

К. Н. Паффенгольц

К ГЕОЛОГИИ АРАРАТА

Я помню, как с моих вершин
Сходило по крутым ступеням,
На лоно девственных долин,
Семейство Ноя к новым сеньям.

Я. П. Полонский (1841)

Арабат — библейская гора, известная человечеству всего мира, считалась до сего времени четвертичным вулканом. Однако детальные геологические исследования Малого Кавказа и Восточной Анатолии позволяют ныне уверенно опровергнуть это мнение^х.

Эффузивный вулканизм является неотъемлемой частью седиментационного цикла; за это время накапливаются той или иной мощности вулканогенно-осадочные толщи совместно дислоцированные во время очередной (относительно кратковременной) орогенической фазы. Следовательно, для определения возраста той или иной вулканогенной толщи следует искать ее фациальные связи с синхроничными осадочными образованиями, охарактеризованными фаунистически. Однако многие исследователи игнорировали эту связь, но детальные геологические съемки показали, что третичные отложения Малого Кавказа выражены в самых разнообразных фациях — морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собою смешанного типа ("переходными") фациями. Внутриформационные конгломераты (и туфоконгломераты) последних принимались за базальные, почему разъединялись, таким образом, синхроничные образования. Вулканогенные образования, слагающие ныне обычно поднятия, считались более молодыми, чем синхроничные им осадки в депрессиях. Спрашивается, как могли сохраниться отложения в поднятии и отсутствовать им синхроничные в депрессии?! Куда и как они смыты?!

^х Вопрос возраста и генезиса горы Арабат является предметом дискуссий: К. Н. Паффенгольц ее относит к олигоцену, а другие исследователи к четвертичному периоду, считая ее вулканом. Ред.

Первостепенный интерес представляло выяснение фациальной изменчивости вулканогенных толщ, изменение состава продуктов вулканической деятельности во времени и, следовательно, особенностей развития и общей эволюции вулканического процесса в целом.

Каждый новый вулканический цикл отличается от предыдущего новыми чертами, и развитие вулканизма представляет собой длительный и необратимый процесс. Однако вулканический цикл, так же как и тектонический этап (которым он обусловлен), может быть завершенным или незавершенным. Полностью завершенный цикл характеризуется на конечных стадиях своего развития изменением кислых лав, химизм которых резко отличен от такового всех начальных (базальты) и промежуточных (андезиты и дациты) формаций цикла. На Кавказе яркими примерами таких полностью завершенных вулканических циклов являются циклы нижнеюрского, эоценового и олигоценового (майкопского) времени.

Распространение вулканогенных фаций приурочено к определенным тектоническим зонам. Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа (с конца эоцена). В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного (общекавказского) простирания, разбитых продольными и диагональными разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Последние сложены разнообразными слоистыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколотов платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливающихся на них осадках. Эти движения проявляются с различной, естественно, интенсивностью, в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывается, что во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца эоцена, в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, причем неравномерные. Погребенные разломы субстрата сказываются в строении мезо-кайнозойских структурных этажей — в виде разнонаправленных деформаций, как разрывных, так и складчатых. Последние могут, таким образом, считаться своего рода признаками разломов на дневной поверхности.

Указываемая, нередко, в литературе поперечная складчатость нами категорически отрицается. Складчатость есть процесс необратимый, почему раз возникшая линейная складка превратиться впоследствии в поперечную не может, она будет лишь осложняться при последующих орогенических фазах. Складки волнового типа на большие расстояния обычно не протягиваются; они кулисообразно смещаются. Некоторые исследователи соединяют элементы падений шарниров таких погружаю-

шихся складок, обосновывая этим наличие поперечных складок (синклиналей), что безграмотно.

Разломы могут быть выводными каналами для магматических расплавов на протяжении формирования отложений многих вулканогенных свит.

Тектонический процесс в известный нам отрезок геологического времени в крупном плане заключается в неравномерном опускании (и соответствующем относительном поднятии).

Преобладающая часть складок Кавказа являются линейными, вытянутыми в "кавказском" направлении (СЗ-ЮВ), что говорит о выдержанном ориентированном направлении давления (с СВ к ЮЗ). Соответственно и блоки первоначально расколотого субстрата палеозойской геосинклинали были вытянуты в том же направлении. В дальнейшем при сближении платформ(?) блоки раскалывались по диагональным (преимущественно) разломам на более мелкие глыбы, движение по которым с разной амплитудой и знаком, продолжалось до плиоцена включительно. Местами они оживляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют сейсмические явления, к ним приуроченные.

В результате ряда орогенических фаз на Малом Кавказе отчетливо обособились 4 тектонические зоны общекавказского направления: Аджаро-Триалетская, Сомхето-Ганджинская, Армянская и Нахичеванская с общей тенденцией погружения в юго-восточном направлении. В поднятии на западе наблюдаются выходы массивов кембрия-докембрия, непосредственно под вулканогенным олигоценом; к востоку - юго-востоку постепенно выступают образования от девона до эоцена включительно, мощность которых увеличивается прогрессивно в том же направлении. На крайнем юго-востоке Малого Кавказа - Сомхето-Ганджинская и Армянская зоны, представляющие в целом сложный антиклинорий, испытывают постепенное погружение; последнее хорошо выявляется по переклиналному залеганию известняков нижнего и верхнего мела, слагающих ряд второстепенных складок, окаймляющих область погружения и осложненных обычно разломами различной амплитуды.

По Дж. Штеклину (1966) район Арарата находится в крайней северо-западной части зоны Центрального Ирана, сложенной докембрийским ("ассинтским") и палеозойско-триасовым чехлами.

В связи с вышеуказанным постепенным (прогрессивным) погружением "клавиш" в юго-восточном направлении (или поднятием на западе?) находится следующее интересное явление. Во всех зонах развиты вулканогенные фации эоцена, олигоцена и миоцена (последний на крайнем юго-востоке). Все они имеют синхронные морские аналоги, прогрессивно отступающие к юго-востоку. Поэтому наблюдается любопытное явление: в районе Еревана гипсо-соленосная толща верхнеэоценового возраста, в Нахичеванском районе - олигоценовая, а на территории Ирана - далее к юго-востоку - миоценовая. Видимо, всюду цикл осадконакопления проходил до естественного конца: начинались отложения терригенными осадками и заканчивались лагунными.

Гипсо-соленосные отложения Ирана имеют широкое развитие; там впервые был определен их миоценовый возраст и поэтому по "анalogии" этот возраст был распространен и на соленосные отложения Ма-

лого Кавказа, что создало путаницу в стратиграфии палеогена Армении.

В результате верхнеэоценовой (пиренейской) орогенической фазы происходит существенная перестройка тектонических структур эоценового времени. Эти движения имели в отдельных тектонических зонах разную интенсивность и носили различный характер. Наибольшие поднятия произошли в центральной части Большого Кавказа (Эльбрус — Кюген-кая) в центральной части Армянской тектонической зоны и западной части Сомхето-Ганджинской зоны, никогда морем больше не заливавшаяся. В соответствии с этим произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу — в Приараксинскую зону и к северу — в Куринскую депрессию. В этих прогибах и происходило осадконакопление в олигоценовое (майкопское) время, причем по окраинам прогибов смыкались континентальные вулканогенные фации с морскими (лагунными). Интересно отметить, что в Нахичеванской мульде, в западной ее части, гипсо-соленосная толща является ингрессивной, облекая вершины Дагна.

Континентальная вулканогенная фация олигоцена имеет на Малом Кавказе громадное развитие, охватывая всю срединную часть его территории, переходя далее к западу в пределы Восточной Анатолии (Карс-Эрзерум-Бингель), т.е. занимает всю центральную часть Армянского нагорья (в прежнем географическом понятии). Лежат эти отложения резко трансгрессивно и с угловыми несогласиями на нивелированной поверхности различных пород от эоцена до кембрия — докембрия включительно, что говорит о протекшей региональной трансгрессии.

Видимая мощность вулканогенной толщи свыше 2,5 км; дислоцирована она слабо, образует широкие пологие складки общекавказского и близширотного направлений.

Вулканогенная фация олигоцена характеризуется эффузиями базальтов, андезитов-базальтов и андезитов, сопровождающихся мощными пирокластическими накоплениями того же состава, а также кислыми излияниями (дациты, липариты, обсидианы). Основные и кислые породы эффузий связаны друг с другом рядом промежуточных (переходных) разновидностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени.

Преобладающими породами являются кайнотипные трахиандезиты и трахидациты, сопровождающиеся обильными пирокластическими образованиями того же состава.

Весьма характерной породой олигоценовой вулканогенной толщи центральных частей Армянского нагорья являются андезиты (трахиандезиты); они резко отличаются от всех других пород района, что позволяет отличить их уже в поле от подобных пород других возрастов. Эти андезиты имеют трахитоидный облик, цвет их обычно серый, но вследствие сильной разложенности они приобретают различные оттенки грязно-серого, коричневатого, красноватого, сиреневого и фиолетового оттенков. Обычно обладают резко выраженной порфировой структурой; величина вкрапленников полевых шпатов (андезин-лабрадоров) достигает 3–4 см. Соответственно темноцветному компоненту андезиты разделяются на роговообманковые, биотито-роговообманковые и авгито-роговообманковые.

Следует отметить широко развитый в андезитах олигоцена процесс

опацификации; нигде в подобных породах других возрастов он не наблюдается. Интересно нахождение во многих пунктах среди андезитов шлиров типичных габбро, пироксенитов (авгитовых), а также включений диабазов с мелкозернистой или мелкоофитовой и зернистой структурой.

Вопрос о возрасте описываемой вулканогенной толщи решается следующими данными.

В южной и юго-восточной частях Армении и в Нахичеванском районе эта вулканогенная толща в низах фациально смыкается с песчаниково-глинистыми отложениями, охарактеризованными руководящей нуммулитовой (нижнеолигоценовой) и моллюсковой фауной, а также флорой (г. Дарры-даг). Далее к северо-востоку, на г. Дали-даг (3629 м) в верховье р. Тертер, в туфогенных породах верхов этой толщи встречаются нуммулиты среднего олигоцена; к югу от этой вершины толща прорывается гранодиоритами (нижнемиоценовыми).

В Аджаро-Триалетии низы вулканогенной толщи известны под названием гонердской свиты, охарактеризованной богатой флорой "ископаемого леса" (спорного возраста: олигоцен-миоцен). В районе Ахалциха гонердская свита фациально смыкается с лагунными образованиями (краевая фация майкопской серии), охарактеризованными фауной млекопитающих олигоценового возраста (район сел. Бенара). В районе к юго-востоку от Эрзерума вулканогенная толща располагается трансгрессивно на эоценовом флише и перекрывается морскими осадками нижнего сармата, чем бесспорно определяется ее олигоценовый возраст.

Переходим непосредственно к району Арарата. Массив Большого Арарата (5156 м) расположен на восточном конце широтного хребта Агри-даг (Армянского хребта других авторов), сложенного мощной вулканогенной толщей олигоцена, слагающего пологую антиклиналь и соответствующую синклиналь. Состав толщи подобен таковому г. Арагац.

Непосредственно к востоку, на перевале между Б. и М. Араратом, эта толща обрезается крупным диагональным (косым) разломом, на котором сидит М. Арарат (3914 м) – вулкан нижнечетвертичного времени, лавы которого (андезито-базальты) подпрудили в свое время долину Аракса, обусловив образование обширного озера, существовавшего вплоть до вюрмского времени включительно.

Ереванская (Араратская) котловина (абсолютная высота около 800 м) представляет синклинальный прогиб нижнечетвертичного времени, судя по погружению верхней (гюнцской) – верхнеапшеронской террасы. Прогиб этот постепенно углублялся в течение всего постплиоцена, так как все четыре террасы погружаются, образуя "ножницы". Недислоцированной является лишь надпойменная терраса. Величина прогиба определяется примерно в 200 м. (т.е. отвечает относительной высоте верхней террасы). Всюду озерная толща подстилается сильно размытыми андезито-базальтами основания арагацкого (и араратского) разреза, чем определяется здесь их во всяком случае третичный, а не четвертичный возраст.

На северо-западном подножье Большого Арарата развиты большие поля лав верхнечетвертичного возраста, залегающие на верхней террасе (вюрмской). Указанные четвертичные лавы, видимо, считали первые исследователи эффузиями Большого Арарата.

Подобное же явление имело место к югу от Малого Арарата, где небольшой безымянный вулкан дал поток подобных лав к югу, подпрудивший долину р. Сары-су и обусловивший образование обширной Баязетской равнины (высота около 1400 м), по которой, видимо, проходил региональный разлом общекавказского направления; возраст его определяется как домезозойский, он является границей двух тектонических зон. К юго-востоку от Малого Арарата располагается обширное пенепленизированное горное плато, сложенное образованиями девона и карбона (известняки, песчаники, сланцы, кварциты), слагающими широтные простые складки; перекрываются они на северо-западе (на отметке 1800 м) непосредственно вулканогенным олигоценом, а на юго-востоке — эоценом, сменяющимся гипсо-соленосной толщей (Нахичеванской), для которой доказывается ныне олигоценовый возраст.

К юго-западу от Баязетской равнины (разлома общекавказского направления) палеозой погребен и здесь наблюдается полный (?) разрез верхнего мела (в вулканогенно-осадочной фации), согласно сменяющегося отложениями эоцена, а затем олигоцена (вулканогенного). Все складки здесь общекавказского направления. Констатировано много интрузий гипербазитов верхнеэоценового возраста.

К северо-западу от Арарата верхнемеловые отложения развиты в подобной фации по правобережью Аракса, выше устья р. Ахуран, где они также прорваны гипербазитами того же возраста. Над верхним мелом констатирован полный (?) разрез эоцена (крайние выходы у сел. Аргачи на северо-западном подножье Арарата), перекрытого несогласно вулканогенным олигоценом.

К северо-востоку от Большого Арарата породы палеозоя (девона и карбона) обнажаются в нескольких пунктах Ереванской равнины (Хорвираб и др.) в виде останцев, свидетельствующих о их поднятии и значительном размыве в течение мезозоя.

Таким образом, район Большого Арарата вырисовывается отчетливо как доолигоценовое (юрское-нижнемеловое) поднятие (блок), погружающееся в юго-восточном направлении.

Резюмируя, можно указать, что образования вулканогенного олигоцена занимают на территории Кавказа обширные площади, приурочены они к поднятиям; в депрессиях им отвечают синхроничные полупресноводные и морские осадки.

Вероятно, однотипными с Б. Араратом являются не только Арагацский и Эльбрусский массивы, но и Бингель-даг (3650 м), Савеландаг (4821 м), Сехенд (Кухи-Сехенд, 3722 м) и Демавенд (Дамаванд, 5670 м).

Первое успешное восхождение на вершину Б. Арарата совершил в 1829 г. профессор Дерптского университета Ф. Паррот в сопровождении армянского писателя-просветителя Хачатура Абовяна. Впоследствии на его вершину поднимались Г. Абиш (1845), Н. Н. Ходзько (1850), Х. Б. Линч (1893), А. В. Пастухов (1893) и многие другие, опубликовавшие различные интересные данные по его природным условиям.

Большой Арарат имеет вид (см. рис. 1) крутосклонного эллиптической формы (СЗ-ЮВ) конуса, расчлененного сетью глубоких оврагов и сухих долин. Размеры основания массива около 40х60 км, расстоя-

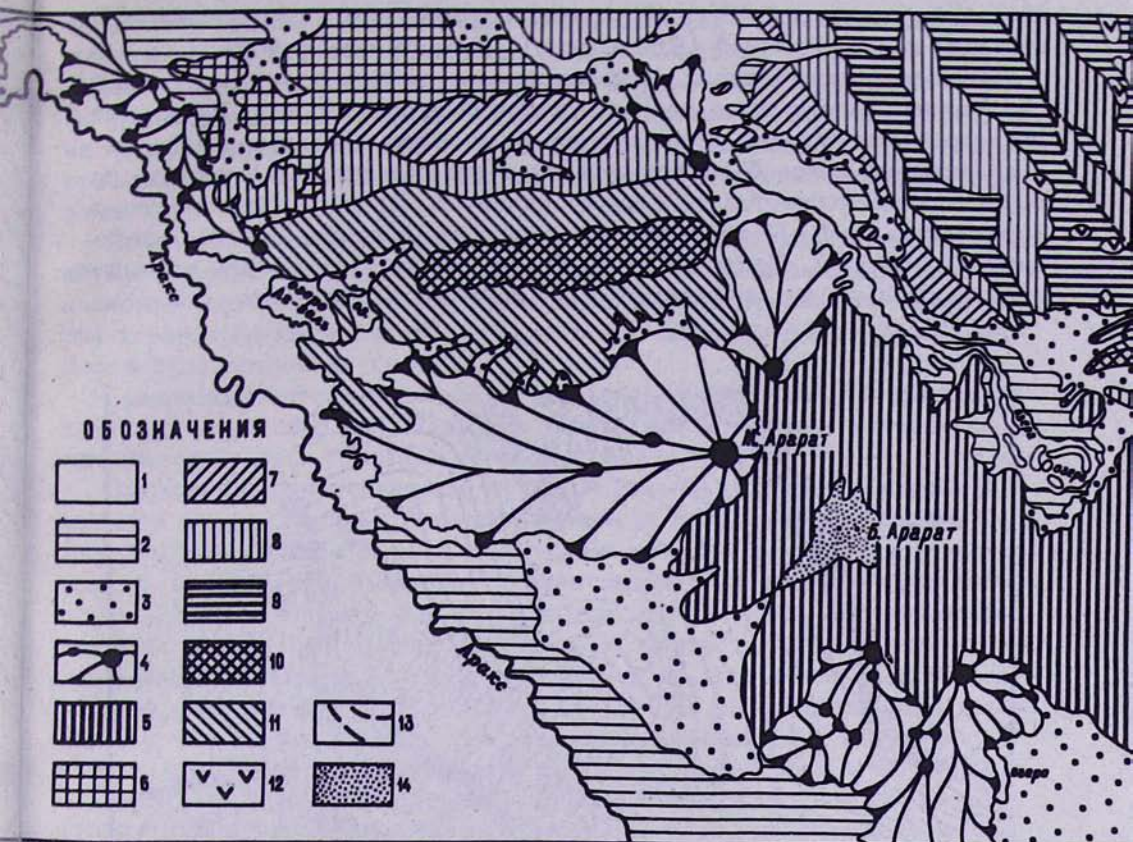


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района горы Арарат. Составил К. Н. Паффенгольц.

Постплиоцен. 1 – Аллювиальные отложения пойменной и надпойменной террас; 2 – Аллювиальные отложения высоких террас; 3 – Аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса и предгорного шлейфа; 4 – Лавы Малого Арарата и др. и конусы их извержений; Олигоцен. 5 – Вулканогенная толща – комплекс эффузивов от базальтов и трахиандезитов до липаритов и обсидианов; 6 – Гипсо-соленосная толща (Нахичеванская). Эоцен. 7 – Наддунмулитовые известняки на ЮЗ и Ю, пестроцветная толща на СЗ (Аргачи); 8 – Песчаники, конгломераты, известняки и др. Верхний мел. 9 – Вулканогенно-осадочная толща. Пермь и карбон. 10 – Известняки, песчаники с кремнистыми включениями и др. Девон. 11 – Известняки, песчаники, глины, кварциты, сланцы, 12 – Гипербазиты (верхнеэоценовые); 13 – Сбросы, взбросы и др.; 14 – Снег, фирн и ледники.

ние между вершинами Б. и М. Арарата около 10 км, относительное превышение над Араратской (Ереванской) равниной свыше 4000 м.

Наиболее значительным является ущелье долины р. Акори (ущелье св. Якова), рассекающее северо-восточный склон массива. Некоторые исследователи склонны проводить по нему сброс меридионального направления, но таковой не фиксируется в подлежащих более древних породах и не наблюдается по южному склону Б. Арарата. Вершина горы (сложенная, по Г. Абику, обсидиан-порфиром) состоит, судя по описаниям Г. Абики, А. Пастухова и Х. Линча, из двух отдельных возвышенностей, разделенных седловиной (см. план А. В. Пастухова, рис. 2).

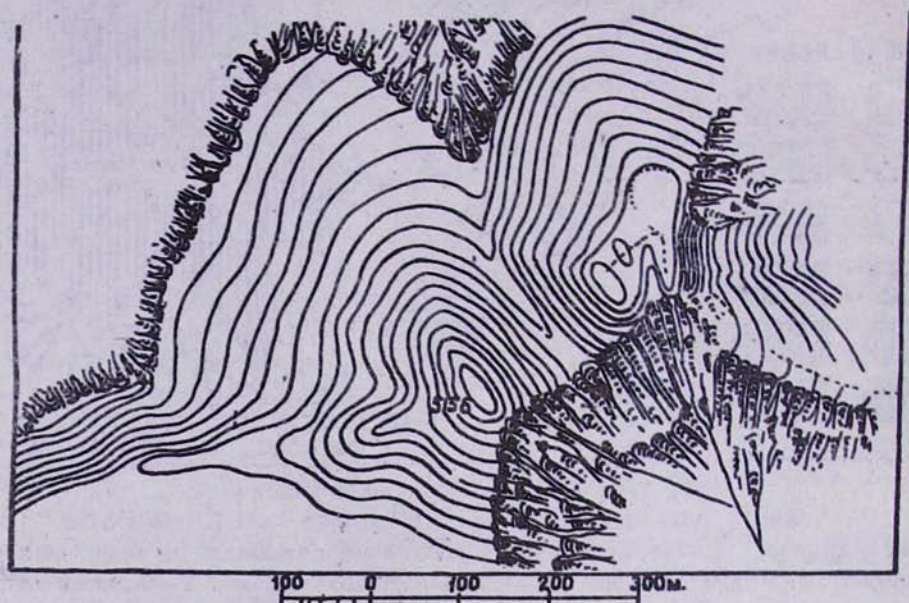


Рис. 2. Вершина Большого Арарата (съемка А. В. Пастухова, 1894).

Последняя покрыта мощным слоем фирна, на обоих ее склонах расположены верховья глубоких оврагов. Северный овраг, занятый фирновым льдом, является вершиной регенерированного ледника Акори, наиболее крупного на Арарате; в нижней части ледник является погребенным.

Площадь снежного и фирнового покрова на Арарате достигает 20 км^2 ; отмечается 25 мелких и 4 более значительных долинных ледников, спускающихся по южному и юго-западным склонам массива. Снеговая граница располагается на высоте 4115–4250 м.

Следы древнего оледенения на Арарате развиты слабо; небольшие размеры современного оледенения обусловлены в первую очередь морфологией его крутых склонов и резко континентальными условиями климата.

Эффузивные породы Арарата играют исключительную роль в вопро-

се питания южной части артезианского бассейна Ереванской депрессии, сложенной озерными отложениями. Склоны массива, покрытые мощным плащом делювиальных и пролювиальных образований совершенно лишены родниковых вод. Известен лишь один крупный родник (Сардар-булах) на северо-западном склоне Б. Арарата, выходящий из-под глыбовых нагромождений конуса выноса бокового ущелья, близ одноименного перевала.

Основная масса атмосферных осадков быстро проникает по трещиноватым породам в глубокие слои эффузивной толщи и выклинивается у подножья массива, питая как артезианские воды Ереванской котловины, так и речки Кара-су (вдоль северного его подножья) и Сары-су (в Баязетской котловине на юге).

Ереванский артезианский бассейн ("озеро"), с водой прекрасного качества, отчетливо замыкается в районе Волчьих ворот у подпруды нижнечетвертичными лавами Малого Арарата.

Озерные осадки в западной части Ереванской равнины покрыты мощным чехлом аллювиально-пролювиальных образований обширного ($\sim 350 \text{ км}^2$) конуса выноса Аракса. На востоке, за указанной подпрудой, на правобережной террасе Аракса находятся озера Аг-гель (Большое — 6 км^2 и Малое — $1,2 \text{ км}^2$), обремененные подпрудой верхнечетвертичными лавами небольшого вулкана (см. карту). Питание озер только наземное. Оба озера мелкие (глубина 2–3 м), горькосоленые, абсолютные отметки Большого — 790 м, Малого — 793 м. Летом обычно пересыхают, покрываясь слоем глауберовой (преобладает) и др. солей; вокруг озер развита солончаковая растительность (Абих, 1847 и 1894).

Поэтому вызывает полное недоумение заключение С. П. Бальяна (1969, стр. 325–326) о "наличии гидравлической связи артезианских вод Араратской котловины с бессточным бассейном Ак-гель, воды которого целиком расходуются при интенсивном испарении". По данным В. Ф. Захарова (1931) артезианские воды Ереванской котловины разгружаются по левобережью Аракса в районе устья р. Раздан, в виде мощных пресных родников.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. — О некоторых естественных произведениях равнины Аракса. Горный журнал, ч. 1, 1849.
- Бальян С. П. — Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. Ер. гос. ун-та, Ереван, 1969.
- Захаров В. Ф. — Гидрогеология Эриванской низменности. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна. Вып. 8, Тифлис, 1931.
- Пастухов А. В. — Восхождение на Арарат. Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XV1, Тифлис, 1894.
- Паффенгольц К. Н. — К стратиграфии и тектонике третичных отложений Восточной Анатолии и северо-западного Ирана. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н. — Эльбрус (геологический очерк). Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

- Паффенгольц К. Н. - Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. - Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Паффенгольц К. Н. - Кавказ - Карпаты - Балканы. Геолого-тектонические параллели. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. - Арагац. Геологический очерк Арагацкого вулканического массива. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Штеклин Дж. - Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Abich H. Ueber Natronseen der Araxes-Ebene nebst einem Anhang über die dortigen Sodapflanzen. Bull. de la Cl. Phys. Math. de l'Ac. de sc., 5 vol., N 7-8, pp. II6-125. St. Petersburg, 1847.
- Abich H. Zur Geologie d. südöstl. Kaukasus Gletscher-ende in d. Jacob-schlucht am grossen Ararat. Bull. Acad. Sc. VI, 21-40. St. Petersburg, 1866.
- Abich H. Der Ararat in genet. Beziehung betrachtet. Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., XXII, 69-91. Berlin, 1870.
- Abich H. Fulguriten im Andesit des kleinen Ararats etc. Sitzungsber. k. k. Akad. Wiss., IX, 153-162. Wien, 1870.
- Paffenholz K. N. Geology and petrology of the Aragats massif (Armenia). International Geology Review (USA), v. 10, N 4, 1968.