

УДК 552.313 : 550.93 (479)

А. Т. АСЛАНЯН, Г. П. БАГДАСАРЯН, Л. К. ГАБУНИЯ, М. М. РУБИНШТЕЙН,
Н. И. СХИРТЛАДЗЕ

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЕ ВОЗРАСТЫ НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГРУЗИНСКОЙ ССР, АРМЯНСКОЙ ССР И ЧАСТИ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

На основе обобщения материала изотопно-геохронологических исследований (преимущественно калий-аргоновым методом), с учетом имеющихся немногочисленных биостратиграфических данных приведено возрастное расчленение неогеновых вулканогенных образований территории Армянской ССР и сопредельных с нею районов Грузии и Нахичеванской АССР.

Выделяются следующие главные хроностратиграфические группы с значениями абсолютного возраста (в млн. лет): 1) 23,2—21,2; 2) 17,6—16,3; 3) 13,2—12,7; 4) 5,2—4,8; 5) 3,75—3,6; 6) 2,3—2,2. Методом треков осколков деления ядер урана определен возраст ряда молодых перлитовых куполов территории Армянской ССР; получены результаты (в тыс. лет): 1720, 1200, 640, 610, 510, 400, 320, 300.

1. Неогеновые вулканогенные образования Грузии¹

На территории Южной Грузии неогеновые вулканогенные образования покрывают значительные площади. Начинаясь на западе, в районе Арсианского хребта, они довольно широкой полосой простираются на восток и, слагая Эрушетскую высокогорную область, переходят в Джавахетское нагорье и далее к юго-востоку на территорию Армянской ССР.

Следует сначала же отметить, что стратиграфическое расчленение неогеновых вулканогенных толщ связано здесь с немалыми трудностями. В значительной своей части эти продукты вулканизма относятся к континентальным образованиям (преимущественно отложения небольших замкнутых водоемов), обычно весьма бедным важными для стратиграфии ископаемыми остатками органических форм. Вопрос осложняется еще тем, что в пределах Закавказья нигде не найдены фаунистически охарактеризованные морские отложения, фациально замещающие эти эффузивы. Поэтому неудивительно, что в геологической литературе до сих пор существуют разногласия по вопросу о возрасте вулканитов Южной Грузии. Не задерживаясь здесь на этих достаточно хорошо известных разногласиях, перейдем к изложению фактического материала.

Вулканогенно-осадочная толща, развитая в районе Арсианского хребта, у Годердзского перевала, впервые была описана Н. В. Палиби-

¹ Авторы раздела: Л. К. Габуня, М. М. Рубинштейн, Н. И. Схиртладзе.

ным [26], датировавшим ее на основании хорошо сохранившихся ископаемых остатков флоры нижним плиоценом. В 1933 г. Б. Ф. Мефферт [25] разделил эти образования на две части — нижнюю, представляющую туфообломочные накопления, и верхнюю, состоящую из лавовых покровов. Первую из них он отнес к плиоцену, вторую же — к четвертичному времени. Тогда же он отметил, что к востоку от Годердзи, в бассейне р. Уравели, в районе с. Кисатиби, развиты отложения, которые могут рассматриваться в качестве стратиграфического и возрастного аналога годердзской свиты.

Это мнение Б. Ф. Мефферта было полностью подтверждено последующими работами. Поэтому туфообломочные образования Годердзского перевала и Ахалцихской депрессии, описываемые под названием «годердзской свиты», и аналогичные им образования, развитые в окрестностях с. Кисатиби и смежных с ним районах и выделяемые нередко в «кисатибскую свиту», нами рассматриваются в виде одной фациально изменчивой годердзской свиты. Приведем ряд характерных разрезов годердзской свиты с указанием мощностей и номеров отобранных для определения абсолютного возраста образцов.

Разрез в районе Годердзского перевала (по р. Дзиндза) имеет следующий характер: в самом русле реки на туфобрекчиях среднего эоцена с большим угловым несогласием залегают светлые вулканические туфы, туфобрекчии и конгломераты запутанного напластования. В восходящем разрезе можно различить следующие пачки.

1. Смешанные псаммитовые туфы с линзами конгломератов и покровами базальта. Мощность — 50 м.

2. Крупногалечный конгломерат и прочно сцементированные псаммитовые смешанные туфы, пепловые туфы с флорой; в некоторых участках грубообломочные туфобрекчии (обр. № 3833, табл. I, пор. № 1; 9,8 млн. лет.). Пачки туфобрекчий и пепловые туфы и чередование псаммитовых литокластических туфов, туфоконгломератов и брекчий. Мощность — 340 м.

3. Мощные пачки туфобрекчий, туфоконгломератов и пепловых туфов. Мощность — 250 м.

Выше следуют мощные (около 300 м) покровы андезитов, андезитобазальтов (табл. I, пор. № 2, обр. № 3834; 9,4 млн. лет), перекрывающих описанные туфообломочные образования. Покровы занимают водораздельный хребет между Аджарисцкали и Кваблиани.

Общая мощность годердзской свиты здесь равна 900—1100 м.

Как уже отмечалось, на Годердзском перевале И. В. Палибининым была собрана богатая флора. Анализируя ее, он писал, что изученные им формы «ископаемого леса» указывают на близость годердзской флоры к третичной флоре Западной Европы [26]. Эта флора содержит формы, свойственные Северной Америке и Канарским островам, а также некоторые азиатские и чисто европейские виды. Подобная комбинация флористических элементов характерна, по его мнению, для позднемiocеновых и плиоценовых комплексов Германии, Австрии, Италии и особенно для раннеплиоценовой флоры Центрального массива Франции.

В другой же публикации, посвященной флоре годердзской свиты [27], он уже с большей уверенностью говорит о ее плиоценовом возрасте. Несколько иного взгляда о геологическом возрасте годердзской флоры придерживается М. Д. Узнадзе [37, 38]. Ввиду своего субтропического характера флора Годердзи стоит, по ее мнению, ближе к некоторым олигоценным и раннемиоценовым флорам Европы. Но более южное расположение Грузии заставляет думать, что она могла развиваться здесь и в среднем миоцене. Впрочем, в одной из новейших публикаций этого автора [39] приводятся уже данные в пользу сарматского возраста годердзской флоры.

Характерный разрез годердзской свиты представлен в ущелье р. Уравели, в районе Кисатибского диатомитового месторождения, где в восходящем разрезе выделяются:

1. Долеритовые лавы (обр. № 3849, табл. 1, пор. № 8; 9,5 млн. лет), перекрывающие верхнеэоценовые песчано-глинистые отложения. Мощность—50 м.

2. Слабослоистые пепловые туфы, крупно- и мелкообломочные вулканические брекчии андезитового состава (обр. № 3850, табл. 1, пор. № 9; 9,25 млн. лет). Мощность—250 м.

3. Покров оливинового базальта (обр. № 3851, табл. 1, пор. № 10; 9,1 млн. лет). Мощность—30 м.

4. Слоистые пепловые туфы, туфобрекчии, линзы конгломератов и диатомита с покровами андезит-базальта (обр. № 3852, табл. 1, пор. № 11; 9,0 млн. лет). Мощность—350 м.

5. Роговообманковые андезито-дациты р. Ульва (обр. № 3853, табл. 1, пор. № 12; 8,35 млн. лет), перекрывающие туфы диатомитовой толщи.

Здесь в пластах диатомита были обнаружены ископаемые остатки лягушки (*Rana*), отнесенные В. В. Богачевым [9] к плиоцену, а А. И. Рябининым [33]—к нижнему миоцену. Отсюда же происходят небольшая фауна рыб [10, 11] и ископаемая морская ласточка [40, 33, 34], согласующиеся, скорее, с плиоценовым возрастом содержащих их отложений. В кисатибских диатомитах были найдены также остатки какого-то относительно позднего гиппариона (*Hipparion*), указывающего, по мнению Л. К. Габуния [14], на соответственно молодой, возможно, нижнеплиоценовый возраст этих диатомитов.

Изолированные зубы гиппариона были обнаружены, кроме того, в низах годердзской свиты окрестностей сел. Саро [16]. Исследование этих зубов показало, что они очень похожи на зубы позднесарматского или раннеэоцического гиппариона из Удабно (Восточная Грузия), что позволяет датировать низы годердзской свиты приблизительно верхами сармата.

Как известно, из пластов диатомита в разное время были описаны хорошей сохранности растительные остатки, вопрос о возрасте которых до сих пор остается, однако, неясным. В. В. Богачев [9] считал кисатибскую флору близкой к современной, но датировал ее плиоценом. А. Н. Криштофович [21], считая эту флору доплиоценовой, находил

возможным относить ее даже к олигоцену. И. В. Палибин [28] указал на присутствие в составе кисатибской флоры явно раннеплиоценового *Osmunda st. rozzi* Clavé. Остальные виды, по его мнению, частью плиоценовые, частью тождественные с современными лесными формами Закавказья. М. Д. Узнадзе [38] указала на близкое сходство рассматриваемой ископаемой флоры с некоторыми плиоценовыми флористическими комплексами Западной Европы, что позволило ей датировать кисатибскую флору плиоценом. Вместе с тем интересно отметить, что М. Д. Узнадзе при сравнении кисатибской флоры с гюдердзской видит полное их различие, тогда как И. В. Палибин развивает мысль о преемственности кисатибской флоры от гюдердзской. В. С. Порецким в кисатибских диатомитах была обнаружена богатая диатомовая флора [28], указывающая, скорее всего, на их плиоценовый возраст.

К востоку от этих мест, в районе с. Хертвиси и выше, вдоль ущелья р. Куры, литологический характер гюдердзской свиты заметно меняется. Здесь в строении свиты принимают участие риолитовые лавы, андезитовые пирокласты и такого же состава лавы, а основные лавы—долеритовые—отсутствуют вовсе.

В частности, в районе Хертвиси наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Красные верхнемеловые (туронские) известняки.

2. Риолитовые лавы (обр. № 3843, табл. I, пор. № 3; 9,1 млн. лет) и обсидианы, мощностью 150 м.

3. Слабослоистые пепловые андезитовые туфы и туфобрекчии (обр. № 3844, табл. I, пор. № 4; 8,3 млн. лет) с покровом андезита. Общая мощность—150 м.

4. Мелко- и крупнообломочные брекчии и слабослоистые пепловые андезитовые туфы с покровом андезито-базальта (обр. № 3845, табл. I, пор. № 5; 7,8 млн. лет). Мощность—200 м.

5. Пепловые туфы и туфобрекчии андезитового состава (обр. № 3846, табл. I, пор. № 6; 7,4 млн. лет), несогласно перекрывающиеся долеритами Ахалкалакского плато. Мощность—200 м.

Сопоставление приведенных разрезов позволяет заключить, что гюдердзская свита во всех районах своего развития имеет в целом одинаковый литологический состав. Всюду в низах свиты появляются, иногда наряду со средними и кислыми пирокластолитами, основные—долеритовые лавы, которые по простиранию часто выклиниваются и фациально замещаются средними и кислыми пирокластолитами и лавами. Основные лавы, если они вообще представлены, приурочены только к низам свиты, а в верхних ее частях совершенно отсутствуют. Средняя и верхняя части свиты имеют сходный характер—здесь представлены преимущественно кислые пирокластолиты, перекрытые сверху мощными андезито-дацитовыми и дацитовыми покровами.

Из вышесказанного в достаточной мере явствует, что существующий палеонтологический материал не дает пока вполне определенного ответа на вопрос о возрасте вулканогенных образований гюдердзской свиты.

Тем не менее, нельзя не отметить, что большинство исследователей склоняется в пользу их датирования верхним миоценом и плиоценом. При этом наиболее надежными, пожалуй, представляются данные по гиппарионам, известным как из диатомитов Кисатиби [14], так и из туфогенных песчаников Саро, принадлежащих к низам годердзской свиты [15, 16], Кисатибский *Hipparion* несомненно относится к группе относительно поздних гиппарионов, характеризующихся сочетанием слабой складчатости эмали с коротким протоконом овальной формы. Такие гиппарионы нам не известны из сармата и мзотиса. В то же время он заметно отличается и от позднейших гиппарионов группы *H. houfense* (верхний плиоцен). Поэтому мы склонны относить его, скорее всего, к понту. Что же касается гиппариона из Саро, то его близость к *H. gurdzisi* дает основание для датирования соответствующего горизонта годердзской свиты самыми верхами сармата или низами мзотиса [16].

Существовавшие среди палеонтологов разногласия в определении возрастных пределов годердзской свиты не могли не найти отражения в геолого-стратиграфических исследованиях. Так, если Б. Ф. Мефферт [25], С. И. Лукашевич и В. А. Страхов [24], С. С. Кузнецов [22], А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян [36] рассматривали годердзскую свиту как плиоценовое образование, а Л. К. Леонтьев и В. Е. Хаин [23] — миоплиоценовое, то К. Н. Паффенгольц [30, 31] допускал ее олигоценовый возраст. По мнению же П. Д. Гамкрелидзе [19], стратиграфическими рубежами годердзской свиты служат низы среднего миоцена и верхи нижнего плиоцена.

Вопрос о возрасте вулканогенных образований годердзской свиты был подробно освещен Н. И. Схиртладзе [35], предложившим следующий путь его решения. Исходя из того, что взрывные продукты, извергаемые из какого-либо центра извержения, могут отлагаться не только на суше, но также, в ряде случаев, в водных, в том числе и морских бассейнах, если эти водоемы находятся в пределах досягаемости тонких продуктов извержения, автор справедливо допускает такую возможность и для случая извержений, имевших место при образовании годердзской свиты. Ставя вопрос о том, в каких морских отложениях можно искать аналоги годердзской свиты, он указывает, прежде всего, на несогласное налегание этой свиты на палеогеновые, в том числе олигоценовые отложения, полностью исключаящие из поля наших исследований осадочные образования домиоценового возраста. Что же касается морского миоцена, пользующегося широким распространением на территории Грузии и представленного всюду нормальными терригенными отложениями, то впервые лишь в его верхах встречается вулканический материал (в виде вулканического пепла). В частности, прослойки вулканического пепла попадают в верхах среднего сармата, в верхнем сармате, мзотисе и, возможно, понте. Эти пеплы обнаруживают полное сходство с вулканогенными континентальными образованиями Южной Грузии. Примечательно, кроме того, что число выходов и мощности их увеличиваются в северо-западном и западном направлениях — в сторону района развития годердзской свиты. Таким образом, стано-

вится очевидным, что рассматриваемые пеплы были привнесены ветром из Южно-Грузинского вулканического района, а если это так, то получается, по мнению Н. И. Схиртладзе, что возраст годердзской свиты не может быть древнее среднего сармата. Поскольку же аналоги этой свиты встречаются в верхнем сармате и в мэотис-понте, нужно думать, что она образована не сразу одним приемом вулканической деятельности, а в результате многократных вулканических извержений. Следовательно, ее верхний возрастной предел определяется концом мэотиса или началом понта. Такое допущение подтверждается также тем, что в стратиграфическом разрезе выше мэотиса-понта нигде в Грузии до акчагыла пеплы и другие подобные пирокластиты не встречаются.

До сих пор нет полного единства мнений также по вопросу о геологическом возрасте вулканогенно-обломочной толщи Приереванского района, рассматриваемой в качестве близкого аналога годердзской свиты. А. Т. Асланян [1], изучавший геологическое строение Приереванского района, доказывал верхнемиоценовый или сарматский возраст низов этой толщи. Автор убедительно показал, что осадочная соленосная толща, которая К. И. Паффенгольцем датировалась олигоценом, а В. В. Богачевым миоценом, подстилается, фациально замещается и перекрывается различными членами вулканогенного комплекса Вохчабердского района и является возрастным эквивалентом низов его. Вместе с тем весь этот комплекс трансгрессивно залегает на отложениях олигоцена и среднего миоцена. В пользу сарматского возраста соленосной толщи свидетельствуют, по его мнению, как некоторые фаунистические (В. В. Богачев, А. А. Габриелян, Л. М. Радопуло), так и флористические (И. В. Палибин) данные. Однако в более поздних исследованиях (А. А. Габриелян, [12], Н. В. Думитрашко и С. П. Бальян, [20]) отчетливо проявилась тенденция заметного омоложения вохчабердской толщи. Доказывалось, в частности, что эта толща несогласно налетает на размытую поверхность фаунистически охарактеризованных верхнесарматских отложений и что ее следует отнести к нижнему и среднему плиоцену. Как мы видим, ни одна из этих геологических датировок не отвечает полностью возрастным рубежам, предложенным для годердзской свиты, а, следовательно, и допущению о точном соответствии ей вохчабердской толщи.

Попытаемся теперь выяснить, в какой мере согласуются сведения о геологическом возрасте годердзских и вохчабердских вулканогенных образований с новейшими данными радиометрии.

Уже в работе Л. К. Габуния и М. М. Рубинштейна¹ были приведены для липарито-дацитов нижнего горизонта годердзской свиты, откуда происходит *H. cf. garedzicium* из Саро, значения абсолютного возраста 10,6, 10,1 и 8,3 млн. лет (вычислены по константе распада $\lambda_k = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$), послужившие основанием для определения его возраста примерно в 9,6 млн. лет. Ряд новых измерений абсолютного возраста вулканических пород годердзской свиты (табл. 1), выполненных в Лаборатории радиометрии Института геологических наук АН Арм.

¹ «Геологический сборник», т. 28, № 2. Братислава, 1977.

СССР, дополняет и несколько уточняет ранее полученные сведения. Судя по этим новым данным, для нижней части гюдердзской свиты более приемлемым представляется значение абсолютного возраста 9 млн. лет, что, впрочем, не противоречит также ее отнесению к самым верхам сармата или низам мэотиса, подтверждаемому находкой остатков *Hipparion*, близкого к гюдердзскому гиппариону.

Не исключено, что заметно меньшие значения абс. возраста, полученные для риолитовых лав и туфобрекчий верхнего горизонта гюдердзской свиты (~8 млн. лет), приблизительно отражают реальное соотношение возрастов нижнего и верхнего отделов гюдердзской свиты. С таким его толкованием согласуются данные об относительно позднем гиппарионе из кисатибских диатомитов, указывающие на мэотический или раннепонтический возраст вмещающих пород.

Обращаясь к вохчабердской толще Армении, мы должны признать, что, если судить по данным радиометрического возраста (табл. 2), она не может служить полным аналогом гюдердзской свиты. Может правильнее говорить о ее частичном соответствии верхнему горизонту этой свиты? Сведения о стратиграфическом положении этой толщи, по-видимому, не противоречат такому допущению.

Наконец, диатомиты Нурнуса также не могут быть сопоставлены с кисатибскими диатомитами. Как известно, из Нурнуса давно указывается небольшой комплекс ископаемых млекопитающих, в составе которого отмечены *Lepus sp.*, *Gerbillus sp.*, *Mustela filholi*, *Putorius sp.*, *Hipparion sp.*, *Equus sp.*, *Dicerorhinus etruscus* и *Tragocerus sp.* [10]. К сожалению, однако, ревизия коллекции нурнусских млекопитающих не представлялась возможной, так как значительная ее часть была окончательно утеряна. В Палеонтологическом музее АН СССР сохранился лишь ряд изолированных зубов нурнусского гиппариона, вкратце описанных одним из нас [15]. Этот материал содержит также один нижний премоляр лошади, который, как выясняется теперь, был ошибочно отнесен к нурнусскому комплексу, послужив основанием для его отнесения к самым верхам плиоцена. Недавно В. И. Жегалло, любезно согласившись помочь нам, не без труда отыскал эту коллекцию и установил, что зуб лошади происходит, на самом деле, не из Нурнуса, а из Курсеби (Западная Грузия). Выяснилось, таким образом, что у нас нет достаточных оснований допускать здесь сосуществование *Hipparion* и *Equus*, а, следовательно, и сильно омолаживать нурнусскую фауну.

Однако такие особенности нурнусского *Hipparion*, как слабоскладчатая эмаль верхних коренных и относительно мелкая наружная доля нижних, все же указывают на его принадлежность к группе относительно поздних, средне-или позднеплиоценовых гиппарионов.

Присутствие же в Нурнусе какого-то, по-видимому, позднего носорога, свидетельствует, быть может, скорее в пользу позднекимерийско-раннеакчагыльского времени, что находится в близком соответствии с цифрами изотопного возраста базальтов, подстилающих костеносные слои диатомита (табл. 2).

Действительно, по данным детальных исследований последних лет, диатомиты, включающие остатки нурнусского гиппарнона, подстилаются обратно намагниченными долеритовыми базальтами и перекрываются андезито-базальтами, которые уходят под обсидианы и перлиты вулкана Гутансар. Долеритовые базальты имеют абсолютный возраст 3,5 млн. лет (верхи киммерия—низы акчагыла), андезито-базальты—1,8 млн. лет (н. апшерон), а обсидианы и перлиты Гутансара—320 тыс. лет (средний плейстоцен). В диатомитах костеносного слоя недавно были определены две характерные для верхнего плиоцена формы диатомей (см. ниже).

Следует отметить также, что большие скопления пирокластического материала в акчагыльских морских отложениях Куринской депрессии синхронизируются с периодом вулканической активности, к которому приурочены долеритовые базальты. Нам думается, можно без особых оговорок датировать нурнусскую фауну 3—2,5 млн. лет, относя ее к акчагылу.

На территории центральной части Грузии в районе Цхинвали известно несколько отдельных выходов неогеновых вулканитов. Самые крупные из них расположены под крепостью Ванати и в окрестностях сс. Сарабуки и Хенти.

Сарабукско-хентский и ванатский выходы образуют морфологически аналогичные тела. В Ванати ясно различаются два потока, по-видимому, излившиеся из одного центра. Потoki разделены между собой конгломератами и туфолами. На юго-западной окраине выходов наблюдается следующая картина. В основании обнажаются сарматские конгломераты, на которых залегают туфовые лавы, несколько обжигающие конгломераты. Выше снова обнажаются обожженные конгломераты, за которыми следует второй покров лавы. Нижний покров довольно свежий и отсюда взят для определения абсолютного возраста образец № 3953 (табл. 1, пор. № 14; 8,0 млн. лет). Верхний покров более изменен и трещиноват. К северо-востоку конгломераты, постепенно утоняясь, выклиниваются и, наконец, оба покрова соединяются.

У селения Сарабуки среди конгломератов миоплиоцена (сармат-мэотис) залегают косослоистые озерные белые пепловые пески. Из этих туфов для определения абсолютного возраста взят образец № 3956 (табл. 1, пор. № 16; 8,1 млн. лет).

Таким образом, данные абсолютного возраста свидетельствуют о принадлежности так называемых миоплиоценовых конгломератов района Цхинвали, скорее всего, к низам мэотиса.

II. Неогеновые вулканогенные образования Армении¹

На территории Армянской ССР вулканогенные образования неогена имеют широкое распространение в бассейнах рек Дзорагет, Ахурян, Касах, Раздан, Веди, Арпа, Мегри, Воротан, на Памбакском, Гегамском, Варденисском и Сюникском нагорьях. В западном направлении они прослеживаются во Внутреннюю Анатолию и с перерывами пере-

¹ Автор текстовой части раздела А. Т. Асланян, автор таблиц Г. П. Багдасарян.

Результаты абсолютного датирования вулканогенных образований неогена Грузинской ССР по данным калий-аргоновой геохронологии (исследования выполнены в Лаборатории ядерной геохронологии и изотопных исследований ИГН АН Армянской ССР, под руководством Г. П. Багдасаряна). Калий измерялся по 2 раза, аргон—по 2 раза. Изотопный возраст рассчитывался на основе следующих международных величин кон-

стант распада $^{40}\text{K} : \lambda_{\text{K}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_{\text{A}} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$;
 $^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ атомн. \% калия}$

№ п/п	№ обр.	Название минерала или горной породы и место взятия	Содерж. калия в %	Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ / K ⁴⁰ 10 ⁻³	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
1	2	3	4	5	6	7	8
1	3833	Пепловый литокристаллокластический туф андезито-дацита. Туфовый горизонт, несогласно перекрывает ср. эоцен и перекрывается нижнеплиоценовыми (?) лавами Годердзский перевал, левый берег р. Дзиндза, у развалин.	0,96	0,73 0,58	0,63 0,50	10,81 8,59	9,8
2	3834	Андезито-дацит. Покров. Перекрывает туфовый горизонт верхнего миоцена Зап. часть Ахалцих-Адигенского синклиория. На Годердзском перевале, в 0,4 км к СВ от метеостанции.	1,95	1,26 1,61 1,01	0,53 0,68 0,43	9,10 11,67 7,39	9,4
3	3843	Риолит. Покров, перекрывающий верхний мел (?)--средний эоцен (?). Перекрывается верхнемиоцен-нижнеплиоценовыми (?) туфами. Джавахетская зона, сев. крыло Хертвисской антиклинали. Село Хертвиси, у крепости Хертвиси, в 50 м от устья р. Паравани.	3,42	2,05 2,64 2,11 2,02	0,49 0,63 0,51 0,48	8,41 10,81 8,76 8,24	9,1
4	3844	Пепловый литокластический туф андезита. Низы туфового горизонта (верхн. миоцен—нижн. плиоцен?). Перекрывается андезитовыми лавами того же возраста. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси.	1,92	1,33 0,94	0,57 0,41	9,78 6,87	8,30

1	2	3	4	5	6	7	8
5	3845	Авгитовый андезит, черный. Внутрiformационный поток; подстилается и перекрывается пепловыми туфами (верхн. миоцен-нижний плиоцен?). Занимает верхнюю часть туфового горизонта. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси	2,14 " " " "	1,10 1,66 1,01 1,11 0,95	0,15 0,63 0,39 0,43 0,36	7,73 10,81 6,70 7,39 6,19	7,8
6	3846	Андезито-базальт. Внутрiformационный покров. Подстилается и перекрывается пепловыми туфами (верхн. миоцен-нижн. плиоцен). Сев. крыло Хертвисской антиклинали. Правый борт ущелья р. Паравани, в 2 км к СВ от крепости Хертвиси, вдоль шоссе Ахалцихе-Ахалкалаки, в 20 м выше дороги.	1,91 " "	0,95 0,95 1,06	0,41 0,41 0,46	7,04 7,04 7,90	7,4
7	3847	Пепловый литокластический туф андезита. Подстилается покровами верхн. миоцен-нижн. плиоценовых андезито-базальтов и перекрывается четвертичными долеритами. Район Хертвиси. Правый склон ущелья р. Куры, к западу от крепости Хертвиси, вдоль шоссе, в 50 м к сев. от места Толоши.	1,97 "	0,91 1,03	0,38 0,43	6,53 7,39	7,0
8	3849	Оливиновый долерит. Самый нижний покров кисатибской свиты (верхн. миоцен—нижн. плиоцен?) перекрывает верхний эоцен. Бассейн р. Уравели, лев. приток р. Куры, восточная окраина с. Мусухи (Енгикевн), вдоль дороги Мусхи-Чобарети, у первого моста.	0,4 "	0,26 0,27	0,54 0,56	9,27 9,61	9,45
9	3851	Пепловый кристаллокластический туф андезито-дацита. Занимает нижний (туфовый) горизонт кисатибской вулканогенной толщи (верхн. миоцен-нижн. плиоцен). Перекрывает нижние долериты кисатибской свиты и перекрывается туфами той же свиты. Басс. р. Уравели, в 3 км вост. от Мусхи, правый берег.	2,43 " "	1,73 1,79 1,30	0,58 0,61 0,44	9,56 10,30 7,50	9,25

1	2	3	4	5	6	7	8
10	351	Оливиновый долерит. Покров среди туфов кисатибской свиты (верхн. миоцен-нижн. плиоцен?). Занимает среднюю часть свиты. Выполняет мульду синклинали Ахал-цихской подзоны. Басс. р. Уравели (район Кисатибского месторождения диатомита), вдоль шоссе, в 1 км ниже карьеров.	0,45	0,37 0,37 0,23	0,55 0,63 0,43	9,44 10,51 7,39	9,10
11	3852	Пепловый литокластический туф андезито-дацита. Туфовый горизонт самой верхней части кисатибской свиты (верхн. миоцен-нижн. плиоцен?). Кисатибское месторождение диатомита, на 150 м выше карьера, у подножья г. Ульва.	1,82	0,72 1,17 1,60	0,32 0,53 0,72	5,50 9,10 12,35	9,0
12	3853	Андезито-дацит роговообманковый. Мощный покров занимает самую высшую точку рельефа, с Кисатиби, вост. склон г. Ульва, в 1 км к КЗ от карьеров диатомита.	1,92	1,06 0,99	0,45 0,52	7,73 8,23	8,35
13	3703	Габбро цеолитовое. Пластовая жила, размещенная в нижних горизонтах майкопа (верхн. олигоцен—нижн. миоцен). Сводовая часть антиклинали. Гурийская подзона. На границе сс. Акети и Чангати, левый берег р. Ацаура, в 2,5 км к зап. от центра с. Чанчати, вдоль шоссе Акети-Чанчати.	1,12	0,80 0,86 0,67	0,59 0,63 0,48	10,13 10,51 8,11	9,7
14	3953	Базальт оливиновый. Покров среди конгломератов мзотиса-понта. Северный борт Тирифонской депрессии. Басс. р. Лиахви, с Ванати, под крепостью Ванатис-цихе, нижний поток.	1,54	0,703 1,16	0,37 0,56	6,36 9,61	8,0
15	3955	Базальт оливиновый. Покров среди конгломератов миоплиоцена. Северный борт Грузинской глыбы. Между Хенти и Сарабуки по р. Хентис—цкали, у родника, на 300 м выше главного шоссе.	1,44	0,92 0,98 0,82	0,52 0,56 0,47	8,93 9,61 8,10	8,57
16	3956	Вулканический песок. Слоистые озерные пески, залегающие среди конгломератов миоплиоцена. Северный борт Грузинской глыбы (северный борт Тирифонской депрессии). Район Цхинвали, басс. р. Лиахви, южная окраина с. Сарабуки.	1,90	1,08	0,47	8,1	8,1

ходят в Эгейское море, а на юго-востоке—в район озера Урмия и далее в Белуджистан. Крупные стратовулканы Арарат, Арагац, Араи-лер, Аладжа, Яглуджа, Ишханасар, Сахенд, Савалан относятся к наиболее эффективным представителям вулканических сооружений плиоцена южно-го Закавказья и Среднего Востока. Изучением стратиграфии указанных образований территории Армении и сопредельных с ней областей в различные годы занимались многие исследователи [17, 18, 9, 10, 23, 29, 30, 31, 1—4, 36, 12, 20, 13, 32]. Они имеют довольно сложную и запутанную историю. В прошлом отдельными авторитетными исследователями указанные вулканогенные образования по ошибке объединялись с заведомо верхнеэоценовыми и олигоценовыми, а иногда и с четвертичными образованиями и относились к олигоцену или плиоцену [29, 30, 31 и др.], причем, к сожалению, игнорировался тот факт, что под рассматриваемыми вулканогенными образованиями в ряде районов залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего олигоцена, карагана, конки, нижнего, среднего, верхнего сармата. Детальные исследования последних лет дали существенно новую информацию для правильной характеристики стратиграфического положения отдельных горизонтов верхнетретичных вулканогенных образований Армении и прилегающих районов Закавказья [2—8, 13, 15, 36, 35].

В настоящее время в составе названных вулканогенных образований снизу вверх уверенно выделяются следующие литостратиграфические горизонты, основанные на биостратиграфических и многочисленных радиолого-геохронологических исследованиях.

1. Сисиано-джульфинская толща сизо-серых андезитовых лав и их туфобрекчий. Абсолютный возраст 23,5—21,5 млн. лет (среднее 22,5 млн. лет). В бассейне рр. Чанахчи и Веди они залегают на размытой поверхности нуммулитовых отложений среднего олигоцена. Во времени с ними сопоставляются туфогены октемберянский свиты и дацитовые сллы, размещенные в дилижанской свите (поздний майкоп).

2. Пестроцветная вулканогенно-осадочная молассовая толща, широко развитая в Араратской и Нахичеванской котловинах. В Араратской котловине они представлены чередованием рыхлых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, супесей, глин, местами с обильной примесью пирокластического материала андезитового—андезито-дацитового состава. В Нахичеванской котловине эта толща представлена чередованием красноцветных андезито-дацитов и их туфов с возрастом 21,2 млн. лет¹ (табл. 2, пор. № 1); туфоконгломератов, туфопесчаников, глин, суглинков и алевролитов с прослоями и пачками известняков с *Planorbis cornucopiaea* и др. В направлении от Еревана к Нахичевани количество вулканогенного материала резко увеличивается. Из этой толщи происходит зуб мастодонта, который сопоставляется с нижнемиоценовым мастодонтом *Trilophodon cooperi* из Белуджистана (определение Л. К. Габуния).

¹ Здесь и ниже даны средние значения возраста, вычисленные по 2—10 радиометрическим определениям (см. табл. 1).

К данной серии условно относятся дислоцированные (с углами падения слоев до $15-20^\circ$) игнимбритовые туфы и плагиоклазовые базальты в бассейне оз. Севан (зодская свита) и их аналоги в других районах, датированные цифрой 23,2 млн. лет (табл. 2, пор. № 2), а также липаритовые силлы и штоки того же возраста (табл. 2, пор. № 3) в бассейнах р.р. Масрик, Шоржа, Арпа, Веди, Чатма.

3. Прослой вулканогенных пород андезитового и андезито-дацитового состава в отложениях среднего миоцена Араратской котловины, вскрытые в основном буровыми скважинами, пройденными в гипсоносных отложениях Приереванского района и в молассовой толще Октемберянского района, у слияния р.р. Аракс и Ахурян, многочисленные, преимущественно субвулканические образования андезито-дацитов, андезитов, диорит-порфиритов среднего миоцена Нахичеванского прогиба. Абсолютный возраст—16,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 4).

4. Прослой вулканогенных пород (туфы, туфопесчаники) в сарматских отложениях непосредственно в ассоциации с горючими сланцами (выходы у сел. Дзорахпюр). К югу верхи позднесарматских отложений Дзорахпюра переходят фациально в вулканогенно-осадочную свиту (чередование андезитовых туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, суббен-тонитов, а также характерных для сармата зеленоватых пластичных глин и песчаников) в разрезе близширотного хребта, протягивающегося от сел. Джрвеж к сел. Вохчаберд. Здесь Л. М. Радопуло (1949) была обнаружена и описана мактровая фауна верхнего сармата. Эффузивные и экструзивные образования сармата пользуются весьма широким распространением в пределах Вайкского (Айоцдзорского) синклинория и смежных с ним участках. Представлены они формациями андезитов-трахиандезитов с абс. возрастом 13,2 млн. лет (табл. 2, пор. 5); щелочных базальтоидов—12,7 млн. лет (табл. 2, пор. № 6); трахилипаритов—12,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 7). Слабо развиты они в Цахкуняцком антиклинории; представлены липарито-дацитами с абс. возрастом 12,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 9).

5. Вулканические породы в отложениях понта-киммерия. К этому возрасту относится аревикская свита песчано-глинисто-конгломератовых молассовых отложений (с линзами лигнитов, силлами и штоками дацитов) в Мегринском районе. Я. Б. Лейе обнаружила богатый спорово-пыльцевый комплекс понтическо-киммерийского облика в лигнитовых отложениях Зода и Арезика, а на продолжении аревикской свиты в Иранском Азербайджане, по литературным данным, из лигнитов известны остатки *Hipparion*, которые отнесены к понтическому ярусу [данные Г. Рибена, 41]. На юго-западном побережье озера Севан в основании вулканогенной толщи плиоцена, слагающей массив г. Сарикая, были отмечены известняки с мшанками, которые были идентифицированы с таковыми, известными из капканского горизонта миоплиоцена Черноморского бассейна (переходные слои от мэотиса к понту с *Membranipora cf. kischenevensis*).

6. К киммерийскому возрасту принадлежат, вероятно:

а) Вохчабердская свита—чередование андезитовых, андезито-дацитовых, липарит-дацитовых (обычно с плейчатой текстурой) лав и обсидианов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников и разнообразных пемзово-пепловых отложений, с прослоями и линзами лигнитов. Весьма характерными породами данной свиты являются андезито-дациты и туфобрекчии (чаще с матрацевидной и шаровой отдельностью), занимающие большие площади в различных районах южного Закавказья, Ирана и Анатолии. Абсолютный возраст пород указанной свиты составляет 5,15 млн. лет (табл. 2, пор. № 13).

б) Свита белых субщелочных андезитов и андезито-дацитов. Ими сложены вулканические сооружения Абул-Самсарского комплекса в Джавахетии, откуда лавы прослеживаются через Кечутский хребет в верховья р. Ахурян и далее до Джаджурского перевала. Восточнее ими сложены многочисленные плоские водораздельные плато на Памбакском и Цахкуняцком хребтах, террасовидные площади в бассейнах р.р. Мармарик, Тертер и Раздан и на Варденисском хребте (лавы к северу и юго-западу от курорта Джермук и к югу от сел. Варденик), на плато к югу от г. Спитаксар и др. В бассейне р. Раздан, вблизи сел. Гхит-Арзакан, они залегают на размытой поверхности сармата, севернее, на водоразделе Памбакского хребта, на плейчатых липаритах и обсидианах. На большом фактическом радиометрическом материале возраст указанных вулкаников Цахкуняцкого хребта оценивается в 5,0 млн. лет (табл. 2, пор. № 10), а андезито-базальтов, дацитов, липаритов Варденисского нагорья—4,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 11); андезитов и базальтов южных отрогов Джавахетского хребта—4,9 млн. лет (табл. 2, пор. № 12).

в) Толща плитчатых андезито-дацитов и андезитовых агломератов среднего течения ущелья р. Раздан (выходы между сел. Нурнус и сел. Нор-Гехи). Они вложены в ущелье, выработанное в средне-верхнемиоценовой толще сарматских и среднемиоценовых соленосных отложений, причем в сарматских отложениях отмечено дайкообразное секущее тело, сложенное андезитовыми агломератами:

7. Свита долеритовых базальтов (=субщелочных оливиновых толеитов раннего акчагыла). Слагает значительные площади на Ахалкалакском, Амасийском, Карсском, Степанаванском, Лорийском, Егвардском и Котайкском плато, на юго-западе басс. оз. Севан, а также в ущельях р.р. Раздан, Ахурян, Дебед. Кроме того подстилает нижнечетвертичную озерную толщу Араратской котловины и четвертичные лавы в верхнем течении бассейна р. Раздан. В ряде случаев отмечен секущий характер долеритовых базальтов, установленный в буровых скважинах и в нескольких случаях в обнажениях. В Приереванском районе по направлению Джрвеж-Вохчаберд силловая залежь долеритовых базальтов с абс. возрастом 3,75 млн. лет (табл. 2, пор. № 14) прорывает отложения верхов гипсоносно-соленосной толщи, косо пересекает пласты «белесоватой свиты» верхнего миоцена—нижнего плиоцена (под углом 30°) и далее проникает в контакт между нижнемиоценовой пестроцветной и миоплиоценовой «белесоватой» свитами, между

«белесоватой» свитой и олигоценовыми отложениями. Потоки долеритовых лав в отмеченном районе развиты в Ераблурском лавовом поле с абс. возрастом 3,45 млн. лет (табл. 2, пор. № 15) и в районе с. Камарис (Гямрез). Абс. возраст 3,6 млн. лет (табл. 2, пор. № 16).

Секущие тела, а также лавовые потоки долеритов обнаружены также в ущельях Верхней Куры и Дзорагета. На последнем участке их абс. возраст 3,7 млн. лет (табл. 2, пор. № 17).

Рассматриваемые долеритовые базальты намагничены обратно, по некоторым признакам очаги их должны располагаться на глубинах порядка 200—250 км, абсолютный возраст их в среднем 3,5 млн. лет. В структурном отношении они тяготеют к системе Восточно-Африканских разломов, одно из ответвлений которых может быть прослежено через Мертвое море в Армянское нагорье и далее на Большой Кавказ. В среднем течении р. Раздан, у сел. Нурнус долеритовые базальты с абс. возрастом 3,6 млн. лет (табл. 2, пор. № 18), по данным бурения, подстилают озерные диатомиты и одновременно фациально переходят в нижние горизонты озерной свиты, которой подчинены в целом эти диатомиты. Последние в Нурнусе перекрываются потоком андезито-базальтов апшеронского возраста (1,7—1,8 млн. лет). В диатомитах, залегающих на долеритовых базальтах, П. П. Гамбаряном [17, 18] был обнаружен зуб гиппарiona, который Л. К. Габуния в ранних своих работах относил к позднему акчагылу—раннему апшерону. Недавно в комплексе диатомей Нурнусского месторождения были установлены характерные для верхней половины плиоцена формы *Cyclotella* и *Stephanodiscus* (неопубликованные данные Ю. В. Саядяна, 1981).

8. Свита андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов массива горы Арагац и ее аналоги. Эти лавы образуют щитовидные комплексы стратовулканов Карсского плато (Аладжа, Яглуджа), массивов гор Большой Арарат, Аранлер, Ишхансар и др. Во времени они следуют за долеритовыми базальтами. Белые пемзово-пепловые образования, часто встречающиеся в основании этих лав, выше долеритовых базальтов, имеют возраст 2,3 млн. лет и соответствуют верхнему акчагылу (табл. 2, пор. № 19). Перекрываются они потоками лав андезитов с абс. возрастом 2,2 млн. лет (табл. 2, пор. № 20). Синхронными с последними являются андезито-базальты, андезиты и дациты Ишхансара (в Сюникском нагорье) с возрастом 2,25 млн. лет (табл. 2, пор. № 21). В отмеченные пемзово-пепловые отложения врезана Советашенская галечная терраса, сопоставляемая с галечной террасой Степного Карабаха, которая фациально переходит в морские отложения апшерона (в районе ст. Минджеван). С галечниками этой террасы ассоциируют игнимбритовые туфолавы, а с андезитами—красные сваренные туфы (массива г. Арарат и Егвардского плато). К рассматриваемой свите андезитов относится на востоке горисская вулканогенная толща, которая фациально переходит в сисианскую толщу диатомовых глин и песков.

9. К апшеронскому времени относится, по-видимому, формирование крупных вулканов—Арагац (абс. возр. 1,5 млн. лет; табл. 2, пор. № 31); Аранлер (1,25 млн. лет; табл. 2, пор. № 31); массива Ениел (1,7 млн. лет;

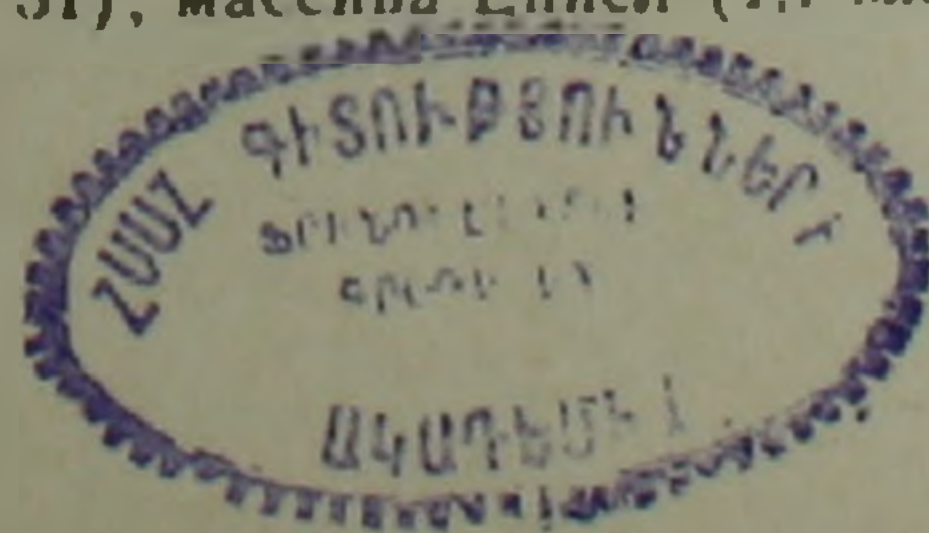


Таблица 2

Результаты абсолютного датирования вулканогенных образований неогена Армянской ССР и прилегающих к ней районов Закавказья по данным калий-аргоновой геохронометрии с использованием для некоторых молодых вулканитов метода треков осколков деления урана. Исследования выполнены в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Арм. ССР, под рук. Г. П. Багдасаряна.

Наименование вулканических пород	Местонахождение	Количество		Колебания возрастных значений (в млн. лет)	Среднее значение абс. воз- раста (в млн. лет)	Примечание
		исследо- ванных образцов	серий ра- диометрич. измерений			
1	2	3	4	5	6	7
1. Андезиты, андезито-дациты и их туфы.	Нахичеванский прогиб.	14	26	23,5—20,0	21,2	
2. Дацитовые туфы-игнимбриты.	Севано-Амасийский пояс.	2	4	23,6—22,7	23,2	
3. Липариты, липарито-дациты.	Севано-Амасийский пояс, Варденисский район.	15	29	25—21,4	22,6	
4. Андезито-дациты, андезиты, диорит-порфиры. Субвулканические тела.	Нахичеванский прогиб	9	13	17,6—16,3	16,8	
5. Андезиты и трахиандезиты.	Вайкский (Айоцзорский) синклини- рий.	42	89	13,5—12,7	13,2	
6. Щелочные базальтоиды, фонолиты	—с—	7	15	13,3—12,2	12,7	
7. Трахилипариты	—с—	18	32	13,6—12,0	12,8	
8. Микролаваобрекчия андезитового состава. Слой в отложениях сармата, р-н с. Дзорахбюр.	Приереванский район	1	2	10,8—10,6	10,7	Частичное аргонное "омоложение" — результат некоторой выветрелости породы

1	2
9. Липариты, дациты, экструзия туфы. Кабахлинское ущелье.	Цахкуняцкий хребет.
10. Андезито-дациты, липариты.	Цахкуняцкий хребт и прилежащие к нему участки.
11. Андезито-базальты, дациты, липариты.	Варденисское нагорье.
12. Андезиты и базальты.	Южные отроги Джавахетского хребта.
13. Андезиты и андезито-дациты,	Приереванский район.
14. Долеритовые базальты, силловая залежь.	Приереванский район, участок Джрвежского лесопарка.
15. Долеритовые лавовые потоки.	Приереванский район. Ераблурское лавовое поле.
16. —◄—	Приереванский район.
17. —◄—	Район ущелья Дзорагет.
18. —◄—	Район с. Нурнус.
19. Пемзовые пески, пеплы в основании андезитов, андезито-базальтов.	Приереванский район. Окрестности с. Карашамб.
20. Андезиты (лавовые потоки), перекрывающие пемзовые пески.	Приереванский район. Окрестности с. Карашамб.
21. Андезиты и дациты ишханасарской толщи.	Южно-Сюникское нагорье, массив Ишханасар.
22. Купол Артени.	Арагацкое нагорье.
23. Вулкан Атис.	Приереванский район
24. Вулкан Спитаксар.	Гегамское нагорье.

3	4	5	6	7
2	4	13,3—12,3	12,8	
62	101	5,3—4,8	5,0	
13	25	5,1—4,4	4,8	
5	11	5,1—4,7	4,9	
37	85	5,5—5,0	5,15	
2	6	4—3,0	3,75	
2	4	4,3—3,2	3,45	
6	9	4,3—3,2	3,60	
2	4	3,9—3,6	3,70	
2	2	3,7—3,5	3,60	
2	2	2,35—2,25	2,30	
6	12	2,20	2,20	
2	4	2,35—2,15	2,25	
6	7		1,25	Данные по методу треков—1,2 м. л.
3	4		0,65	— 0,4 м. л.
—	—		—	510 тыс. лет

1	2	3	4	5	6	7
25. Вулкан Гутансар.	—«—	8	9	—	0,53	322 тыс. лет
26. Вулкан Базенк.	Сюникское нагорье. Сюникский район.	—	—	—	—	30
27. Массив Ениёл.	Гукасянский район, СЗ часть Армянской ССР.	3	6	—	2,15	1718
28. Купол Сатанакар.	Сюникское нагорье, Сюникский район.	—	—	—	—	612
29. Вулкан Покр Карахач.	—«—	—	—	—	—	643
30. Вулкан Аранлер.	—«—	3	3	1,24	1,24	—
31. Массив горы Арагац, андезитодациты, дациты.	Арагацское нагорье.	8	11	2—1	1,5	—
32. Апатит-магнетитовая рудная минерализация.	Капутанское месторождение, Абовянский район.	3	6	5,5	5,5	—
33. Липаритовые купола	Среднее течение реки Раздан, район сс. Авазан и Гюмуш.	2	4	4,8	4,8	—

Примечание: преобладающее большинство определений абс. возраста образцов, отмеченных в графе 7 таблицы, выполнено в лаборатории ядерной геохронологии и изотопных исследований ИГиН АН Армянской ССР. Остальная часть заимствована из литературы («Геохимия», № 6, 1972).

табл. 2, пор. № 27). Нельзя при этом не отметить, что определение калий-аргонового возраста столь молодых образований, выполненное хотя и наиболее усовершенствованным методом (с применением в качестве трасера моноизотопа аргона-38), является весьма трудной задачей из-за ничтожно малого содержания в породах радиогенного аргона-40, поэтому отмеченные возрастные значения далеко не могут считаться окончательными. И тем не менее уже чрезвычайно малое содержание в исследованных породах аргона-40 (радиоген.) говорит о плейстоценовом-позднеапшеронском их возрасте. С другой стороны применение к образцам отдельных из отмеченных вулканов метода треков осколков деления ядер урана (на обсидианах) показало более или менее близкое соответствие с возрастными значениями, полученными калий-аргоновым методом (см. табл. 2, пор. № 22, 23, 25, 27).

10. Возраст ряда наиболее молодых из всех абсолютно датированных вулканических образований, определенный методом треков осколков делений ядер урана (на обсидианах). Получены следующие возрастные значения (в тысячах лет): 1720—массив Ениел; 1200—купол Артени; 640—вулкан Покр Карахач; 610—купол Сатанакар; 510—вулкан Спитакасар; 400—вулкан Атис; 320—вулкан Гутансар; 300—вулкан Базенк (см. табл. 2, пор. №№ соответственно 27, 22, 29, 28, 24, 23, 25, 26).

В заключение следует отметить, что с отдельными формациями неогенового вулканизма на территории Армянской ССР связана рудная минерализация. Так, с габбро-сиенитами и сиенито-диоритами связано апатит-магнетитовое оруденение в районе гор. Абовяна с абс. возрастом 5,5 млн. лет (табл. 2, пор. № 32). Апатит-магнетитовые руды в виде ксенолитов встречены в андезитовых некках вблизи сел. Дзорахпюр и Нурнус, а также в липаритовых куполах у сел. Гюмуш и сел. Авазан, где они прорывают сарматские отложения и имеют абс. возраст 4,8 млн. лет (табл. 2, пор. № 33). Как уже указывалось, к циклу извержения долеритовых базальтов относятся силловые залежи и дайкообразные тела того же состава, что и долеритовые базальты (с миндалинами цеолита и арагонита). В контакте одной из таких силловых залежей, вскрытой в Ереване в соленосной толще на глубине 700—900 м, установлена рудная минерализация, включающая пирит, халькопирит и ряд контактовых минералов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР,
Институт палеонтологии
АН Армянской ССР,
Геологический институт АН
Грузинской ССР

Поступила 24.XI.1981.

ՎՐԱՑԱԿԱՆ ՍՍՀ, ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՎ ՆԱԽԻՋԵՎԱՆԻ ՄԻ ՄԱՍԻ
ՆԵՈԳԵՆԻ ՀՐԱԲԵԱՅԻՆ ԳՈՅԱՑՈՒՄՆԵՐԻ ՌԱԴԻՈՄԵՏՐԻԿ ՀԱՍԱԿՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Իզոտոպային-երկրաժամանակագրական հետազոտությունների (հիմնականում կալիում-արշոնային մեթոդով) արդյունքների մեծածավալ փաստացի նյութի ընդհանրացման հիման վրա, օգտագործելով նաև դոյուբյուն ունեցող բիոստրատիգրաֆիական ոչ մեծաթիվ տվյալները, հնարավոր դարձավ վերոհիշյալ բնատարածքների նեոգենի հասակի հրաբխային գոյացումները բաժանել ըստ հասակների: Անջատվում են ժամանակաշերտագրական հետևյալ գլխավոր խմբերը, որոնց բացարձակ հասակները կազմում են (միլիոն տարիներով)՝ 1) 23,2—21,2; 2) 17,6—16,3; 3) 13,2—12,7; 4) 5,2—4,8; 5) 3,75—3,50; 6) 2,3—2,2:

Ուրանի տրոհման բեկորների հետքերի ուսումնասիրման մեթոդով որոշված են Հայկական ՍՍՀ բնատարածքի մի շարք պեոլիտային դանգվածների բացարձակ հասակները (հազար տարիներով)՝ 1720, 1200, 640, 610, 510, 400, 320, 300:

A. T. ASLANIAN, G. P. BAGHDASARIAN, L. K. GABUNIA,
M. M. RUBINSTEIN, N. I. SKHIRTADZE

THE GEORGIAN SSR, ARMENIAN SSR AND A PART OF
NAKHICHEVAN ASSR NEOGENE VOLCANOGENE
FORMATIONS RADIOMETRIC AGES

Abstract

Neogene volcanogene formations are widespread on the territory of the Armenian SSR and South Georgia. At west they are traced to the Inner Anatolia and further, off and on, to the Aegean Sea and at south-east they continue to the Urmia Lake and Baluchistan. Ararat, Aragatz, Abul, Samson, Aral-ler, Aladja, Yaghludja, Ishkhansar, Sakhend, Savalan big stratovolcanoes are the most representative volcanic constructions of the Southern Transcaucasus and Middle East.

The results of recent detailed stratigraphical and, especially, radiometric investigations have thrown light on the problem of age and chronostratigraphy of Transcaucasus Neogene volcanicity (576 series of K-Ar determinations on 306 representative samples are obtained).

The following chronostratigraphical groups of the region volcanites and corresponding to them lithostratigraphical horizons are distinguished (with average values of absolute ages).

1) 23,2—21,2 mln years—lavas and volcanic tuffs of andesites, andesite-dacites, rhyolites;

2) 17,6—16,3 mln years—predominantly subvolcanic andesites, andesite-dacites, diorite-porphyrates;

3) 13,2—12,7 mln years—lavas and extrusives of andesites, trachyandesites, alkali basalts, phonolites, trachyrhyolites;

4) 5,2—4,8 mln years—andesite-basalts, andesites, andesite-dacites, rhyolites, obsidians, which form large lava fields and big extrusive domes;

5) 3,75—3,50 mln years—the formation of doleritic basalt, (lava sheets, flows, sills) being widespread in Transcaucasus and adjacent regions and connected with the Transcaucasus meridional upheaval zone;

6) 2,3—2,2 mln years—flows and volcanic tuffs of andesite-basalts, andesite, rarely, andesite-dacites with underlying volcanic ashes, pumice tuffs and sands;

7) By fission track methods the absolute ages of a number of Armenian SSR territory recent perlites are determined. The results obtained are (in thousand years): 1720-Yenel massif, 1200-Artini volcano, 640-Pokir Karakhach volcano, 400-Hatis volcano, 320-Gulansar volcano, 300-Bazenk volcano.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Стратиграфия вулканических пород Приереванского района (Армянская ССР). ДАН Арм.ССР, т. XI, вып. 5, 1950.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Анпетрат», Ереван, 1958.
3. Асланян А. Т., Багдасарян Г. П., Ширинян К. Г. Об одном ключевом разрезе для понимания взаимоотношений третичных вулканогенных толщ Армянского нагорья. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXI, № 6, 1978.
4. Асланян А. Т. Основные черты геологического строения Армянской ССР. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIV, № 3, 1981.
5. Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Аветисян В. А., Дургарян В. А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканогенных образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радиолого-геохронологическим исследованиям. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
6. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Саркисян Э. А., Хачатрян А. М. О возрастном расчленении неоген-антропогеновых вулканических образований Армении (калий-аргоновым методом). Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1971.
7. Багдасарян Г. П. Основные этапы эффузивного магматизма территории Армении (по абсолютному датированию и геологическим представлениям). Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1975.
8. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Возрастное расчленение вулканических и экструзивных образований Армянской ССР (калий-аргоновым методом с учетом геологических представлений). В кн. «Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы». Изд. «Наука», 1978.
9. Богачев В. Б. Фауна отложений диатомита в Ахалкалакском бассейне. Изв. Азерб. гос. университета, т. 6, 1, Баку, 1927.
10. Богачев В. В. Палеонтологические заметки. Тр. Азерб. фил. АН СССР, геол. сер., т. IX, 39, Баку, 1939.
11. Габелая Ц. Д. Рыбы плиоценовых отложений Грузии. «Мецниереба», 1976.
12. Габриелян А. А. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Тр. Ереванского госуниверситета, сер. геол., том XXXVII, 1952.
13. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван., 1961.
14. Габуния Л. К. О находке остатков *Hipparion* в кисатибских диатомитах. ДАН СССР, т. 102, № 5, 1955.
15. Габуния Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). Изд. АН СССР, 1959.

16. Габуния Л. К., Лазаринвили Г. Е. О гиппариионе из Саро. Сообщ. АН Гр. ССР, т. 66, № 3, 1972.
17. Гамбарян П. П. Нуриусское месторождение диатомита. Сборн. НИС, VII, ССР Ар-
мении, № 1, Эривань, 1934.
18. Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района Средней Занги. Басс. Зан-
ги, т. 2, Геолого-гидрогеологический очерк. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказье,
вып. 10, 1934.
19. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой систе-
мы. Институт геол. и минер. АН Гр. ССР, Монографии, 12, 1949.
20. Думитрашко Н. В., Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе вохчабердской
толщи. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
21. Криштофович А. Н. К истории растительности бассейна Северной Двины и Закав-
казья. Ботанич. журнал, № 5—6, 1939.
22. Кузнецов С. С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хреб-
та (в пределах бассейнов Таны. и Тедзами) Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк.,
вып. 15, 1935.
23. Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. О найпозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН
СССР, т. 67, № 4, 1949.
24. Лукашевич С. И., Страхов В. А. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры.
Мат. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна.
вып. 5, Загипровод, 1933.
25. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карель-
ской долиной и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всес. геол.-разв. объедин.,
вып. 303, 1933.
26. Палибин И. В. Предварительный отчет об исследовании ископаемой флоры Годерд-
зского перевала. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 22, 1914.
27. Палибин И. В. Ископаемая флора Годердзского перевала. Труды Ботанич. ин-та АН
СССР, вып. 4, 1937.
28. Палибин И. В. Плиоценовая флора Кисатибского отложения диатомита и ее связь
с ископаемой флорой Годердзского перевала. Труды Ботанич. ин-та им. В. Л.
Комарова АН СССР, сер. 1, вып. 6, 1947.
29. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.
30. Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахал-
калакского нагорья (Закавказье). Ин-т геол. и минер. АН Гр. ССР, Сб. тру-
дов, 1951.
31. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1959.
32. Радопуло Л. М. Новые данные по сармату Армении. ДАН Арм.ССР, т. X, № 2, 1949.
33. Рябинин А. Н. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегодник Русск. палеонтолог.
об-ва, т. VII, 1928.
34. Рябинин А. Н. Заметки об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений За-
кавказья. Зап. Росс. Мин. об-ва, т. 60, № 2, 1931.
35. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН
Гр. ССР, Монографии, № 8, Изд. АН Гр. ССР, 1958.
36. Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулкани-
ческих толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кав-
каза. ДАН Арм. ССР, т. 8, № 5, 1948.
37. Узнадзе М. Д. Флора годердзской свиты. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 7, № 7, 1946.
38. Узнадзе М. Д. Кисатибская ископаемая флора. Сб. трудов Ин-та геологии и ми-
нералогии АН Гр. ССР, 1951.
39. Узнадзе М. Д., Цагарели Е. А. Сарматская флора ущелья реки Дзиндза. Тр. Геол.
ин-та АН Гр. ССР, Новая серия, вып. 64, 1979.
40. Шишкина-Богачева А. И. Отложения диатомита в Ахалцихском третичном бассейне.
Известия Азерб. гос. ун-та, т. 6, 1927.
41. Rieben H. Contribution a la geologie de l'Aserbaidjan Persan, Bull. Soc. neucha-
teloise, Sci. nat. t. 59, 1934.