн лет назад: I (3.75–3.55), II (3.2–3.0), IV (2.2–1.9) и V (1.75–1.55) фаз активности. В центральном секторе Ахалкалакского плато лавы II и IV фаз разделены пачкой озерных отложений мощностью около 30 м с ископаемой фауной; соответственно, вышележащие эффузивы ахалкалакской свиты в научной литературе часто упоминаются как «верхние базальты (долериты)», а залегающие под ними — «нижние» (Джигаури, 1991 и др.).

В пределах Ахалкалакского плато также распространены, но существенно в меньших объемах, и вулканы умеренно-кислого состава, пространственно ассоциирующие с плиоценовыми основными лавами (рис. 2).

Наблюдаемые в разрезах стратиграфические взаимоотношения показывают, что эти породы были извержены до «верхних базальтов» и залегающих под ними озерных отложений. Для трех вулканических образований (конус Амиранисгора, некк в долине р. Паравани и поток Кумурдо) нами ранее были получены К-Аг датировки ~3 млн лет, свидетельствующие об их плиоценовом возрасте (Лебедев и др., 2004, 2008а). Однако окончательно установить стратиграфическое положение дацитов по отношению к базальтам ахалкалакской свиты не удалось. Эта задача решена в рамках настоящего исследования.

Как отмечено выше, позднечетвертичные магматические образования распространены только по восточной периферии Ахалкалакского плато и связаны с извержениями многочисленных новейших вулканов Самсарского хребта (рис. 2).

В настоящее время поверхность Ахалкалакского плато деформирована двумя активными разломами (сбросами), имеющими СЗ-ЮВ простирание (рис. 2). Северный из них известен под названием разлома Сагамо; в точке его пересечения долины р. Паравани образовалась тектоническая запруда и, как следствие, одноименное озеро. В результате новейших тектонических движений вдоль упомянутых сбросов юго-западный сегмент региона оказался несколько приподнятым по отношению к остальной части плато.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках настоящей работы была изучена коллекция геологических образцов, отобранная во время совместных (ИГЕМ РАН, Россия и Геологический институт им А. Джанелидзе, Грузия) экспедиционных работ на территории Южной Грузии в 1999–2017 гг. Места отбора проб, названия магматических пород и их основные петрографические характеристики приведены в дополнительных материалах к статье (Suppl. 1, ESM_1.pdf)¹.

Изотопный возраст молодых вулканических образований определен К-Аг методом в ИГЕМ РАН с использованием в качестве геохронометра основной микролитовой массы лав или вулканического стекла (табл. 1). Концентрация

¹ Координаты мест отбора проб, названия и основные петрографические характеристики пород приведены в ESM_1.pdf (Suppl. 1) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования плиеценовых дацитов Ахалкалакского плато

Образец	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г $\pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{атм}}$ в образце, %	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
2/99*	2.33	0.44 ± 0.03	93.9	2.7 ± 0.3
3/99*	2.14	0.48 ± 0.02	78.6	3.2 ± 0.2
17a/99	1.96	0.469 ± 0.005	59.8	3.45 ± 0.10
32/99*	2.39	0.541 ± 0.002	44.5	3.25 ± 0.20
379/14	1.67	0.363 ± 0.004	78.9	3.13 ± 0.10
381/14	1.53	0.242 ± 0.002	55.5	2.28 ± 0.07
382/14	1.60	0.249 ± 0.002	50.9	2.24 ± 0.07
420/15	1.67	0.380 ± 0.003	74.0	3.27 ± 0.09
421/15	1.76	0.405 ± 0.006	85.5	3.31 ± 0.13
422/15	1.82	0.403 ± 0.003	37.3	3.19 ± 0.11
476/16	1.93	0.449 ± 0.003	50.1	3.35 ± 0.09
479/16	2.18	0.496 ± 0.003	29.9	3.27 ± 0.10
480/16	2.24	0.504 ± 0.007	83.5	3.24 ± 0.12
481/16	1.95	0.441 ± 0.004	77.2	3.25 ± 0.12
483/16	2.20	0.511 ± 0.003	58.3	3.35 ± 0.10
482/16	2.34	0.550 ± 0.005	44.0	3.39 ± 0.10
485/16	2.37	0.552 ± 0.004	18.8	3.36 ± 0.10
486/16	1.25	0.282 ± 0.004	83.1	3.25 ± 0.13
489/16	1.81	0.412 ± 0.008	37.5	3.28 ± 0.14
491/16	2.17	0.505 ± 0.002	32.2	3.35 ± 0.10
492/16	2.52	0.595 ± 0.008	20.4	3.40 ± 0.13
493/16	1.64	0.394 ± 0.006	32.2	3.46 ± 0.13
494/16	2.05	0.459 ± 0.004	21.1	3.22 ± 0.11
561/17	2.96	0.654 ± 0.006	78.5	3.19 ± 0.09
583/17	2.16	0.458 ± 0.008	86.5	3.05 ± 0.13

Примечание. Анализированный материал – основная масса пород. Погрешность определения содержания калия составляет 1 отн. % ($\pm\sigma$). Среднее значение возраста для всех образцов дацитов составляет 3.28 ± 0.10 млн лет ($\pm\sigma$). Образцы 381/14 ($41^{\circ}30.428'$ с.ш., $43^{\circ}30.341'$ в.д.) и 382/14 ($41^{\circ}30.229'$ с.ш., $43^{\circ}30.362'$ в.д.) – андезиты вулкана Закви.

* Данные из статьи (Лебедев и др., 2008а).

радиогенного ^{40}Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер – моноизотоп ^{38}Ar) на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ, а содержание калия – методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01 (Лебедев и др., 2018а).

При отборе образцов молодых эффузивов для петролого-геохимического изучения особое внимание уделялось их петрографической свежести. В соответствии с результатами химических анализов величина потерь при прокаливании для всех изученных пород не превышала 2.8 мас. %, а для большей части образцов составила <1 мас. % (Suppl. 2), что указывает на незначительное влияние наложенных процессов на состав вулканитов. Содержания породообразующих оксидов и концентрации некоторых микроэлементов (Suppl. 2, ESM_2.pdf)² в породах определены методом РФА (ИГЕМ РАН, аналитик – А.И. Якушев) на спектрометре Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Для представительной выборки проб проведены анализы концентрации редкоземельных и ряда рассеянных микроэлементов методом ICP-MS на приборе MS X-Series II (ИГЕМ РАН, аналитик – Я.В. Бычкова; Suppl. 3, ESM_3.pdf)³. При обсуждении геохимических характеристик пород также использованы данные из работы (Bewick, 2016).

Измерения изотопного состава Sr и Nd в молодых вулканитах выполнены в ИГЕМ РАН на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector 54 (Великобритания). Для анализов использованы основная микролитовая масса или вулканическое стекло, сепарированные из вулканитов (табл. 2). Правильность измерений контролировалась анализами международных стандартов SRM-987 (Sr) и LaJolla (Nd).

² Результаты анализов химического состава изученных магматических пород Ахалкалакского плато (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы), полученные методом РФА, приведены в ESM_2.pdf (Suppl. 2) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

³ Результаты анализов химического состава изученных магматических пород Ахалкалакского плато (рассеянные элементы), полученные методом ICP-MS, приведены в ESM_3.pdf (Suppl. 3) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

ВОЗРАСТ ДАЦИТОВЫХ ЛАВ
И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ
ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С БАЗАЛЬТАМИ
АХАЛКАЛАКСКОГО ПЛАТО

Результаты изотопного датирования (табл. 1) показывают, что в пределах Ахалкалакского плато к плиоценовым умеренно-кислым магматическим образованиям, помимо изученных ранее (Лебедев и др., 2004, 2008a) экструзивного купола Амиранисгора (Тавшантапа) и лавового потока Кумурдо, относится целая серия дацитовых вулканических аппаратов, локализованных преимущественно в восточной части рассматриваемого региона (рис. 2). Они образуют субмеридиональную гряду из небольших конусов со сглаженным рельефом и пологими склонами, сосредоточенных у западных отрогов Самсарского хребта, нередко в обрамлении лавовых потоков позднеплейстоценовых лав, берущих начало на склонах последнего. Плиоценовые вулканы обычно представляют собой или небольшие экструзивные купола (Сакарауло, Колнут и др.), или сложные конуса, в строении которых одновременно принимают участие лавовые покровы и пирокластический материал (Эштиа, Тория и др.). Значительно реже встречаются лавовые потоки дацитов, вероятно, связанные с трещинными излияниями (Кумурдо, Хорения). Отметим, что ранее для части этих вулканических аппаратов на основании геоморфологических данных мы не исключали раннечетвертичный возраст (Лебедев и др., 2003, 2004), что не подтвердилось в результате настоящего исследования.

Разброс К-Аг датировок, полученных для большинства изученных дацитовых лав и пирокластических образований (табл. 1), составляет 3.2–3.4 млн лет; при этом значения возраста для индивидуальных образцов перекрываются в пределах аналитической погрешности. Рассчитанная средневзвешенная величина К-Аг возраста для плиоценовых умеренно-кислых пород Ахалкалакского плато составляет 3.28 ± 0.10 млн лет ($\pm \sigma$). Таким образом, рассматриваемый импульс молодого дацитового вулканизма имел место в первой половине пьаченцкого века.

Самым северным проявлением плиоценового умеренно-кислого вулканизма в регионе является небольшой двухвершинный экструзивный купол Сакарауло (1854.5 м), расположенный в районе сел Баралети, Ихтила и Сирква и сложенный лавами андезитов-дацитов.

Таблица 2. Sr-Nd изотопные данные для плиоценовых дацитов Ахалкалакского плато

Образец	Материал	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ ($T = 3.3$ млн лет)	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ϵ_{Nd}
2/99	Осн. масса	83	443	0.5418 ± 13	0.704044 ± 23	0.704018	2.3	16	0.08590 ± 2	0.512771 ± 20	2.6
	Плаггиоклаз	2.8	1620	0.00500 ± 5	0.704094 ± 15	0.704094					
	Амфибол	7	206	0.0960 ± 7	0.704016 ± 14	0.704011	7.6	28	0.16310 ± 6	0.512814 ± 9	3.4
3/99	Осн. масса	88	660	0.3811 ± 10	0.704126 ± 15	0.704107					
	Плаггиоклаз	2.1	1667	0.00360 ± 6	0.704122 ± 15	0.704122					
	Амфибол	10	100	0.2550 ± 7	0.704158 ± 14	0.704146					
13-086*	Порода				0.704109 ± 3				0.512775 ± 10	2.7	
17/99	Осн. масса	60	402	0.4343 ± 15	0.704246 ± 15	0.704225	3.1	19	0.0979 ± 3	0.512825 ± 11	3.6
32/99	Осн. масса	74	311	0.6932 ± 19	0.704140 ± 11	0.704107	5.5	27	0.1225 ± 2	0.512862 ± 7	4.4
	Плаггиоклаз	1.3	1047	0.0036 ± 4	0.704089 ± 10	0.704089					
14-035*	Порода				0.704268 ± 3					0.512760 ± 9	2.4

* Данные из работы (Bewick, 2016).

На западе, в долине р. Баралети к нему прилегают раннечетвертичные базальтовые лавы ахалкалакской свиты, а на востоке — позднеплейстоценовые (Лебедев и др., 2003) потоки гиалодацитов вулкана Самсари. Примерно в 2 км к югу, у с. Балхо расположен малый конус Сурписар (1994.9 м), в строении которого преимущественно участвует пирокластический материал дацитового состава. На значительной площади данный аппарат перекрыт более молодыми, среднечетвертичными (~0.8 млн лет; Лебедев и др., 2003; 2004) умеренно-кислыми лавами вулкана Бабахнго. Здесь же, чуть южнее расположен экструзивный купол Колнут (2244.0 м), сложенный дацитами. С трех сторон (кроме западной) его обрамляют потоки средне-позднечетвертичных дацитов, гиалодацитов и андезитов, спустившиеся со склонов Самсарского хребта (рис. 2).

В районе сел Араква, Закви, Гомани и Олаверди наблюдается цепочка из нескольких холмов с абсолютными отметками высот около 2000 м, в строении которых преимущественно принимают участие рыхлые пирокластические образования (вскрытые в многочисленных карьерах и используемые при строительных работах) при подчиненной роли лавовых покровов. Состав пород отвечает дацитам — риодацитам. У села Олаверди данная вулканическая гряда прорезана долиной р. Меджур; восточнее на плиоценовые туфы налегает поток новейших лав Самсарского хребта (рис. 2).

К северо-востоку от г. Ахалкалаки, в нескольких километрах от него в зоне активного разлома Сагамо (рис. 2) расположено четыре плиоценовых вулканических аппарата различных размеров, наиболее крупными из которых являются экструзивные дацитовые купола Мачатиа (2265.1 м) и Караджахи (2048.4 м) в окрестностях сел Гуликами и Мачатиа. К востоку, в долине р. Аблари к ним примыкает одноименный позднечетвертичный лавовый поток, спустившийся со склонов вулкана Диди Абули (Лебедев и др., 2003), на западе раннечетвертичные (~2 млн лет; Лебедев и др., 2008а) базальты ахалкалакской свиты. На южной стороне долины этой реки расположен небольшой вулкан Картиками (Гиуней; 1993.3 м), конус которого также сложен дацитовыми лавами. Восточнее, у дороги Картиками-Абули находится вулкан Карахана (2060.8 м) с залесенными пологими склонами (рис. 2). В нескольких карьерах, разрабаты-

вавшихся вдоль дороги, видно, что его конус преимущественно состоит из рыхлого пирокластического материала, который нередко секут маломощные дайки дацитов. Лавовые потоки имеют ограниченное распространение. На восточном склоне вулкана к нему примыкает толща агломератов, состоящих из спекшихся лавовых глыб различного размера; породы представлены базальтовыми трахиандезитами (Suppl. 1, 2) и имеют одинаковый возраст с плиоценовыми умеренно-кислыми вулканиками (табл. 1).

Непосредственно в черте г. Ахалкалаки находится небольшой, отдельно стоящий симметричный купол Амиранисгора (1883.3 м), сложенный *Bt*-содержащими серыми и розовыми риодацитами в обрамлении раннечетвертичных базальтов (Suppl. 4, ESM_4.pdf)⁴. Его строение было детально рассмотрено нами ранее (Лебедев и др., 2004). В 2–3 км к северо-западу на правом борту долины р. Паравани (Ахалкалакский разрез; Лебедев и др., 2008а) в борту шоссе Ахалкалаки–Ахалцихе вскрыт небольшой (диаметр ~100 м) неск гиалодацитов (рис. 2). В верхней части разреза он перекрыт толщей позднеплиоценовых озерных отложений. На контакте с ранними (возраст ~3 млн лет) базальтами ахалкалакской свиты, вскрытыми на уровне русла реки, дациты обожжены и приобретают красноватую окраску. Ранее для пород из краевой части нека нами была получена К-Аг датировка ~2.6 млн лет (Лебедев и др., 2008а). Новое значение для дублирующего образца дацитов, отобранного в центральной части данного субвулканического тела на удалении от контактовой зоны, составляет 3.45 ± 0.10 млн лет (обр. 17а/99, табл. 1). Оно совпадает в пределах погрешности с К-Аг датировками для других изученных плиоценовых умеренно-кислых лав Ахалкалакского плато, что указывает на внедрение нека именно в рамках временного периода развития дацитового вулканизма, определенных в настоящей работе. Предыдущая датировка, вероятно, является омоложенной в результате частичной потери радиогенного ⁴⁰Аг вулканическим стеклом при прогреве гиалодацитов, произошедшем во время образования более поздних (2.5–1.9 млн лет, Лебедев и др., 2008а) покровов базальтов ахалкалак-

⁴ Фотографии некоторых вулканических образований, изученных в рамках настоящей работы, приведены в ESM_4.pdf (Suppl. 4) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

ской свиты, которые вплотную со всех сторон прилегают к дацитовому некку. Остатки еще одного вулканического аппарата диаметром около 300 м обнаружены нами на левом берегу р. Паравани в районе ее устья, непосредственно над крепостью Хертвиси (рис. 2) Дацитовые лавы прорывают здесь миоценовые пирокластические толщи гонердзской свиты, и, в свою очередь, перекрыты небольшим покровом раннечетвертичных базальтов. Это проявление умеренно-кислого вулканизма с возрастом около 3.3 млн лет является самым западным для Ахалкалакского плато.

Южная группа плиоценовых вулканических аппаратов, продукты активности которых по составу отвечают дацитам-риодацитам, расположена на правом борту долины р. Паравани в районе сел Хорения, Эштиа и Тахча (рис. 2). Наиболее значительным из них и одновременно крупнейшим среди всех изученных плиоценовых дацитовых вулканов является сложно-построенный конус Эштиа (2274.7 м; Suppl. 4). Основная часть массива этой горы представляет собой крупный экструзивный купол; с запада и севера к нему примыкают пирокластические толщи, сложенные преимущественно рыхлым материалом аналогичного состава и в ряде мест прорванные мелкими экструзиями стекловатых дацитов (рис. 2). В большинстве случаев лавы вулкана перекрывают тефру и туфы, что указывает на смену характера проявленной здесь магматической активности с эксплозивного на эффузивный. На юге, в долине Паравани, плиоценовые дациты перекрыты раннечетвертичными базальтами ахалкалакской свиты. Аналогичное строение и состав пород с вулканом Эштиа при меньших размерах имеет конус Ториа (2120.3 м), расположенный к северу от одноименной деревни (Suppl. 4). На востоке на его пирокластические образования налегают позднечетвертичные потоки дацитов вулканов Патара-Абули и Тахча (рис. 2). В этом же районе находятся небольшой лавовый конус Сев. Эштиа (1910.6 м) и лавовый поток Хорения, бронирующий правый борт долины р. Паравани в окрестностях одноименного села. Русло реки здесь, вероятно, проходит непосредственно по контакту плиоценовых дацитов и раннечетвертичных базальтов ахалкалакской свиты; однако по данным (Схиртладзе, 1958; Тутберидзе, 2004) в ряде мест на левом берегу долины под основными лавами вскрыты вулканисты потока Хорения.

В западной части Ахалкалакского плато, изолированно от других проявлений плиоценового дацитового вулканизма известен лавовый поток Кумурдо, расположенный к югу от одноименной деревни на правом борту ущелья р. Мтквари (рис. 2). Его лавы залегают непосредственно на покровах базальтовых андезитов низов разреза ахалкалакской свиты. Основные характеристики пород и строение потока Кумурдо описаны в нашей работе (Лебедев и др., 2008а). Отметим только, что ранее, вслед за Н.И. Схиртладзе (1958) и вплоть до получения первых изотопно-геохронологических данных, многие исследователи ошибочно относили известные здесь дацитовые лавы к позднечетвертичным образованиям (например, Майсурадзе, 1991).

В свете полученных изотопно-геохронологических данных особый интерес вызывает вопрос о стратиграфических взаимоотношениях плиоценовых дацитов с основными лавами ахалкалакской свиты, слагающими одноименное плато и доминирующими среди молодых вулканических образований в пределах Джавахетского нагорья. Ранее нами было установлено (Лебедев и др., 2008б), что плиоценовый базальтовый магматизм в регионе развивался в течение пяти дискретных фаз, млн лет назад: I — 3.75–3.55, II — 3.2–3.0, III — 2.65–2.45, IV — 2.2–1.9 и V — 1.75–1.50, разделенных короткими периодами затишья в извержениях. В соответствии с новыми результатами, импульс плиоценового умеренно-кислого вулканизма Ахалкалакского плато (3.28 ± 0.10 млн лет назад) приходится точно на временной промежуток между I и II фазами базальтового магматизма. Рассмотрим, как это соотносится с известными для западной части Джавахетского нагорья геологическими сведениями по стратиграфии молодых вулканических толщ.

Согласно опубликованным данным (Схиртладзе, 1958; Майсурадзе, 1991; Тутберидзе, 2004; Лебедев и др., 2004, 2008а и др.) и нашим полевым наблюдениям в районе г. Ахалкалаки основные лавы IV фазы активности с возрастом ~2 млн лет в ряде мест прилегают к дацитовым куполам (Амиранисгора, Эштиа, Караджахи). Аналогичная картина наблюдается и в долине р. Баралети на севере региона, где раннечетвертичные базальты обрамляют с запада конус Сакарауло. В долине р. Паравани (Ахалкалакский разрез) базальты IV фазы (2.0–1.8 млн лет) и лежащие

под ними озерные отложения перекрывают нект гялодацитов. Таким образом, верхний предел для геологического возраста дацитов четко ограничен ~2 млн лет. Лавы III фазы основного магматизма мало распространены в западной части Джавахетского нагорья и их стратиграфические взаимоотношения с плиоценовыми дацитами остаются неизвестными. Аналогичная ситуация наблюдается и в отношении более ранних базальтов I–II фаз, которые в большинстве случаев перекрыты раннечетвертными лавами и вскрыты, главным образом, только в глубоко прорезанных ущельях рек Паравани и Мтквари. Их соотношение с дацитами в литературе не описано.

Единственным исключением является лавовый поток дацитов Кумурдо. В итоговом отчете Джавахетской ГСП (Джигури и др., 1968) по результатам геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50000, проведенных в регионе в 1962–1966 гг., отмечено (стр. 115), что этот поток не перекрывает основные лавы, слагающие здесь поверхность Ахалкалакского плато («долериты плато»), а подстилает их. Согласно ранее полученным геохронологическим данным (Лебедев и др., 2008а), в этой части Ахалкалакского плато (разрезы Чунча и Апниа) его поверхность сложена базальтами II фазы основного плиоценового магматизма с возрастом 3.2–3.0 млн лет. Основные лавы более поздних фаз здесь определенно отсутствуют. Следовательно, верхний предел геологического возраста дацитов может быть снижен до 3.2 млн лет.

Однозначный ответ о стратиграфических взаимоотношениях плиоценовых дацитов и основных лав ахалкалакской свиты дают данные разведочной скважины глубокого заложения №3 (рис. 3), пробуренной в районе с. Закви (рис. 2) в западной части региона в 1962 г. (Джигури и др., 1963), при сопоставлении их с полученными нами результатами изотопного датирования. Кратко рассмотрим их.

Под осадочным чехлом небольшой мощности (~3 м) скважиной вскрыты *Px*-андезиты лавовых потоков конуса Закви, датированные нами ~2.25 млн лет (обр. 381/14 и 382/14, табл. 1) и, соответственно, относящиеся к ранним образованиям IV фазы основного магматизма Джавахетского нагорья. Их мощность составляет около 50 м. Ниже залегают озерные отложения (~40 м), которые выходят на дневную поверхность во многих местах в долине р. Паравани у г. Ахалкалаки

в разрезах между базальтами IV (~2 млн лет) и II фаз (~3 млн лет). Далее скважиной пройдена пачка базальтов II фазы активности мощностью около 50 м (рис. 3); близкую мощность она имеет и в близлежащих разрезах ахалкалакской свиты в нижнем течении р. Паравани (Токи, Чунча, Корхи). Затем, на протяжении ~60 м скважиной были пройдены дацитовые туфы, брекчии и лавы, аналогичные по своему химическому составу плиоценовым дацитам и пирокластическим образованиям, распространенным на дневной поверхности в непосредственной близости (район сел Закви и Араква). Ниже, на протяжении 260 м в разрезе скважины наблюдаются лавы базальтовых андезитов с редкими прослоями туфов аналогичного состава. Эта толща по своей мощности и составу слагающих ее пород идентична пачке базальтов I фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья (3.75–3.55 млн лет назад), описанной в разрезах Токи и Чунча (Лебедев и др., 2008а). На глубине около 460 м скважина достигла толщи миоценовых лав гюдердзской свиты (мощность ~90 м) и далее на глубине 550 м вошла в фаунистически охарактеризованные мергели эоцена с прослоями диабазов. Бурение было завершено на отметке 701 м от поверхности (рис. 3).

Представленное выше описание разреза скв. №3 подтверждает, что изученные в настоящей работе плиоценовые дациты Ахалкалакского плато образовались в течение относительно короткого временного промежутка между I и II фазами основного магматизма, широко проявленного в этом регионе. Таким образом, полученные новые изотопно-геохронологические данные о возрасте умеренно-кислых вулканических образований западной части Джавахетского нагорья хорошо согласуются с результатами стратиграфических наблюдений, полученных при проведении буровых работ.

Имеющиеся в нашем распоряжении К-Аг датировки показывают, что аналогичные по времени образования и геохимическим характеристикам дацитовые лавы были извержены в середине плиоцена и в других частях Джавахетского нагорья. В частности, они распространены на значительной площади в зоне государственной границы Грузии и Турции на склонах и гребневой части Ниалискурского и Егнахагского хребтов, где слагают постройки крупных вулканических конусов и их ла-

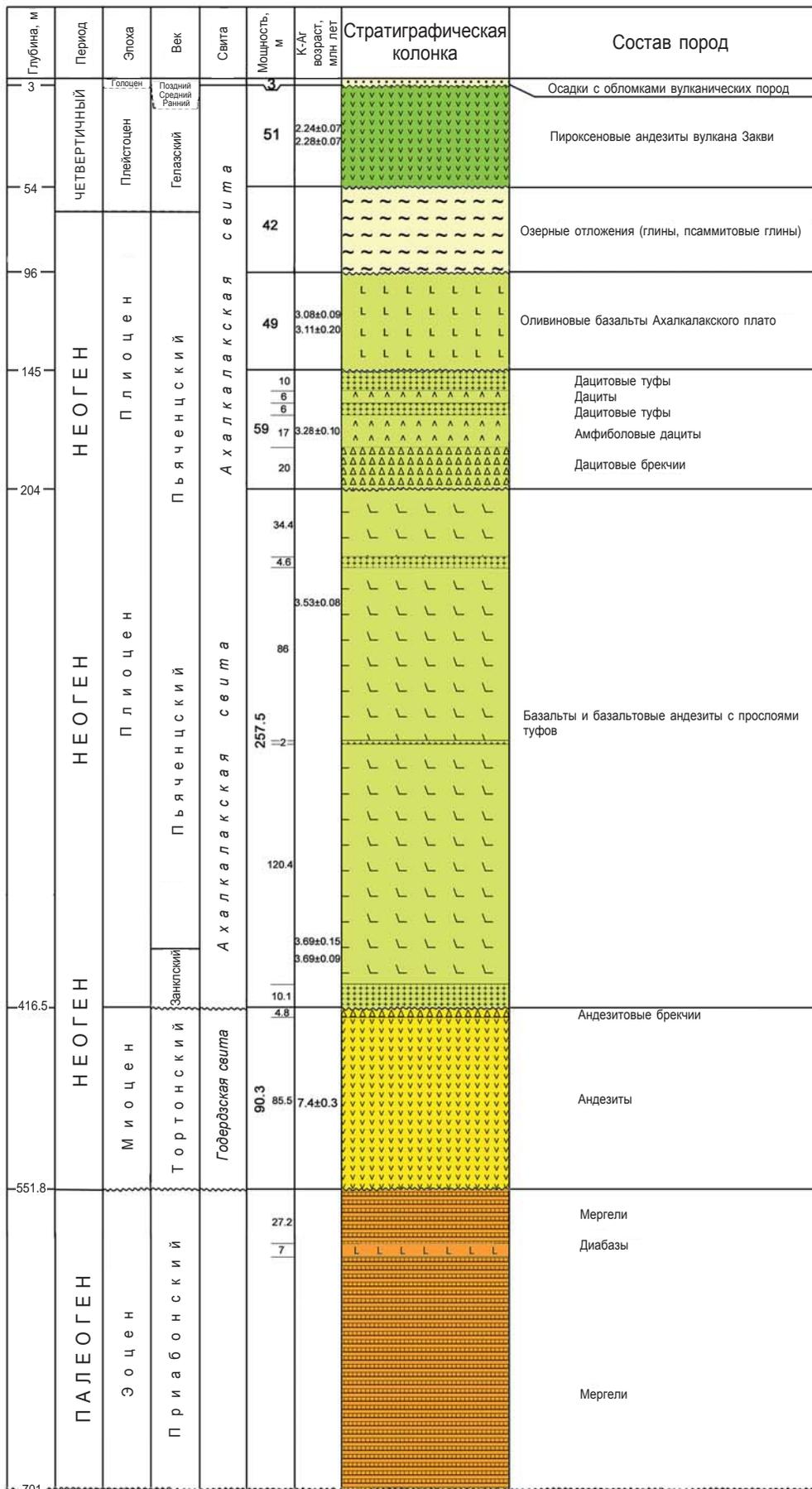


Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез скв. №3 (Джигаури и др., 1963).

вовые потоки. Плиоценовые дациты с возрастом около 3.3 млн лет также обнаружены нами и в северной части Джавахетского хребта на северо-востоке одноименного нагорья.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографическое описание пород

Плиоценовые умеренно-кислые вулканы Ахалкалакского плато представлены лавами близкого петрографического облика или пирокластическими образованиями (стекловатые туфы). Лавы — это обычно массивные, реже пористые (объем пор до 10%) породы, порфировые, в отдельных случаях субафировые (вкрапленники — 5–10 об. %).

В большинстве изученных лав и туфов сквозными минералами фенокристов являются *Pl* и *Amp* (ESM_5.pdf, Suppl. 5)⁵, однако в западной части региона (поток Кумурдо и разрез Кварша) преобладают двупироксеновые дациты, фактически не содержащие роговой обманки.

Выделения *Pl* в вулканиках часто относятся к двум генерациям, нередко зональные кристаллы. В породах вулканов Ториа и Эштиа (обр. 479/16, 480/16, 481/16) полевой шпат содержит обильные расплавные включения. Фенокристы *Amp* имеют идиоморфный вид, иногда зональные. В некоторых лавах они образуют две генерации: вкрапленники первой из них петрографически свежие, равновесные расплаву, второй — частично или полностью замещены рудным минералом. В пирокластических образованиях наблюдаются как идиоморфные кристаллы *Pl* и *Amp*, так и их обломки. Фенокристы *Cpx* обычно встречаются в подчиненных количествах (только в лавах западной части региона — это ведущий мафический минерал), иногда они образуют гломерофирровые срастания. Спорадически в лавах присутствуют *Kfs* и/или *Orx* (единичные вкрапленники в *Cpx*-кайме), а также *Vt* (частично или полностью опациitized). В дацитах экструзивного купола Сакарауло (обр. 420/15) отмечены ксенокристы *Qz* в клинопироксеновой оторочке.

⁵ Типичные структуры изученных молодых вулканических пород представлены на микрофотографиях прозрачных шлифов, приведенных в ESM_5.pdf (Suppl. 5) к английской онлайн-версии статьи на сайте <http://link.springer.com/>

Основная масса изученных пород — преимущественно гиалопилитовая, иногда интерсертальная, изредка — флюидальная, витрофировая или микролитовая (до микрогранитной) (Suppl. 5). Сложена в основном лейстами *Pl* и вулканическим стеклом в разных пропорциях, вплоть до полного отсутствия последнего. Кроме того, в составе основной массы вулкаников часто отмечаются микрокристаллы *Amp* и рудных минералов, а в отдельных случаях лав также и *Cpx*, *Kfs*, *Qz*. Акцессорные минералы обычно представлены *Ap* (преимущественно в виде включений во вкрапленниках *Pl*), изредка *Zrn*.

Особое место среди изученных пород Ахалкалакского плато занимают ассоциирующие с дацитами агломераты конуса Карахана (обр. 486/16), обломки лав в которых представлены массивными базальтовыми трахиандезитами (Suppl. 5). Они содержат заметное количество железистого *Ol* (во вкрапленниках и в основной массе) в ассоциации с *Cpx* при полном отсутствии *Amp*. Встречены ксенокристы *Qz* в клинопироксеновой кайме. Основная масса этих пород имеет интерсертальную структуру.

Основные геохимические характеристики пород

Изученные умеренно-кислые плиоценовые вулканы Ахалкалакского плато представлены дацитами, изредка андезитами и риолитами нормальной щелочности (Suppl. 1, 2, рис. 4а). Они содержат 61.6–69.7 мас.% SiO_2 , 5.6–7.6 мас.% $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ при 1.7–3.1 мас.% K_2O и относятся к известково-щелочной петрохимической серии (рис. 4б). По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ — это преимущественно умеренно-калиевые образования (рис. 4в); при этом большинство пород за исключением наиболее кислых разновидностей является метаглиноземистыми (рис. 4г). Магнезиальность лав в целом невысокая и варьирует в широком диапазоне ($\text{Mg}\# = 0.18\text{--}0.51$), хотя для большей части образцов значение этого параметра составляет ~0.4 (табл. 2).

Согласно CIPW-расчетам минерального состава (Suppl. 2) все изученные дациты содержат нормативные кварц (17–26%), полевые шпаты (преимущественно альбит), гематит (2–6%), гиперстен (1–6%), апатит (0.3–0.7%), а также в небольших количествах минералы титана. Иногда присутствует корунд (до 1.7%), редко — диопсид (до 1.4%).

Дацитовые лавы Ахалкалакского плато относительно обеднены Cr (<70 г/т), Ni (<45 г/т), Co (<20 г/т) и Y (4–14 г/т) и одновременно содержат повышенные концентрации Sr (>400 г/т) и Ba (>400 г/т) (Suppl. 2). Они демонстрируют существенное (от 20 до 100 раз) обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE – Cs, Rb, Ba, Th, U), а также Sr и Pb по сравнению с примитивной мантией (рис. 5а). При этом в мультиэлементном спектре распределения (рис. 5а) заметны отчетливые относительные минимумы по концентрациям Nb, Ta, P и Ti. Вулканиды характеризуются преимущественным обогащением по отношению к примитивной мантии легкими редкоземельными элементами

(LREE) – в 30–50 раз по сравнению со средними (MREE, в 10–20 раз) и в особенности тяжелыми (HREE, до 8 раз) (Suppl. 3). На рис. 5б показаны спектры распределения REE в дацитах с концентрациями, нормированными по отношению к таковым в хондритовом резервуаре. Они имеют пологую форму без выраженной Eu-аномалии, что ограничивает роль фракционирования плагиоклаза в петрогенезисе этих пород. Концентрации LREE во всех изученных лавах сходны с обогащением относительно хондритов в диапазоне от 30 до 100 раз в зависимости от конкретного элемента. Вариации концентраций HREE в разных образцах, напротив, существенны; в некоторых дацитах они превышают значения, ха-

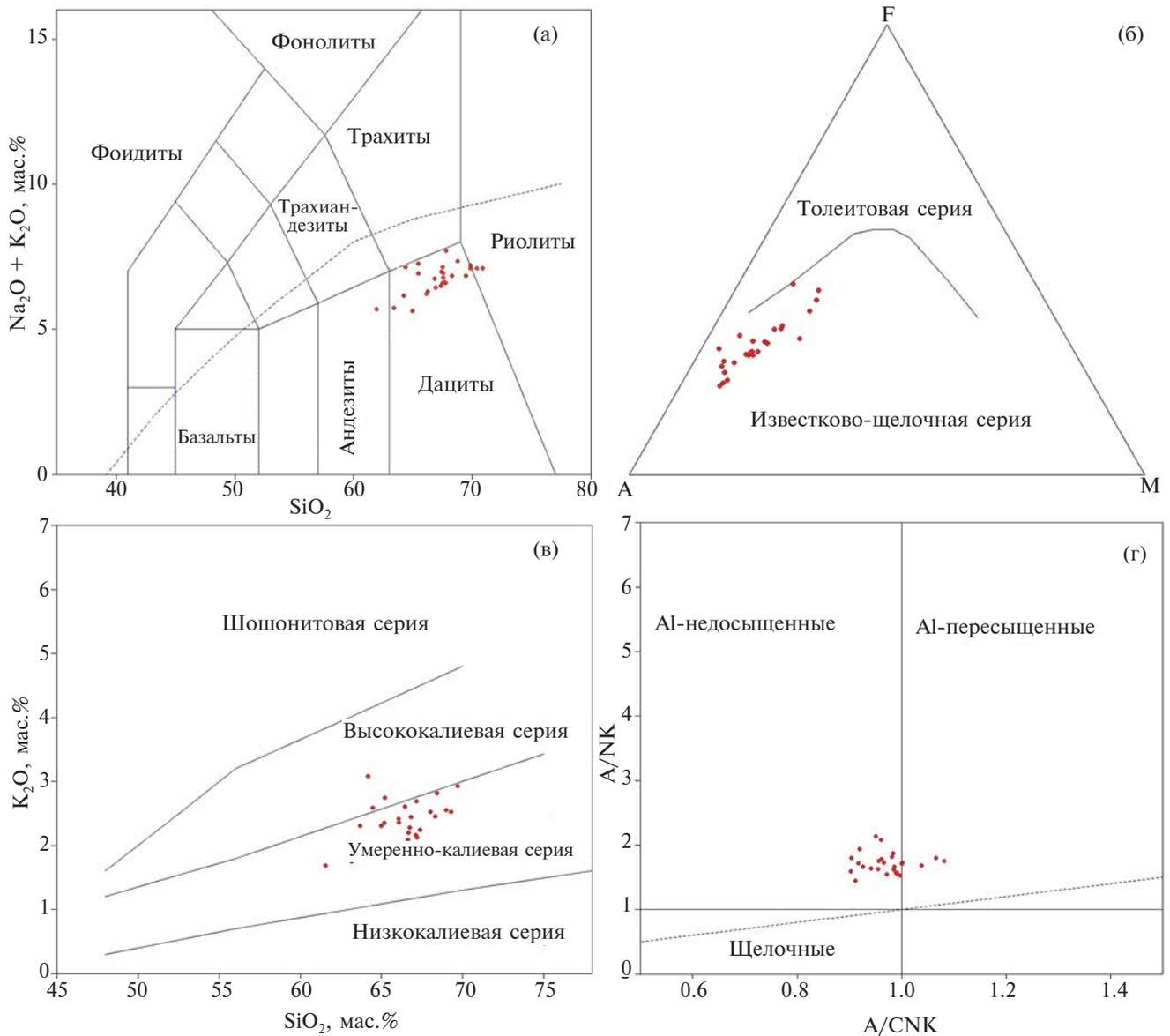


Рис. 4. Положение точек изученных вулканических пород Ахалкалакского плато на классификационных петрологических диаграммах (Shand, 1943; Irvine, Baragar, 1971; Le Bas et al., 1986; Rickwood, 1989).

ракетные для хондритов, только в 1–2 раза (рис. 5б).

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в плиоценовых дацитах, согласно нашим данным и из работы (Bewick, 2016), меняется в узком интервале значений (0.7040–0.7043, табл. 2). Вариации изотопного состава Nd в породах более существенны (ϵ_{Nd} — от +2.4 до +4.4, табл. 2) при пониженном отношении $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.09–0.12). В целом изотопные параметры Sr и Nd в изученных умеренно-кислых вулканиках являются весьма деплетированными, нехарактерными для типичных сиалических образований верхней коры.

На традиционных петрогенетических диаграммах, используемых для определения гео-

тектонических условий образования кислых магматических пород (Pearce et al., 1984; Maniar, Piccoli, 1989; Schandl, Gorton, 2002), точки плиоценовых дацитов Ахалкалакского плато обычно попадают в сектора гранитоидов островных (IAG) или континентальных (CAG) и вулканических (VAG) дуг, т.е. активных континентальных окраин (рис. 6). Как известно, к этим областям диаграмм обычно тяготеют точки пород, образовавшихся в пределах зон субдукции или континентальной коллизии (при участии в магмогенерации различных мантийных и коровых источников) и имеющих обычно сложный петрогенезис. В свете этих данных и с учетом изотопно-геохимических характеристик пород предположение об

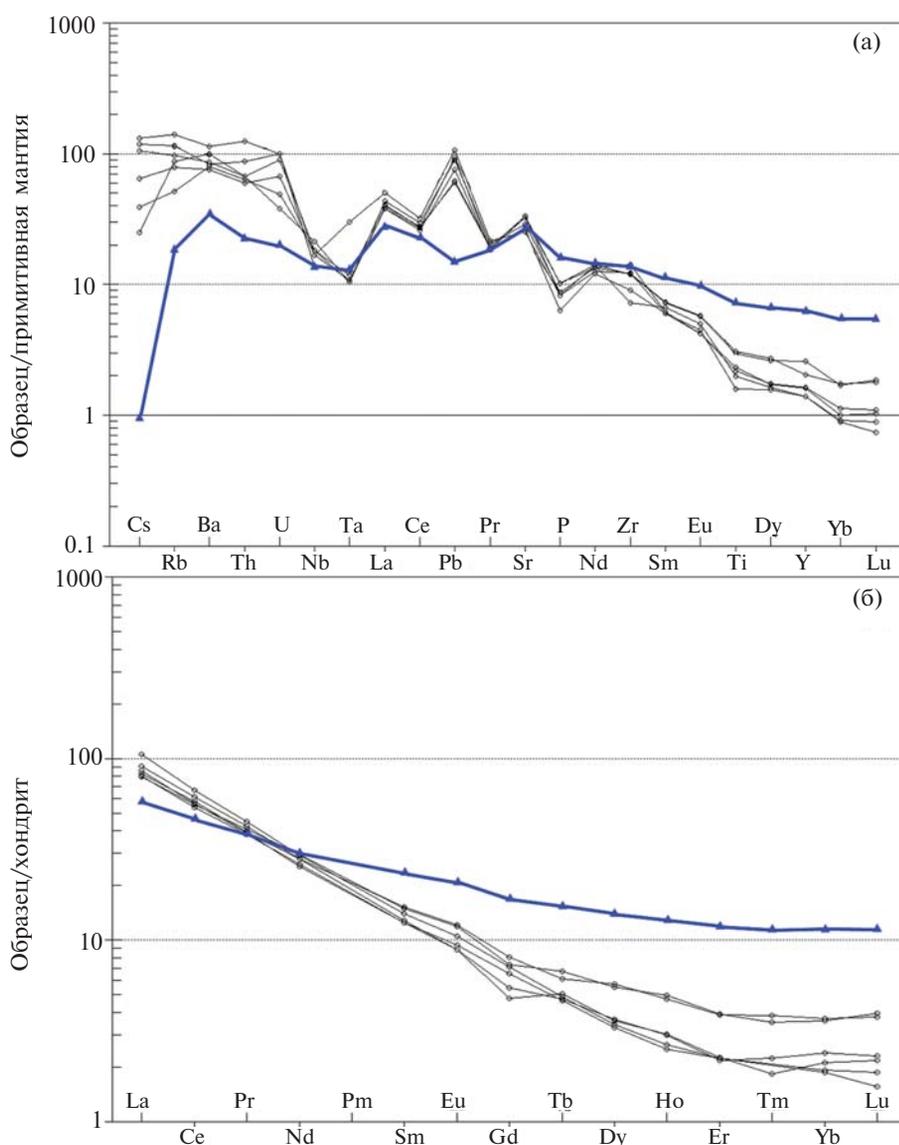


Рис. 5. Мультиэлементные спектры распределения для изученных дацитов Ахалкалакского плато. Данные для нормирования взяты из работ (Boynnton, 1984; Sun, McDonough, 1989). Треугольными значками и синей утолщенной линией показан спектр примитивного известково-щелочного базальта 1-ой фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья (Лебедев и др., 2008а).

исключительно коровом происхождении изученных умеренно-кислых вулканитов можно исключить из дальнейшего рассмотрения.

Важно отметить, что изученные дациты Ахалкалакского плато по большинству геохимических характеристик (Suppl. 2, 3, табл. 2) сопоставимы с типичными низкомагнезиальными адакитами. Согласно критериям, по которым данные породы были выделены в отдельную группу (Defant, Drummond, 1990; Defant, Kepezhinskas, 2001; Martin et al., 2005; Richards, Kerrich, 2007 и др.), они должны иметь: $\text{SiO}_2 \geq 56$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$ мас.%, $\text{MgO} < 3$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} > 3.5$ мас.%, $\text{Sr} > 400$ г/т, $\text{Y} < 18$ г/т, $\text{Yb} < 1.9$ г/т; высокие концентрации LILE и низкие Nb, Ta и HREE; повышенные элементные отношения $\text{Sr}/\text{Y} (\geq 20)$ и $\text{La}/\text{Yb} (\geq 20)$ и деплетированный изотопный состав Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$); отсутствие отрицательной Eu-аномалии в спектрах распределения REE. Очевидно, что по всем перечисленным выше параметрам плиоценовые умеренно-кислые вулканиты Ахалкалакского плато могут быть уверенно отнесены к адакитовой серии. Кроме того, на классических дискриминационных диаграммах (Martin et al., 2005; Richards, Kerrich, 2007), используемых для разделения обычных известково-щелочных андезитов-дацитов и адацитов, точки изученных нами лав четко располагаются в поле последних (рис. 7). Наличие устойчивой ассоциации фенокристов *Pl + Amp*, наблюдаемое в умеренно-кислых породах Ахалкалакского плато (см. выше), также является одной из важных петрографических черт адацитов. Таким образом, в середине плиоцена в западной части Джавахетского нагорья имел место кратковременный импульс дацитового вулканизма с геохимической спецификой, нетрадиционной для континентальных коллизионных зон, находящихся на поздних стадиях (длительное отсутствие субдукции, аплифт и орогенез) своего развития. Соответственно, решение проблемы происхождения данных магматических образований может внести определенный вклад в разработку петрологических моделей формирования и эволюции адакитовых магм в различных геотектонических обстановках.

*Петрогенезис плиоценовых дацитов
Ахалкалакского плато*

Породы адакитовой серии в настоящее время уже обнаружены и описаны для разных временных отрезков истории развития

Земли — от докембрия до современной эпохи. В связи с тем, что данные образования были выделены в отдельный генетический тип не так давно и имеют своеобразный, существенно отличающийся от типичных известково-щелочных пород геохимический облик, решение проблемы их происхождения по-прежнему привлекает внимание и является предметом исследований многих специалистов. При этом общепризнанных моделей, объясняющих природу и генетические аспекты формирования адакитовых магм в различных геотектонических обстановках, выработать пока не удалось (Richards, Kerrich, 2007 и др.)

В качестве основного механизма образования адацитов в пределах молодых зон субдукции обычно рассматривается частичное плавление превращенной в результате метаморфизма в амфиболиты и гранатовые эклогиты океанической коры, погружающейся под активную континентальную окраину (Defant, Drummond, 1990; Defant, Kepezhinskas, 2001 и др.). Обоснование этой «классической» модели приведено во многих работах, в связи с чем нет смысла останавливаться здесь на ее детальном рассмотрении. Отметим только, что одним из необходимых условий в рамках этого подхода является наличие молодого (моложе 25 млн лет) «разогретого» слэба, в отсутствие которого появление адакитовых магм становится невозможным. Важным моментом является и тот факт, что в пределах зон субдукции адакиты крайне редко ассоциируют с родственными им (обогащенными LILE) лавами основного состава.

Согласно результатам изотопно-геохронологических исследований, полученных в последние годы, прекращение субдукции под Малым Кавказом и примыкающей к нему восточной части Турции произошло в начале неогена (Лебедев и др., 2013а и др.). Последние импульсы континентально-океанического магматизма на территории современной Армении и Карсского плато датированы 24–23 млн лет, а к югу (в районе озера Ван) — 15–13 млн лет (Лебедев и др., 2018в). Предположительно, в конце миоцена под Восточной Анатolieй произошел отрыв слэба Аравийской плиты, начались его погружение в астеносферу и разрушение, а также инициация постколлизионного магматизма в регионе. Таким образом, около 3 млн лет назад, когда в пределах Ахалкалакского плато были извержены дацитовые лавы с геохимическими

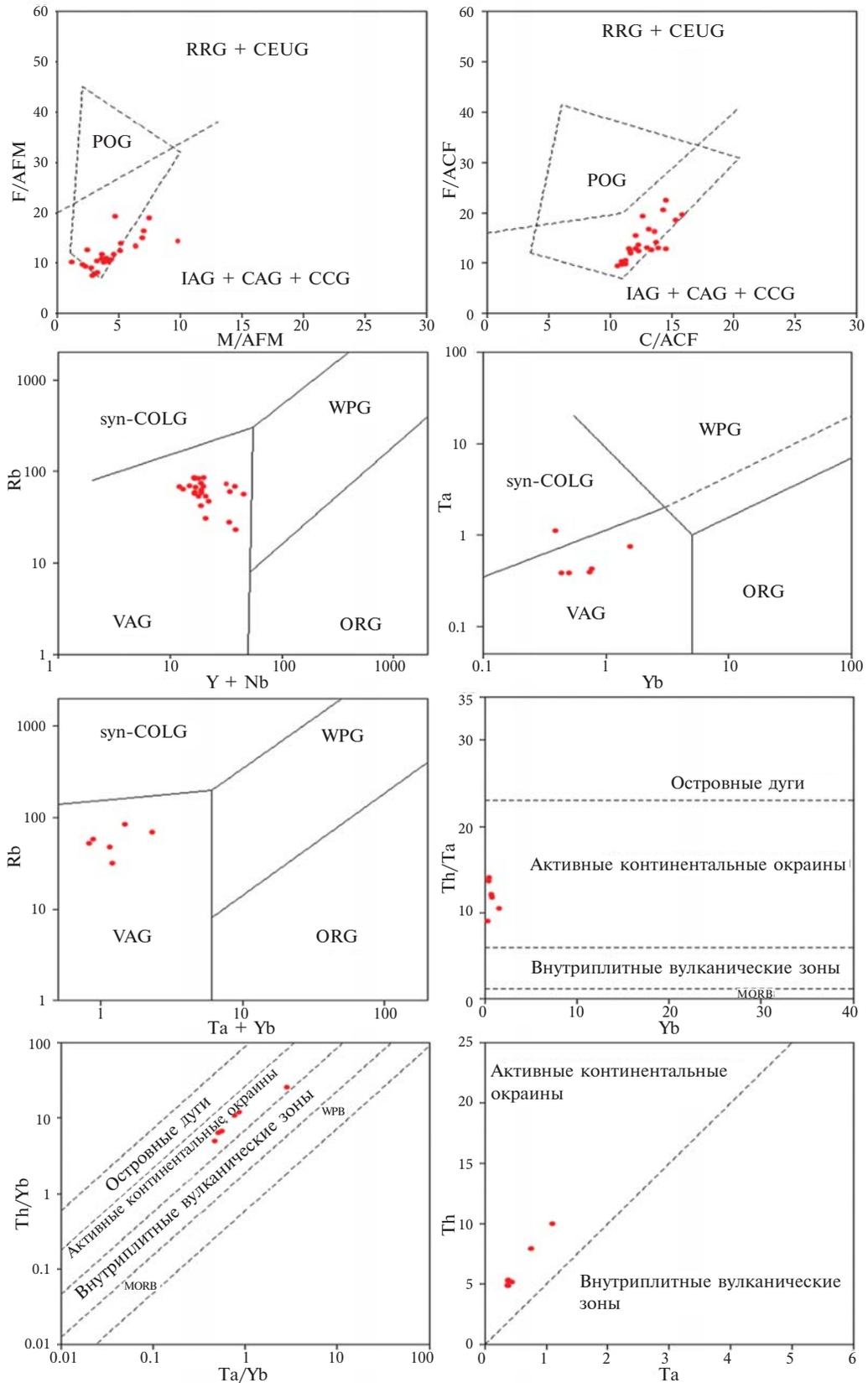


Рис. 6. Положение точек изученных вулканических пород Ахалкалакского плато на петрогенетических диаграммах для кислых магматических образований (Pearce et al., 1984; Maniar, Piccoli, 1989; Schandl, Gorton, 2002). MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – щелочные внутриплитные базальты; гранитоиды: CAG – континентальных вулканических дуг, CCG – зон континентальной коллизии, CEUG – континентального аплифта, IAG – островных дуг, ORG – океанических хребтов, POG – пост-орогенные, RRG – рифтогенные, syn-COLG – синколлизийные, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитные.

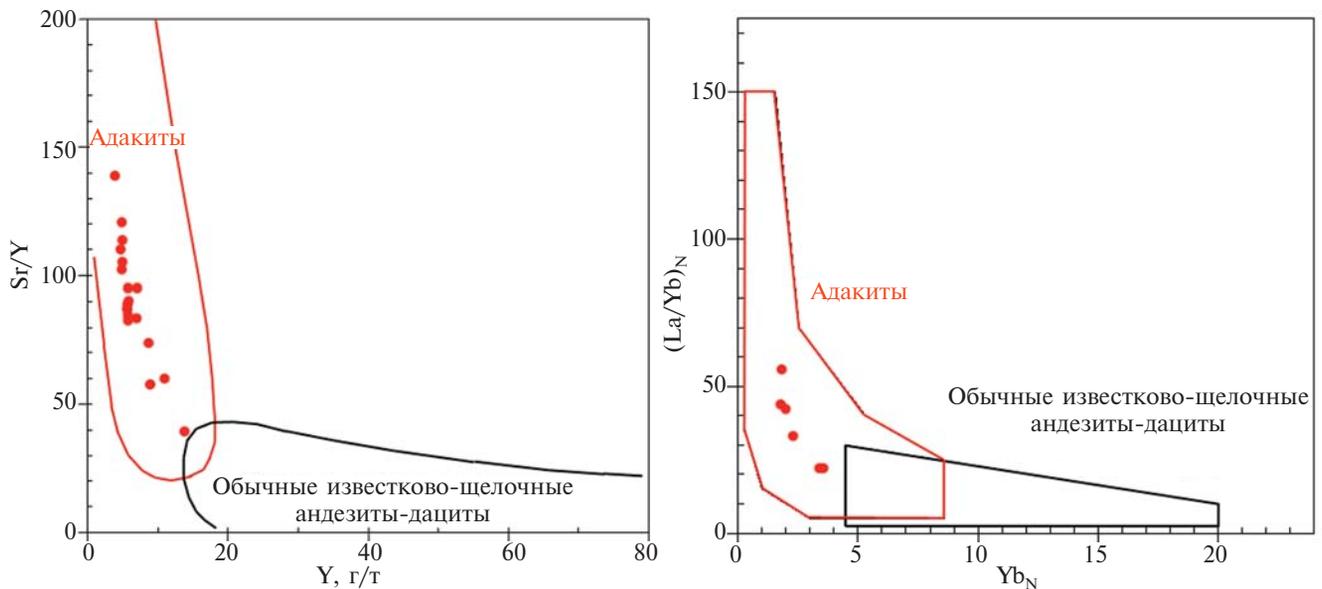


Рис. 7. Положение точек изученных дацитов Ахалкалакского плато на дискриминационных диаграммах для вулканитов адакитовой серии (Martin et al., 2005; Richards, Kerrich, 2007).

чертами адакитов, субдукция под этим регионом отсутствовала уже более 15 млн лет. Кроме того, достаточно сложно предполагать и молодой возраст океанической литосферы бассейна Неотетис, субдукция слэба которой под Малокавказскую континентальную окраину происходила ранее в течение десятков миллионов лет. Следовательно, классическая модель образования адакитовых магм (частичное плавление погружающегося «разогретого» молодого слэба в активной зоне субдукции) с учетом геотектонической обстановки на Малом Кавказе в плиоцене для дацитов Ахалкалакского плато выглядит не вполне соответствующей реальным геологическим условиям.

Для магматических пород с геохимическими чертами адакитов, известных в пределах современных зон континентальной коллизии, ранее также было предложено несколько петрогенетических моделей. Например, в качестве механизма образования миоценовых умеренно-кислых лав и интрузий Тибета обсуждалось частичное плавление нижнекоровых толщ, метаморфизованных и превращенных в гранатопы амфиболиты и эклогиты в условиях значительного увеличения общей мощности (~60 км) земной коры под этим регионом (Chung et al., 2003). Важным допущением в этой модели является предварительная деляминация и погружение в астеносферу утолщенной субконтинентальной литосферной мантии, что обеспечивает возможность

разогрева вышележащих коровых образований. Однако критическим условием для реализации данного механизма появления адакитовых магм является значительно увеличенная мощность земной коры (> 50 км), что, согласно геофизическим данным, в настоящее время не наблюдается в пределах Джавахетского нагорья.

Сходная модель была предложена в работе (Dufek, Bergantz, 2005), согласно которой разогрев нижней коры в пределах континентальных вулканических дуг может быть вызван внедрением в нее горячих астеносферных магм, при последующем частичном плавлении вмещающих амфиболитов, фракционировании и смешении расплавов. Иной механизм (как один из возможных вариантов) рассмотрен в статье (Defant, Kerpzhinskis, 2001), согласно которому появление адакитовых магм может происходить в астеносфере в результате частичного плавления остатков ранее погружавшегося в нее слэба в условиях интенсивного разогрева вмещающей мантии.

Однако в работе (Richards, Kerrich, 2007) было показано, что появление адакитовых расплавов в пределах континентальных вулканических поясов может быть объяснено обычной кристаллизационной дифференциацией (FC) родительских основных магм, генерируемых в верхних частях астеносферы и отвечающих по составу известково-щелочным и толеитовым базальтам с некоторой добавкой субдукционной компоненты. Геохимические черты

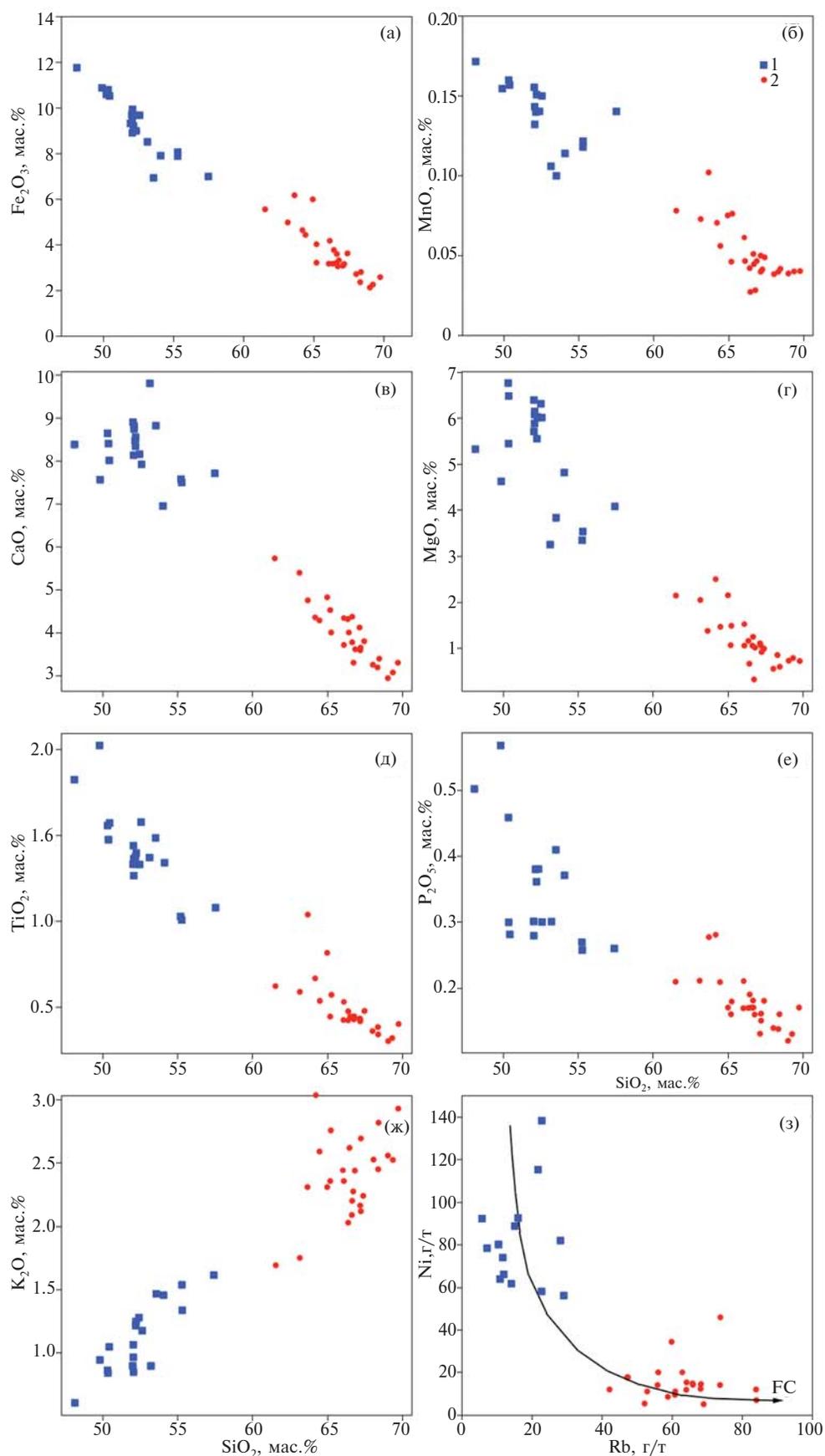


Рис. 8. Положение точек изученных вулканических пород Ахалкалакского плато на бинарных диаграммах Харкера. 1 – базальты и базальтовые андезиты I фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья (Лебедев и др., 2008а), 2 – плиоценовые дациты.

адакитов при этом могут появиться в остаточных средних–умеренно-кислых расплавах в процессе масштабного фракционирования роговой обманки и сфена из магмы при условии повышенного содержания в ней воды (≥ 2 мас.%). Последний фактор препятствует ранней кристаллизации *Pf* из расплава и, как следствие, удалению из него Sr и Eu.

На территории Ахалкалакского плато плиоценовый умеренно-кислый вулканизм имеет тесные пространственно-временные связи с проявлениями основного магматизма. Как показано выше, извержения дацитов с возрастом около 3.3 млн лет происходили всего лишь через ~200 тыс. лет после окончания I-ой фазы базальтового вулканизма (3.75–3.55 млн лет назад; Лебедев и др., 2008б). Последующая II фаза (3.2–3.0 млн лет назад; Лебедев и др., 2008б) также началась после небольшого перерыва (те же 200–100 тыс. лет) после образования дацитовых лав. При этом необходимо отметить, что основные вулканы Ахалкалакского плато, образовавшиеся в середине плиоцена (3.7–3.0 млн лет назад), обычно представлены известково-щелочными базальтами и базальтовыми андезитами, реже толеитовыми базальтами, существенно (от 20 до 40 раз) обогащенными LILE по сравнению с примитивной мантией. Напомним также, что в строении изученного нами конуса Карахана, сложенного преимущественно умеренно-кислыми лавами и пирокластическими образованиями, принимают участие и агломераты, состоящие из обломков основных лав и имеющие одинаковый с дацитами возраст (табл. 2).

На бинарных диаграммах, показывающих соотношение SiO_2 и главных породообразующих оксидов в изученных породах (рис. 8а–8ж), заметно, что точки дацитов часто формируют продолжения негативных/положительных линейных трендов, заданных точками базальтов и базальтовых андезитов I фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья. Очевидно, что подобные зависимости могут быть объяснены кристаллизационной дифференциацией (возможно, осложненной ассимиляцией корового материала – AFC) исходного материнского базальтового расплава с удалением из него ассоциации обычных породообразующих (*Ol*, *Px*, *Amp*) и аксессуарных (*Ti-Mag*, *Tin*, *Ap* и др.) минералов. В пользу предположения о том, что дацитовые магмы с геохимическими характеристиками адакитов могли

образоваться в результате фракционирования основных расплавов, свидетельствует и бинарная диаграмма на рис. 8з, на которой показано соотношение в изученных породах высоко несовместимого (Rb) и высоко совместимого (Ni) элементов. Известно (Keskin et al., 2012), что при ведущей роли FC-процессов в геохимической эволюции магматических расплавов точки пород на подобных диаграммах будут формировать гиперболический тренд (при доминировании процессов ассимиляции/смешения магм данные зависимости будут линейными). Очевидно, что на рис. 8з точки базальтов – базальтовых андезитов I-ой фазы основного вулканизма Ахалкалакского плато и изученных дацитов формируют криволинейный тренд, описываемый гиперболой. Следовательно, нельзя исключать того, что основные лавы с возрастом 3.75–3.55 млн лет и изверженные после них дациты с возрастом ~3.3 млн лет принадлежат к единой магматической серии, в петрогенезисе которой ведущая роль принадлежала FC-процессам.

На мультиэлементные спектры распределения (рис. 5) для сравнения нанесены данные одного из наиболее примитивных базальтов I-ой фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья (Лебедев и др., 2008а). На рис. 5а, где концентрации микроэлементов и REE нормированы по отношению к составу примитивной мантии, видно, что спектры изученных дацитов и базальта имеют в целом сходную форму с относительным обогащением умеренно-кислых лав LILE и Pb (до 5 раз) и комплементарным их обеднением P, Ti, MREE и HREE. При этом концентрации Nb, Ta, Sr, Zr и LREE в породах, контрастно отличающихся по содержанию SiO_2 , весьма близки. Если допустить, что основные породы и дациты являются производными одной и той же магматической системы, последние могут быть получены из базальтового расплава путем его FC с удалением в твердую фазу мафических породообразующих минералов (в первую очередь, *Amp* и пироксенов, преимущественно включающих в свою структуру MREE и HREE по сравнению с LREE), а также аксессуарных фаз (*Ap* и минералов титана). Отметим, что согласно результатам петрографического изучения пород Ахалкалакского плато (см. выше), *Amp* является основным мафическим минералом вкрапленников в большинстве лав, нередко в них присутствуют пироксены, а *Ap* преобладает среди аксессуарных фаз.

На спектре распределения REE с нормированием по отношению к хондритовому резервуару (рис. 5б) заметно слабое обогащение дацитов по отношению к базальтам LREE (La и Ce – до 1.5–2 раз) на фоне существенного обеднения MREE и HREE (до 5 раз). При этом степень обеднения дацитами HREE демонстрирует четкую обратную корреляцию с содержанием в них SiO_2 – наиболее деплецированными являются самые кислые разновидности лав. Наблюдаемое некоторое обогащение плиоценовых умеренно-кислых лав LREE при заметном их обеднении MREE и HREE по сравнению с базальтами, вполне объяснимо фракционированием из расплава *Amp* и пироксенов, а также акцессорных минералов титана (например, *Ti-Mag* или *Ttn*). Отсутствие в спектре отрицательной Eu-аномалии (рис. 5б) в совокупности с тождественной концентрацией Sr в базальтах и дацитах (рис. 5а) указывает на отсутствие среди кумулюсных фаз *Pl*. Как отмечалось в работе (Richards, Kerrich, 2007), это вполне возможно при условии наличия в материнской основной магме повышенного содержания воды (≥ 2 мас.%). Таким образом, оба мультиэлементных спектра (для микроэлементов и REE) показывают высокую степень вероятности того, что умеренно-кислые расплавы Ахалкалакского плато с геохимическими чертами адакитов могли возникнуть в результате обычной FC исходной базальтовой магмы с удалением из нее в твердую фазу ассоциации, состоящей из наблюдаемых в лавах мафических породообразующих и акцессорных минералов.

На Sr-Nd изотопной диаграмме (рис. 9) видно, что изученные дациты имеют близкие характеристики с другими молодыми магматическими образованиями из различных частей Малого Кавказа (Лебедев и др., 2003, 2007, 2012, 2013б, 2014, 2018б; Meliksetian, 2012; Бубнов и др., 2014; Neill et al., 2015), с которыми их точки формируют единое поле. При этом по изотопному составу Sr они фактически идентичны базальтам I-ой фазы основного вулканизма Джавахетского нагорья. Это является дополнительным доводом в пользу того, что умеренно-кислые лавы с геохимическими характеристиками адакитов могли образоваться из материнских базальтовых расплавов, немногим ранее извергавшихся на территории Ахалкалакского плато, путем эволюции их состава при ведущей роли FC-процессов.

Как и во многих других случаях при построении петрогенетических моделей для магматических систем, есть возможность рассматривать сложные варианты с различными многочисленными допущениями и ограничениями, проверка которых на соответствие реальной ситуации всегда будет затруднительной, или отдать предпочтение более простому варианту, наилучшим образом описывающему геохимические особенности эволюции расплавов и не требующему соблюдения нередко целой серии иногда противоречащих друг другу дополнительных условий. По нашему мнению, второй подход является более аргументированным. В случае дацитовых лав с геохимическими чертами адакитов, изверженными в пределах Ахалкалакского плато в середине плиоцена, мы предполагаем, что наилучшей моделью, корректно объясняющей их петрогенезис, является вариант, предложенный в работе (Richards, Kerrich, 2007), согласно которому умеренно-кислые расплавы могут формироваться на коровых уровнях в результате FC водонасыщенных материнских основных магм, состав которых отвечает известково-щелочным или толеитовым базальтам. Рассмотренные выше геохимические и изотопно-геохимические данные в совокупности показывают, что адакитовые характеристики плиоценовых дацитов Ахалкалакского плато вполне могут быть получены при фракционировании из расплава ассоциации обычных породообразующих минералов, в первую очередь *Amp* и пироксенов, при участии акцессорных фаз. Присутствие в магме заметных количеств воды, о чем свидетельствуют доминирование *Amp* среди фенокристов в лавах, геохимические метки наличия субдукционной компоненты (Nb-Ta минимум в мультиэлементных спектрах распределения, рис. 7а) и интенсивно проявленная эксплозивная вулканическая активность могли блокировать раннюю кристаллизацию из расплава *Pl* и удаление его в кумулюс. При реализации такого механизма эволюционирующий дацитовый расплав будет унаследовать многие характеристики материнского базальтового, в том числе высокие концентрации Sr и отсутствие Eu-аномалии в спектрах распределения REE.

Формирование дацитовых расплавов на коровых уровнях подразумевает возможность ассимиляции ими материала из вмещающих толщ. Однако близость изотопных меток материнских базальтов и дацитов (табл. 2, рис. 9)

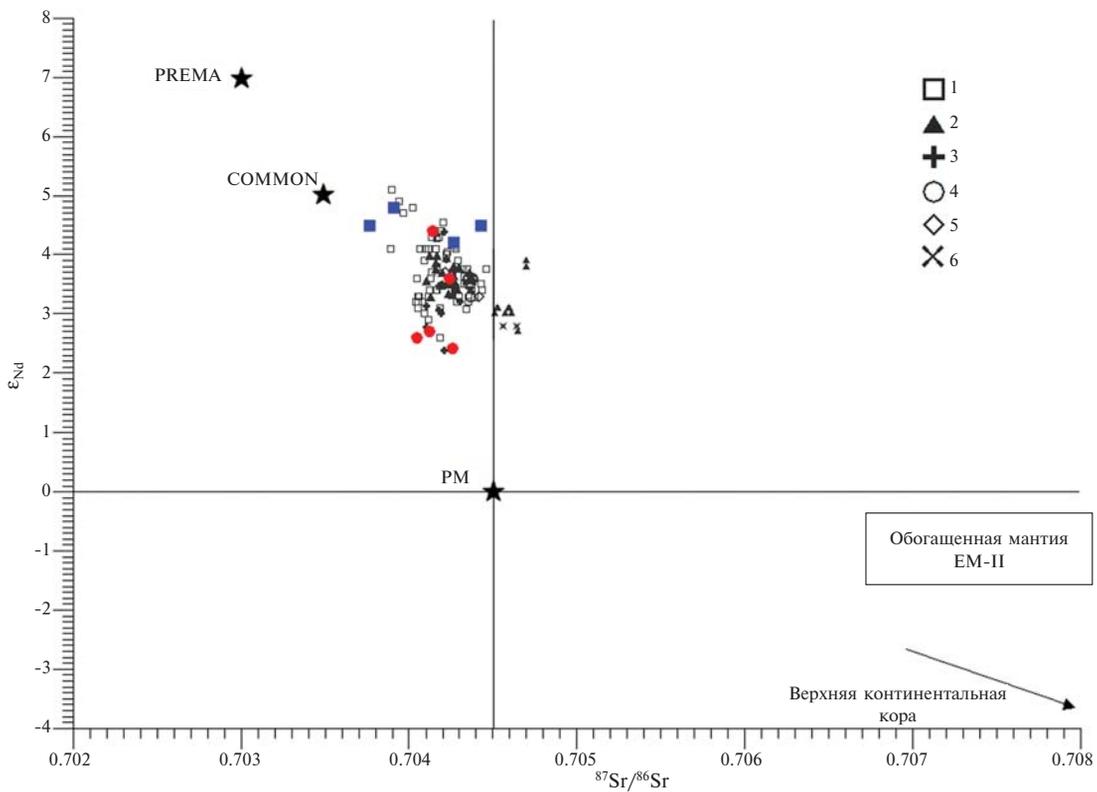


Рис. 9. Положение точек вулканических пород Ахалкалакского плато на Sr-Nd изотопной диаграмме. 1 – плиоценовые вулканиты Джавахетского нагорья (Лебедев и др., 2007; Neil et al., 2015), 2 – молодые вулканиты Гегамского нагорья, Армения (Лебедев и др., 2013б; Лебедев и др., 2018б), 3 – четвертичные лавы вулкана Арагац (Meliksetian, 2012), 4 – позднеплейстоценовые лавы вулкана Порак, Армения (Бубнов и др., 2014), 5 – позднемиоценовые вулканиты Эршуетского нагорья (Лебедев и др., 2012), 6 – позднемиоценовые щелочные габброиды Ахалцихского района (Лебедев и др., 2014). Остальные уловные обозначения – см. рис. 8.

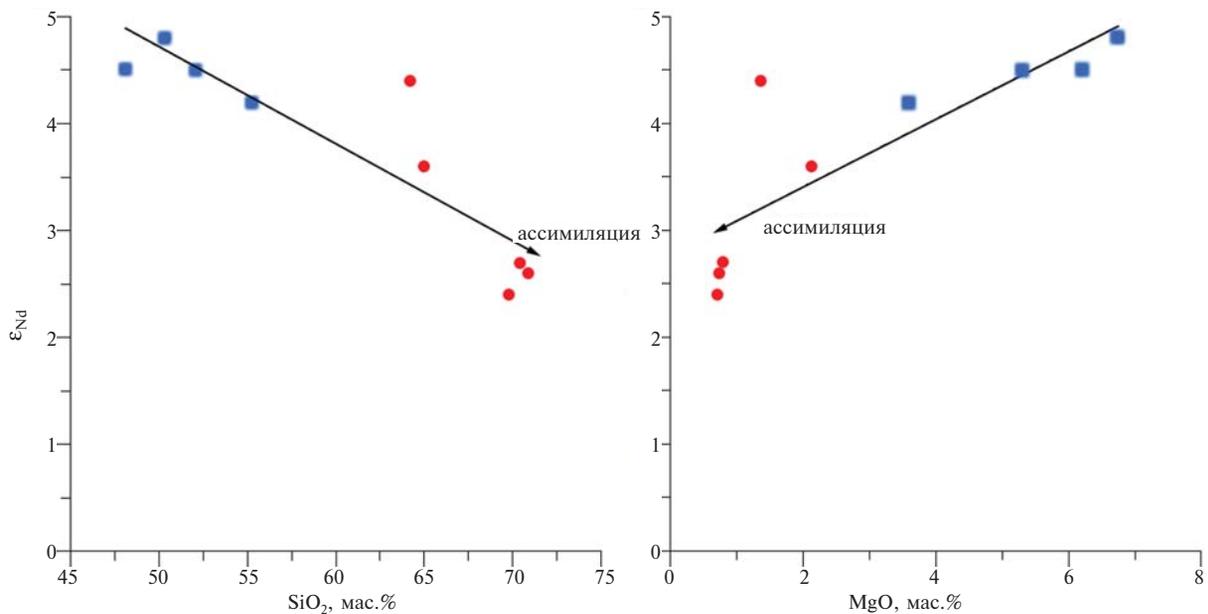


Рис. 10. Корреляция между изотопным составом Nd и содержанием SiO₂ и MgO в изученных породах. Условные обозначения – см. рис. 8.

существенно ограничивает роль этого процесса в петрогенезисе изученных умеренно-кислых вулканитов. Тем не менее данные по изотопному составу Nd для основных и дацитовых лав свидетельствуют, что коровая ассимиляция имела место, хотя и в очень ограниченном масштабе. Действительно, на рис. 10 видно, что между величиной параметра ϵ_{Nd} и содержанием SiO_2 в лавах (породах I-ой фазы основного вулканизма и дацитах) существует обратная корреляция и прямая — с содержанием в них MgO. Очевидно, что высокие содержания Sr и в материнских базальтах, и в дацитах препятствуют появлению аналогичных трендов для отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, на фоне, вероятно, незначительных объемов ассимилированного материала и, предположительно, существенно более низких концентраций в нем этого элемента. Другим аргументом в пользу ограниченного участия коровой ассимиляции в петрогенезисе изученных умеренно-кислых пород являются результаты изучения Sr-изотопной систематики во вкрапленниках трех образцов (2/99, 3/99 и 32/99; табл. 2). В случае дацита с пониженным содержанием SiO_2 (обр. 32/99) отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в основной массе породы и вкрапленниках *Pl* совпадает; для наиболее кислых разностей вулканитов (обр. 2/99 и 3/99) фенокристы (в первую очередь, *Pl*) имеют слегка более радиогенный состав. Это может свидетельствовать как о возможной контаминации расплавов коровым материалом, так и об участии процессов смешения магм в их петрогенезисе. Таким образом, полученные данные показывают, что процессы коровой ассимиляции внесли определенный вклад в формирование дацитовых расплавов, однако их роль была второстепенной.

Подводя итоги обсуждению, отметим, что в отношении изученных дацитов Ахалкалакского плато с геохимическими характеристиками адацитов, очевидно, неприменима «классическая» модель образования подобного типа пород, рассматривающая их появление как результат частичного плавления молодой погружающейся в зоне субдукции океанической коры. Данная модель, в первую очередь, противоречит геотектонической обстановке, сложившейся на Малом Кавказе в плиоцене: субдукция в регионе закончилась задолго до извержения дацитовых лав, наличие молодого (< 25 млн лет) «разогретого» слэба под регионом не подтверждается геофизическими данными. Нет весомых аргументов и в поль-

зу модели частичного плавления нижнекорового субстрата, так как отсутствуют главные условия для ее реализации: суммарная мощность земной коры должна превышать 50 км, а литосферная мантия — предварительно подвергнуться деляминации. Результаты геофизических исследований не предполагают такого строения литосферы в пределах рассматриваемого региона. Мы считаем, что имеющимся геологическим, геотектоническим и геофизическим данным лучше всего соответствует модель, предложенная в работе (Richards, Kerrich, 2007), согласно которой дациты с адацитовыми геохимическими характеристиками являются продуктами FC материнских известково-щелочных базальтовых магм с повышенным содержанием воды, при подчиненной роли ассимиляции корового материала. В пользу этого подхода свидетельствуют наблюдаемые тесные пространственно-временные связи дацитового и основного вулканизма в регионе, а также рассмотренные выше петрографические, петролого-геохимические и изотопно-геохимические геохимические характеристики изученных пород.

ВЫВОДЫ

Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали, что образование *Amp*-дацитовых лав и пирокластических образований, распространенных в пределах Ахалкалакского плато, произошло в середине плиоцена (3.28 ± 0.10 млн лет назад). В соответствии с ранее полученными данными (Лебедев и др., 2008б), этот кратковременный импульс вулканической активности имел место в промежутке между I (3.75–3.55 млн лет назад) и II (3.2–3.0 млн лет назад) фазами плиоцен-раннеплейстоценового основного магматизма, масштабно проявленного в пределах рассматриваемого региона. Установленные стратиграфические взаимоотношения между близкими по возрасту дацитами и базальтами хорошо согласуются с результатами бурения структурных скважин, проведенного в регионе в середине XX столетия (Джиганури и др., 1963).

Изученные плиоценовые *Amp*-дациты имеют неординарные для постколлизийных вулканических образований петролого-геохимические черты, свойственные вулканитам адацитового ряда. Комплексный анализ совокупности полученных петрографических, петролого-геохимических и изотопных дан-

ных, а также сопоставление различных, ранее предложенных петрогенетических моделей образования адакитовых магм в современных коллизионных зонах показывает, что наиболее адекватным механизмом, описывающим происхождение дацитовых лав Ахалкалакского плато, является подход, предложенный в работе (Richards, Kerrich, 2007). Он предполагает, что в геотектонических условиях поздней стадии континентальной коллизии подобные специфические расплавы могли образоваться из водонасыщенных материнских известково-щелочных базальтовых магм (скорее всего, изверженных в I фазу основного вулканизма региона, завершившуюся ~200 тыс. лет ранее), в результате обычной FC с удалением в кумулюсную фазу *Amp* и пироксенов, а также аксессуарных фаз (*Ap*, *Ttn*, *Ti-Mag*). При этом присутствие в магме заметных количеств воды препятствовало фракционированию из нее *Pl*. Ассимиляция корового вещества формирующимися остаточными расплавами хотя и имела место, но играла незначительную роль в петрогенезисе дацитов.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН I.15.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., и др.* Потенциально активный неовулканический центр Порак (Малый Кавказ, Армения): особенности состава лав и источники расплавов // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 1. С. 73–79.
- Джиганури Д.Г.* Южно-Грузинское нагорье // Грузия в антропогене. Тбилиси: Сакартвело, 1991. С. 91–125.
- Джиганури Д.Г., Торозов Р.И., Гиорганашвили М.С., и др.* Геологическое описание листа К-38-87-Б и результаты бурения структурных скважин // Отчет Джавахетской ГСП по работам 1962 г. Тбилиси, Геологическое управление при Совете министров ГрССР, 1963. Т. 1. 328 с.
- Джиганури Д.Г., Махнашвили У.Г., Цагуришвили А.П., и др.* Геологическое описание Джавахетского нагорья – юго-восточная часть Ахалкалакского плато и Джавахетский хребет // Отчет Джавахетской ГСП по работам 1965–1966 гг. Тбилиси, Геологическое управление при Совете министров ГрССР, 1968. Т.1. 495 с.
- Дзоценидзе Н.М., Кулошвили С.М.* Тематический отчет: Сейсмоструктурное строение центральной части Артино-Болнисской глыбы (Джавахетское нагорье) в связи с изысканием предвестников землетрясений. Тбилиси: ГИН АН ГрССР, 1975. 180 с.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., и др.* Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К-Аг геохронологические и Sr-Nd изотопные данные // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 6. С. 802–808.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., и др.* Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 96–115.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., и др.* Геохронология и особенности генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Аг и Sr-Nd изотопные данные // Геохимия. 2007. № 3. С. 243–258.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 1: Западная часть Джавахетского нагорья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008а. Т. 16. № 2. С. 104–126.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т.* Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. С. 101–123.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашакидзе Г.Т., и др.* Геохронология миоценового вулканизма северной части Малого Кавказа // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 1. С. 67–72.
- Лебедев В.А., Волков В.Н., Чернышев И.В., Сагателян А.К.* Пространственная миграция магматизма в пределах Кавказского сегмента Альпийского пояса в раннем неогене в условиях смены геотектонической обстановки: изотопно-геохронологические данные // Докл. АН. 2013а. Т. 448. № 5. С. 576–582.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., и др.* Геохронология, изотопные Sr-Nd характеристики и происхождение четвертичных вулканитов Гегамского нагорья (Малый Кавказ, Армения) // Вулканология и сейсмология. 2013б. № 3. С. 25–53.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашакидзе Г.Т., и др.* Возраст и происхождение миоценовых интрузий габброидов северной части Малого Кавказа // Петрология. 2014. Т. 22. № 6. С. 563–579.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т., и др.* Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав 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 АФС-процессов в петрогенезисе магм // Вулканология и сейсмология. 2018б. № 5. С. 18–42.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И.* Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (Восточная Турция): пример

- постколлизийной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу // *Петрология*. 2018в. Т. 26. № 5. С. 486–510.
- Майсурадзе Г.М.* Антропоген Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 51 с.
- Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И.* Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья // *Тр. Геологического института Грузии им. А. Джанелидзе*. Нов. Серия. 1999. Вып. 114. С. 220–228.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
- Схиртладзе Н.Н.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1958. 368 с.
- Тутберидзе Б.Д.* Геология и петрология Альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента. Тбилиси: Изд-во Тбилисского университета, 2004. 340 с.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
- Bewick S.* Deciphering the tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism: PhD thesis. The Open University of London, 2016. 261 p.
- Boynnton W.V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Calvo-Rathert M., Goguitchaichvili A., Bogalo M.-F., et al.* A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus) // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2011. V. 187. P. 212–224.
- 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. doi: 10.1038/347662a0.
- Defant M.J., Kepezhinskas P.* Evidence suggests slab melting in arc magmas // *Eos*. 2001. V. 82. № 6. P. 65–69. doi:10.1029/01EO00038.
- Dufek J., Bergantz G.W.* Lower crustal magma genesis and preservation: A stochastic framework for the evaluation of basalt-crust interaction // *J. Petrol.* 2005. V. 46. P. 2167–2195.
- Gabunia L., Vekua A.* Plio-Pleistocene hominid from Dmanisi, East Georgia, Caucasus // *Nature*. 1995. V. 373. P. 509–512.
- Garcia T., Feraud G., Falgueres C., et al.* Earliest human remains in Eurasia: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Dmanisi hominid-bearing levels, Georgia // *Quaternary Geochronology*. 2010. V. 5. P. 443–451.
- 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 исследований // *Вулканология и сейсмология*. 2012. № 6. С. 43–70.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discriminations of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., et al.* An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 1–24. doi:10.1016/j.lithos.2004.04.048.
- Meliksetian Kh.* The geochemistry of volcanic series of Aragats province // *Proceedings of National Academy of Sciences of Armenia*. Series of Earth Sciences. 2012. V. 65. № 3. P. 34–59.
- Messenger E., Belmecheri S., Von Grafenstein U., et al.* Late Quaternary record of the vegetation and catchment-related changes from Lake Paravani (Javakheti, South Caucasus) // *Quaternary Science Reviews*. 2013. V. 77. P. 125–140.
- Neill I., Meliksetian K., Allen M.B., et al.* Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // *Lithos*. 2013. V. 180–181. P. 200–215. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.005.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B., et al.* Petrogenesis of mafic collision zone magmatism: The Armenian sector of the Turkish–Iranian Plateau // *Chem. Geol.* 2015. V. 403. P. 24–41.
- 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.
- 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.
- Rickwood P.C.* Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. V. 22. P. 247–263.
- 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 // *Magmatism in Ocean Basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V., et al.* Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // *Quat. Int.* 2016. V. 420. P. 178–198.

THE ORIGIN OF ADAKITE-LIKE MAGMAS IN THE MODERN CONTINENTAL COLLISION ZONE: EVIDENCE FROM PLIOCENE DACITIC VOLCANISM OF THE AKHALKALAKI LAVA PLATEAU (JAVAKHETI HIGHLAND, LESSER CAUCASUS)

V.A. Lebedev^{1, *}, G.T. Vashakidze², A.V. Parfenov¹, A.I. Yakushev¹

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences
Moscow, 119017, Russia*

² *A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakishvili Tbilisi State University
Tbilisi 0186, Republic of Georgia*

*E-mail: leb@igem.ru

The paper reports the isotope-geochronological and petrological-geochemical studies of the Pliocene moderately-acid volcanism of the Akhalkalaki Plateau in the central part of the Lesser Caucasus (Javakheti highland, Georgia). K-Ar dating showed that young dacitic lavas and pyroclastic rocks were formed in the Mid-Pliocene (3.28 ± 0.10 Ma) in relation with the explosive–effusive eruptions of small composite volcanic cones and formation of minor extrusive domes confined mainly to the eastern margin of the region. Isotope-geochronological data in the combination with results of structural drilling indicate that the considered short-term pulse of the volcanic activity occurred during a short gap between two phases of the Pliocene–Early Pleistocene mafic magmatism widespread within the Akhalkalaki plateau. The studied Pliocene dacites were erupted at the post-collisional stage of the evolution of the Lesser Caucasus, but bear petrological-geochemical affinity of adakitic series. They are characterized by the steady presence of amphibole phenocrysts, the elevated contents of Sr, Ba, LILE and the lowered contents of Y, Nb, Ta, and HREE, and have depleted Sr isotopic composition ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.7045$). Analysis of petrogenetic models earlier proposed to explain the generation of adakite-like magmas in the modern collision zones showed that the origin of the Pliocene dacitic lavas of the Akhalkalaki plateau is best described by the crystallization differentiation of watersaturated calc-alkaline basaltic melts with removal of common mafic rock-forming minerals (first of all, amphibole and pyroxene) and accessory phases (apatite, titanite, Ti-magnetite) as cumulus minerals. Crustal assimilation of evolved magmas only insignificantly contributed to the petrogenesis of the dacites.

Keywords: young volcanism, adakite, geochronology, petrogenesis, Lesser Caucasus, Javakheti highland, Akhalkalaki Plateau, Georgia

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273327-351>