ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

VIII

ГИДРОГЕОЛОГИЯ


ՀՍՍՀ
ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ԳԼԽԱՎՈՐ ԽՄԲԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ (գլխավոր խմբագիր)
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից-անդամ Ա. Հ. ԴԱՎԲՐԵԼՅԱՆ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Կ. Ն. ՊԱՖԵՆՀՈԼՑ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից-անդամ Լ. Ա. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆՑ

ՀԱՏՈՐ

VIII

ՀԻԴՐՈԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1974

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ

Академик АН Армянской ССР С. С. МКРТЧЯН (главный редактор),
Член-корреспондент АН Арм. ССР Л. А. ВАРДАНЯНЦ
Член-корреспондент АН Арм. ССР А. А. ГАБРИЕЛЯН
Академик АН Арм. ССР И. Г. МАГАКЬЯН
Академик АН Арм. ССР К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ

ТОМ

VIII

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1974

552 (с 43)
Г 36

Настоящая монография является второй сводкой материалов по гидрогеологии Армянской ССР. В ней рассматриваются закономерности пространственного распространения подземных вод на территории Армянской ССР в причинной связи с природной обстановкой конкретных гидрогеологических районов.

Монография предназначена для гидрогеологов, а также геологов и геофизиков, занимающихся решением гидрогеологических задач.

VIII ՀԱՏՈՐԻ ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Երկրաբ.-միներ. գիտ թեկնածու Վ. Ա. ԱՎԵՏԻՍՅԱՆ (պատասխանատու խմբագիր)
Երկրաբ.-միներ. գիտ. թեկնածու Ն. Ի. ԴՈԼՈՒԽԱՆՈՎԱ
Երկրաբ.-միներ. գիտ. թեկնածու Է. Ի. ՍԱՐԴԱՐՈՎ
Ինժեներ-երկրաբան Վ. Թ. ՎԵՀՈՒՆԻ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ VIII ТОМА

Кандидат геолого-минералогических наук В. А. АВЕТИСЯН (отв. редактор)
Кандидат геолого-минералогических наук Н. И. ДОЛУХАНОВА
Кандидат геолого-минералогических наук Э. И. САРДАРОВ
Инженер-геолог В. Т. ВЕГУНИ

Г 0293—016 / 703(02)—74 91—73

© Издательство АН Армянской ССР, 1974.



Общий вид Араратской котловины.

ВВЕДЕНИЕ

Армения, как и многие другие горные страны Востока, расположенные в аридной зоне, еще с глубокой древности научилась ценить воду, как подлинный источник жизни. Надо сказать, что культ воды в различных формах до настоящего времени сохраняется в народе.

Народное хозяйство республики развивает невиданные темпы роста и испытывает большую потребность в хозяйственно-питьевой, технической и оросительной воде.

После первой сводки гидрогеологических материалов, составленной А. А. Тер-Мартиросяном и изданной в виде монографии в 1968 году (т. XVIII «Гидрогеология СССР») прошло более 5 лет. За это время накопились многочисленные материалы поисково-разведочных, опытно-исследовательских гидрогеологических и геофизических работ, появились сводные отчеты по гидрогеологии отдельных районов, а также ряд работ по оценке запасов подземных вод и различным теоретическим вопросам гидрогеологии.

Таким образом, настоящая монография отображает наши знания по подземным водам (пресным и рудничным) Армянской ССР на современной стадии изученности.

Изложенные в ней данные базируются на анализе и систематизированном обобщении большого фактического материала и обширной литературы.

На первый план выдвинуты вопросы научного анализа условий образования и пространственного распределения подземных вод, а также задачи их практического использования.

На современном уровне развития производительных сил при сравнительно стабильных естественных ресурсах подземных вод несоразмерно растет потребность в них.

В этой связи первоочередной задачей дальнейших гидрогеологических исследований нужно считать проблему пополнения ресурсов подземных вод за счет консервации части поверхностного стока.

На территории Армении с широко развитым покровом трещиноватых, сильно водопроницаемых андезито-базальтов и их пористых, ошлакованных разновидностей, имеются весьма благоприятные условия для организации искусственной инфильтрации осеннего и весеннего стока в них.

Настоящая монография является результатом труда большого коллектива специалистов, работающих в различных геологических организациях республики. Приведенные в ней материалы могут быть положены в основу разработки вопросов водоснабжения республики, правильной эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также дальнейшего изучения подземных вод.

Неравномерность в характеристиках водоносных комплексов и в описаниях отдельных гидрогеологических районов является следствием неравномерной изученности этих комплексов, особенно, на глубину.

Для характеристики водоносных комплексов и горизонтов приводятся наиболее важные и типичные параметры.

К монографии, кроме иллюстрирующих текст карт, схем и графиков, прилагается обзорная гидрогеологическая карта масштаба 1:600000 со схемой гидрогеологического районирования территории Армянской ССР.

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

История изучения подземных вод Армении восходит к глубокой древности. Так, например, гидрографические сведения можно встретить в персидских рукописях и в учебнике Армянской географии VII в., составленном Анания Ширакаци. Старинные каптажные сооружения, кяризы, колодцы и водопроводы свидетельствуют о культурном водоснабжении еще в далеком прошлом.

Первые гидрогеологические сведения можно встретить в работах И. Гюльденштедта, Г. Абиха (1873), Н. Черноярского (1880), Б. Миллера и Д. Денисова (1889), Г. Смирнова (1910), Л. Романова (1915) и т. д.

В дальнейшем, гидрогеологические работы имели в основном прикладной характер и были направлены на решение конкретных практических задач народного хозяйства Армянской ССР. В это время исследования по гидрогеологии охватывали отдельные участки Араратской котловины, бассейнов оз. Севан и р. Раздан, массива г. Арагац и Ширакской котловины. Вопросами формирования, распространения, химического состава подземных вод занимались В. Ф. Захаров, С. Т. Тигранян, Г. Г. Оганезов, К. Н. Паффенгольц, А. П. Демехин и др.

Наиболее полноценные гидрогеологические исследования были проведены В. Ф. Захаровым (1926—1932 гг.) в долинной и предгорной частях бассейна р. Аракс. Результаты этих работ были обобщены в его книге «Гидрогеология Эриванской низменности», где автор дал общую гидрогеологическую характеристику долины р. Аракс, указал на источники питания подземных вод, на причины заболачивания и меры борьбы с ним.

В 1929—1933 гг. интересные работы по комплексному изучению оз. Севан проводились экспедицией АН СССР под руководством академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Основной задачей было изучение подземного питания оз. Севан и стока из него. Гидрогеологические исследования проводились сотрудниками экспедиции А. А. Турцевым, М. П. Казаковым, С. С. Кузнецовым и А. И. Цветковым.

Специальное гидрогеологическое изучение массива г. Арагац начинается с 1929 г. Результаты работ по изучению подземных вод массива г. Арагац обобщены в трудах Б. Л. Личкова, П. Р. Евангелидзе, С. Т. Тигранян и др. геологов.

Много ценного гидрогеологического материала было получено при региональных геолого-съемочных работах на территории Армянской ССР. Здесь нужно особо отметить работы К. Н. Паффенгольца и А. П. Демехина. Так, например, в 1928 г. К. Н. Паффенгольц, проводивший геологическую съемку бассейна оз. Севан, одновременно дает общую характеристику подземных вод, подземного стока и затрагивает вопросы фильтрации из оз. Севан. В 1931 г. им была проведена геологическая съемка в бассейне р. Арпа. Попутно со съемкой были охарактеризованы

гидрогеологические условия района, характеризующиеся бедностью подземными водами, за исключением участков, покрытых эффузивными лавами, к которым приурочены многочисленные источники.

В 1936 г. подобной съемкой был охвачен бассейн р. Веди.

В 1937 г. К. Н. Паффенгольц проводил геологическую съемку в районе Арзакана и установил связь подземных вод с четвертичными лавами, развитыми по правобережью р. Раздан, к которым приурочены многочисленные мощные источники.

В 1938 г. К. Н. Паффенгольц проводил геологическую съемку в пределах Ереванского и Веди-Садаракского районов и дал подробное описание родников района предгорий бассейна рр. Раздан и Азат. В 1938 г. он, совместно с В. Н. Котляром, осуществил геологическую съемку бассейнов рр. Памбак, Дзорагет и Дебед и попутно дал оценку гидрогеологических условий этих участков.

В 1940 г. К. Н. Паффенгольц одновременно с геологической съемкой дал оценку подземных вод и водовмещающих пород Шамшадинского района.

В 30-е годы детальные гидрогеологические исследования на территории республики проводились А. П. Демехиным. Им тщательно изучались подземные воды Ереванской котловины, особенно потоки подземных вод, приуроченных к конусам выноса рр. Гедар и Джрвеж.

В 1935 г. А. П. Демехиным были изучены все крупные родники в бассейне р. Раздан с целью использования их для водоснабжения крупных населенных пунктов, а также проведены гидрогеологические исследования в Ширакской степи для водоснабжения гор. Ленинакана.

При его участии в 1936 г. были пройдены две скважины с целью водоснабжения сс. Енгиджа и Эйляс Арташатского района.

Для выяснения возможности и целесообразности использования Ванкидзорских (Маймехских) родников как источников водоснабжения гор. Кировакана, в 1938 г. была организована специальная комиссия в составе К. Н. Паффенгольца, А. П. Демехина, Г. Г. Оганезова.

В 1939 г. А. П. Демехиным были написаны инженерно-геологические очерки по городам Ленинакан, Дилижан, Степанаван, Кировакан и Эчмиадзин. Во всех этих работах автор освещает гидрогеологические условия названных городов.

В этот период А. П. Демехин проводил гидрогеологические исследования в ряде пунктов республики (гг. Ленинакан, Ереван, Арзни, междуречий среднего течения рр. Раздан и Касах, в пойме р. Веди и др.) с целью использования подземных вод для водоснабжения.

В это же время гидрогеологические условия различных частей республики освещались в работах А. А. Иванчин-Писарева (1922), В. П. Ренгартена (1929), Г. Г. Оганезова (1929), А. А. Соколова (1929—1937), Ф. П. Саваренского (1930), С. И. Лукашевича (1931), С. Я. Лятти (1931), В. Д. Зайцева (1933), В. О. Корсадзе (1934, 1941), С. Е. Манасеряна (1940), Г. М. Джигаури (1940), А. А. Маккавеева (1931—1940) и др.

В 1943 г. в сводном труде «Гидрогеологический очерк Армянской ССР и НахАССР», составленном под руководством А. Н. Назаряна, были обобщены материалы всех гидрогеологических исследований, проведенных на территории Армянской ССР. С этого года начались планомерные работы по гидрогеологической съемке республики сотрудниками вновь созданной гидрогеологической экспедиции П. Л. Епремяном, П. Т. Саркисяном, К. Ф. Орфаниди, А. А. Тер-Мартиросяном и др. В 50—60-ые годы гидрогеологическую съемку территории респуб-

лики проводили А. А. Саркисян (1957—1961), А. А. Тер-Мартиросян (1955—1961), Г. Г. Мартиросян (1955—1961) и др.

В настоящее время большая половина территории покрыта детальной гидрогеологической съемкой. Результаты съемочных работ 1943—1960 гг. обобщены в монографии «Гидрогеология Армении», вышедшей в 1968 г.

Из гидрогеологических работ по отдельным регионам Армянской ССР можно отметить работы А. Г. Манукяна, О. С. Саркисяна, А. Е. Амояна и др., посвященные подземным водам Араратской котловины, работы А. М. Харахашяна, А. А. Тер-Мартиросяна, Г. Г. Мартиросяна, А. О. Оганяна, А. А. Саркисяна, В. Т. Вегуни и др., посвященные вопросам подземного питания и разгрузки подземных вод оз. Севан, работы П. Т. Саркисяна, А. А. Тер-Абрамяна, Н. Г. Микаеляна, И. М. Агаджановой, посвященные подземным водам массива г. Арагац и Гегамского хребта.

Наряду с работами по гидрогеологии Армянской ССР, выполненными геологами Армянского геологического управления, нужно отметить исследования по подземным водам Армянской ССР, проделанные сотрудниками ИГН АН АрмССР, Ереванского университета и др. организаций.

В 1964 г. проф. Г. Г. Оганезов (ИГН АН АрмССР) завершил свой капитальный многотомный труд «Подземные воды Араратской котловины», в котором автор использовал весь фактический материал по гидрогеологическим исследованиям на территории котловины.

В 50-ые годы Н. И. Долухановой (ИГН АН АрмССР) положено начало новому направлению гидрогеологических исследований—использованию гидрогеологических и гидрохимических исследований при поисках полезных ископаемых.

Под ее руководством и при непосредственном участии были изучены рудничные воды медно-молибденовых месторождений АрмССР (1950—1953 гг.), гидрохимия серноколчеданных месторождений АрмССР (1956 г.), гидрохимия и гидрогеология Алавердской группы месторождений (Ахтала, Шамлуг, Алаверди), гидрохимические условия Анкаванского медно-молибденового месторождения (1957 г.), гидрохимические условия бассейна р. Гарни и верховьев р. Агстев (1958 г.), а также районов месторождений Черной и Желтой речек Степанаванского района (1959 г.).

В период 1950—1953 гг. В. А. Аветисян (ИГН АН АрмССР) проводил гидрохимические исследования в междуречье рр. Раздан—Веди в целях прогноза нефтегазоносности. С этой же целью им были проведены гидрохимические исследования в северной части Ширакской котловины.

Гидрохимические исследования на полиметаллических месторождениях различных районов республики проводились О. А. Бозояном, А. Р. Галстяном, П. М. Капланяном (ИГН АН АрмССР).

С 1954 г. началось изучение подземного теплового потока в Армянской ССР—направление, тесно связанное с вопросами гидрогеологии. В том же году группа работников ИГН АН АрмССР (В. А. Аветисян, Н. И. Долуханова, В. Л. Егоян) и Ереванского университета (С. П. Бальян) проводила в верховьях р. Арпа работы по изучению теплового поля района курорта Джермук.

В дальнейшем работы по изучению теплового потока территории Армянской ССР проводились А. Л. Ананяном, А. А. Аветисянцем, Г. Б. Ктикяном и др.

Особый разворот получили гидрогеологические работы в 1955—1956 гг. в соответствии с постановлением Совета Министров АрмССР о необходимости выявления возможностей обводнения пастбищ и высокогорных посевов за счет подземных вод. С этой целью ИГН АН АрмССР (А. О. Оганян, А. Л. Ананян, А. Р. Галстян и П. М. Капланян) проводил гидрогеологические исследования в Мартунинском, Басаргечарском, Азизбековском и Ехегнадзорском районах (1955 г.) и в Красносельском районе (1956 г.).

Практический интерес представляет работа В. А. Аветисяна и С. П. Бальяна (Ереванский университет), проделанная в эти же годы и посвященная вопросам обводнения сенокосов и пастбищ Сюникского вулканического нагорья, где рекомендуются необходимые инженерные мероприятия для рационального использования поверхностных и подземных вод.

В 1957—1959 гг. геологами А. А. Саркисяном, Г. Г. Мартиросяном, А. А. Хачатуряном и Р. Г. Куцаняном проводились поисковые и съемочные работы в северной и северо-западной частях АрмССР. Были составлены гидрогеологические карты, изучены выходы подземных вод, намечены перспективные участки для ведения дальнейших работ.

В 1958—1960 гг. Л. В. Дасоян и В. Х. Шагинян проводили исследования в районе Казанчинских родников с целью водоснабжения гор. Ленинакана, в Иджеванском, Шамшадинском, Ноемберянском и Туманянском (Алавердском) районах Армянской ССР с целью обеспечения питьевой и технической водой новых промышленных предприятий и сельского хозяйства.

Из новейших гидрогеологических работ нужно отметить сводную работу по гидрогеологии Армянской ССР, изданную в 1968 г. под редакцией А. А. Тер-Мартиросяна и работу, посвященную подземным водам центрального вулканического нагорья Армении, проделанную Э. И. Сардаровым (ИГН АН АрмССР) и др.

В 1959—1960 гг. О. С. Саркисяном и П. В. Согомоняном проводились гидрогеологические поисково-разведочные работы в бассейне р. Арпа. Эти работы продолжались в течение 1962—1963 гг. С. К. Минасяном, А. А. Хачатряном, Л. Б. Бахшиняном и др. В результате работ на отдельных участках Арпинского синклинория выявлены напорные воды. Однако, несмотря на проведенный комплекс исследований, бассейн р. Арпа в гидрогеологическом отношении изучен слабо.

Начиная с 1957—1961 гг. по настоящее время в бассейне оз. Севан почти беспрерывно проводятся комплексные гидрогеологические работы с широким привлечением геофизических методов исследований.

В 1961 г. В. Т. Вегуни завершил исследования по определению подземной составляющей водного баланса оз. Севан. Им же совместно с О. А. Агиняном, Е. С. Баграмяном и др. в течение 1967—1968 гг. был произведен подсчет эксплуатационных запасов Масрикского артезианского бассейна.

С 1968 г. по настоящее время Г. Б. Ктикяном и В. Х. Шагиняном проводятся детальные гидрогеологические разведочные работы в пределах южного и юго-западного побережья оз. Севан для подсчета эксплуатационных запасов подземных вод. В ходе этих работ детально изучен ряд подлавовых водотоков и впадин, заключающих напорные воды.

В 1963 г. В. Т. Вегуни и Г. Данагулян завершили работы по региональной оценке эксплуатационных запасов подземных вод территории Армянской ССР.

После продолжительного периода гидрогеологических поисково-разведочных и опытно-исследовательских работ в 1966 г. А. Е. Амояном был завершен и утвержден ГКЗ подсчет эксплуатационных запасов подземных вод Араратской межгорной котловины.

Начиная с 1964—1965 гг., массив г. Арагац стал ареной более детальных гидрогеологических поисково-съемочных и разведочных работ, сопровождавшихся геофизическими методами поисков меж- и подлавовых обводненных зон.

В 1964—1967 гг. А. Г. Манукяном, П. В. Согомоняном, В. Х. Казаряном, Г. А. Алексаняном проводились буровые поисково-разведочные работы в пределах южных и юго-западных склонов массива г. Арагац, а также в бассейне р. Касах. В результате работ на Кармрашен-арагацском безводном участке вскрыты межлавовые подземные воды.

С 1968 г. по настоящее время В. Х. Казаряном и И. М. Агаджановой проводятся гидрогеологические разведочные работы для подсчета эксплуатационных запасов подземных вод Апаранской межгорной впадины. С 1970 г. в центральной части массива г. Арагац проводятся гидрогеологические поисково-съемочные работы. В ходе работ впервые выявлены Артикский и Воскетасский подлавовые водные потоки.

Подземные воды Ширакской котловины в разное время изучались А. Е. Амояном, А. А. Адамяном, Г. А. Алексаняном, И. М. Агаджановой и Г. Г. Мартиросяном. В 1966 г. Г. Г. Мартиросяном были подсчитаны эксплуатационные запасы подземных вод котловины и утверждены ГКЗ. В течение 1967—1968 гг. В. Т. Вегуни, О. А. Агинян, Е. С. Баграмян проводили исследования по оценке естественных ресурсов подземных вод бассейна р. Ахурян.

В пределах северной и северо-восточной Армении гидрогеологические поисково-съемочные и разведочные работы развернулись после 1959—1960 гг. В 1961—1962 гг. А. А. Хачатряном проводилась гидрогеологическая съемка на территории смежных участков Туманянского, Степанаванского и Калининского районов. В 1964 г. Л. В. Дасоян и В. Х. Шагинян завершили подсчет эксплуатационных запасов подземных вод Лорийской котловины. В период 1965—1969 гг. В. Т. Вегуни, О. А. Агиняном и Е. С. Баграмяном проводились комплексные гидрогеологические исследования по оценке естественных ресурсов подземных вод и паспортизация родников бассейнов рр. Ахум, Тавуш, Хндзорут, а также бассейнов нижних течений рр. Агстев и Дебед.

Начиная с 1967—1968 гг. М. М. Карапетяном и Ж. Айрапетяном проводятся гидрогеологические поисковые съемочные и разведочные работы в бассейне рр. Памбак—Дебед. В пределах Спитакской впадины и бассейна р. Качкара выявлены напорные и грунтовые воды; в настоящее время ведется детальная разведка для целей подсчета эксплуатационных запасов.

В гидрогеологическом отношении южная Армения является одним из сравнительно слабо изученных регионов.

В 1960—1961 гг. А. А. Саркисян и Л. Г. Бахшинян проводили гидрогеологические исследования в пределах Мегринского и южной части Кафанского районов. В результате работ составлена карта и кадастр родников.

Непосредственным продолжением этих исследований являются поисково-съемочные работы, проведенные А. А. Хачатряном и Э. Г. Хачатрян в 1966—1968 гг. в пределах бассейна р. Вохчи. В результате работ на ряде участков бурением вскрыты обводненные зоны и дана оценка ресурсов подземных вод бассейна. Указанными исследователями

в течение 1963—1967 гг. проведены поисково-съемочные работы в бассейне р. Воротан с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод, утвержденных ГКЗ СССР.

В период 1961—1968 гг. изучением гидрогеологии Кафанского, Дастакертского, Ахтала-Шамлугского и Алавердского рудных полей и условий обводнения подземных выработок занимались В. А. Аветисян, П. С. Бошнагян, А. Ш. Воскерчян, А. О. Авакян и др.

Более двух десятилетий изучением режима подземных вод территории Армянской ССР занимается гидрогеологическая режимная станция. Результаты режимных наблюдений изложены в ежегодниках, составленных П. Т. Саркисяном, Н. Г. Микаеляном, М. К. Абрамяном, А. В. Гогиняном, М. М. Степаняном и др.

В 1971 г. П. Т. Саркисяном представлен сводный отчет, отображающий режим подземных вод территории республики за 1956—1970 гг.

В течение последних 5—6 лет под руководством С. М. Багияна проводятся специальные гидрогеологические исследования для целей мелиорации в пределах Араратской равнины, Ширакской и Лорийской котловин, бассейнов рр. Веди, Раздан и Касах.

Ряд ценных гидрогеологических исследований проводился на локальных участках проектными организациями Армгипроводхоз, АрмГИДЭП, Коммунпроект и др.

Большие работы проводились и продолжаются поныне Московским институтом ПНИИИС. Отмеченной организацией подсчитаны эксплуатационные запасы подземных вод Агамзалу-Харатлинского участка Араратского артезианского бассейна.

ГЛАВА I

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Географическое положение. Советская Армения занимает северо-восточную часть обширного Армянского нагорья. Территория страны небольшая (29,74 тыс. км^2), однако, сложный горный рельеф обусловливает такое многообразие природных условий, какое можно видеть на обширных пространствах равнины Европейской территории СССР от Кавказских гор до Ледовитого океана.

Как в типичной горной стране, здесь сочетаются складчатые, складчато-глыбовые и вулканические горы, аллювиальные равнины и высокогорные лавовые плато, узкие речные долины и межгорные котловины. Самые низкие отметки территории, около 380 м над ур. моря, находятся у пос. Дебедашен на р. Дебед и в Мегринском районе в ущелье р. Аракс, а высшую отметку—4090 м имеет вершина г. Арагац. Средняя высота территории 1800 м. Представление о распределении территории по высотам дает приводимая ниже табл. 1, из которой видно, что более 90% страны расположено выше 1000 м над уровнем моря.

Территория Армянской ССР отделена от океанов и морей: Средиземного—на 750 км, Черного—на 163 км, Каспийского—на 193 км.

Таблица 1

Высота над уровнем моря	Площадь в тыс. кв. км	% от всей территории
до 500	0,2	0,1
500—1000	2,90	9,6
1000—1500	5,43	18,3
1500—2000	9,30	31,5
2000—2500	7,29	24,5
2500—3000	3,80	12,6
3000—3500	0,97	3,3
Выше 3500	0,03	0,1
	29,74	100

Почти со всех сторон нагорье окаймлено высокими хребтами.

Замкнутость горными хребтами, в сочетании с расположением страны в субтропической зоне, обусловливает общие особенности климата. Все перечисленное, наряду с пестротой геологического строения республики, создает многообразие формирования и режима поверхностного и подземного стоков.

Основные черты рельефа. Общая протяженность хребтов и отрогов Армянской ССР, отчетливо выраженных в рельефе, достигает свыше 3000 км. По особенностям рельефа выделяются четыре основные орографические зоны:

1) северо-восточная краевая зона горных хребтов,
2) зона вулканических нагорий и плато,
3) зона хребтов южной части Армянской ССР,
4) впадина среднего течения р. Аракс.

1) Хребты северо-восточной краевой зоны простираются с запада—северо-запада на восток—юго-восток. Самыми северными являются Сомхетские горы, возвышающиеся на северо-востоке Лорийской котловины. Самая высокая точка Лалвар (2545 м). К этим горам относится и Леджанский массив.

Юго-восточнее Сомхетских гор, параллельно им, тянется Базумский хребет, являющийся водоразделом между бассейнами рр. Дзорагет и Памбак. У Карахачского перевала Базумский хребет смыкается с Джавахетским, а к востоку от долины р. Памбак переходит в Халабский хребет, достигая максимума высоты (3016 м), а затем—в Иджеванский, круто спускающийся к долине р. Агстев.

Между Сомхетским и Базумским хребтами расположено Лорийское плато со средней высотой 1600 м. По восточной окраине его в глубоком каньоне течет р. Дебед. Между рр. Дебед и Агстев находится хребет Гугарц, дающий несколько ответвлений в сторону долины р. Куры. На северо-востоке республики, у границы Грузинской и Азербайджанской ССР проходит Папакарский хребет с высотой менее 1000 м.

На северо-западе республики между Ашоцской и Ширакской котловинами протягивается Ширакский хребет.

Ширакская котловина на востоке ограничена Памбакским хребтом и вулканическим массивом Голгат, а на юге массивом г. Арагац. Плоское дно котловины образует Ширакскую равнину. Средняя высота Ширакской равнины 1500 м. Шамирам-Кармрашенским плато она отделяется от Араратской равнины.

От средней части Ширакского хребта в юго-восточном направлении простирается Памбакский хребет, являющийся водоразделом рр. Куры и Аракса. Вершина этого хребта—г. Тежсар (3101 м). От хребта к юго-востоку отходит хребет Цахкуняц. Непосредственным продолжением Памбакского хребта, восточнее Севанского перевала (2122 м), является хребет Арегуни, переходящий в Севанский хребет. По водораздельной линии Ширакского, Памбакского, Арегунийского и Севанского хребтов проходит резко выраженная физико-географическая граница, южнее которой чувствуется аридность климата. Восточнее оз. Севан протягивается также Восточно-Севанский хребет. На северо-запад от Севанского хребта отходит Мургузский хребет. Между последним и Арегунийским хребтом расположена долина р. Гетик.

Геолого-литологические особенности и характер рельефа этой зоны благоприятны для образования поверхностного стока. Поэтому речная сеть развита здесь достаточно хорошо.

2) Зона вулканических нагорий и плато, простирающихся от Ашоцской котловины до Карабахского нагорья, составляет пояс вулканических образований Армянской ССР. По генезису и морфологии этот пояс резко отличается от зоны Малого Кавказа. Лавовые плато и вулканические массивы составляют основной элемент этой зоны; они почти лишены поверхностного стока и мало изрезаны, в этой части республики формируется, в основном, подземный сток, питающий основные подземные водные бассейны республики. Значительную роль играет и палеогеографическая обстановка.

На северо-западе вытянуты Джавахетский хребет (Кечутские и Мокрые горы) с вершиной Ачкасар (3196 м) и Ехнахахский (Гукасянский) хребет, между ними расположена Ашоцская котловина.

Крупнейший вулканический массив Армянской ССР—г. Арагац, увенчан четырьмя вершинами, наивысшая из которых имеет высоту 4090 м. На его вершине много горных озер. Огромный щитообразный массив является прекрасным конденсатором влаги.

Между г. Арагац и хребтом Цахкуняц расположена Апаранская котловина, а между рр. Раздан и Касах—лавовое Егвардское плато со средней высотой 1300 м. На севере возвышается вулканический конус Араилер (2577 м).

К западу от Севанской котловины находится щитовидное Гегамское нагорье (высоты: Аждаак—3598 м, Спитаксар—3560 м). На вершинах Аждаак, Армаган и др. сохранились кратерные озера. От Гегамского нагорья на восток протягивается Варденисское нагорье (вершина Варденис—3520 м), замыкающее Севанскую котловину с юга. Непосредственным продолжением Варденисского нагорья к юго-востоку является Карабахское нагорье, небольшая часть которого находится в пределах Армянской ССР. Здесь разбросаны крупные вулканы (Мец-Ишханасар—3552 м и др.).

3) Зона хребтов южной части Армянской ССР сложена складчато-глыбовыми хребтами, сильно изрезанными речными долинами. Именно поэтому южная часть республики отличается наибольшими относительными высотами и значительной глубиной долин. Самым высоким является Зангезурский хребет, который начинается у Воротанского перевала и кончается на юге, круто обрываясь в Мегринском ущелье, имеющем глубину 600—800 м. Длина Зангезурского хребта 105 км, его высоты достигают более 3500—3900 м (Капутджух—3906 м). От него на юго-восток отходят Баргушатский и Мегринский хребты, на запад—Вайкский хребет. У с. Татев р. Воротан образует громадный каньон (до 700 м глубины). В южной части Гегамского нагорья протягиваются небольшие хребты, из них наиболее крупными являются Ераносский и Урцский. Эта зона отличается хорошо выраженным поверхностным стоком и густой речной сетью.

4) Между массивом г. Арагац, Гегамским, Зангезурским хребтами, с одной стороны, массивом Арарат, Армянским (Агри-даг) и Кара-дагским хребтами, с другой, расположена Среднеараксинская межгорная впадина, северо-западная часть которой называется Араратской равниной. Здесь сток слабый, реки в основном транзитные, не считая р. Севджур, питающейся подземными водами.

Климат. Армянская ССР находится в субтропической зоне и отличается сухостью и континентальностью климата. В формировании особенностей климата, наряду с географической широтой, значительную роль играют общая приподнятость и сложный рельеф, защищенность территории высокогорными хребтами, особенно Большим Кавказом, близость Каспийского и Черного морей, а также Иранского и Малоазиатского континентальных нагорий.

Южное широтное положение Армянской ССР обусловливает богатство солнечной радиации, а рельеф—разнообразие в приходе—расходе (баланс) лучистой энергии, чем, в основном, и объясняются большие колебания температуры воздуха и почвы.

В формировании режима температуры и влажности важное значение имеют также циркуляционные процессы над Армянским нагорьем. Здесь, в основном, преобладает западный перенос воздушных масс, являющихся основным источником поступающей в республику влаги. При этом колебания циркуляционных процессов во времени служат причиной как сезонных, так и вековых изменений осадков, а, следовательно, и стока.

Горный рельеф служит причиной обособления отдельных районов (плато, котловин, речных долин и др.), со специфическими особенностями температурного режима. Эти различия наблюдаются и между противоположно ориентированными склонами и в закономерном изменении климатических элементов по вертикали на склонах.

Воздушные массы, на своем пути встречая препятствия в виде горных цепей и хребтов, вынуждены обтекать их по ущельям и речным долинам, при этом возникают вертикальные токи, в результате чего меняется метеорологический режим, в частности, температура воздуха и осадки. Все это обусловливает значительные климатические различия даже на сравнительно небольших расстояниях.

Из элементов климата наибольшее значение для формирования стока имеют температура воздуха, осадки и испарение.

Среднегодовая температура воздуха на территории Армянской ССР колеблется в пределах от 13,8° (Мегри—527 м) до —2,7°С (Арагац высокогорная—3229 м). Таким образом, при разности высот, достигающей около 2700 м, среднегодовая амплитуда температуры в республике составляет 16,5°, а средний аэротермический градиент около 0,6° на 100 м высоты. По высотным поясам среднегодовые температуры распределяются следующим образом: в предгорьях от 10,0° до 13,8°, в среднегорьях—от —3° до 10°. Самые низкие зимние температуры воздуха наблюдаются в январе, средние их величины колеблются от +1,0° (в предгорьях) до —10° (высокогорье). Наивысшие среднемесячные температуры наблюдаются в июле или августе и колеблются в пределах от 25,9° (Араздаян, Арени, Мегри) до 9,2° (Арагац высокогорный). Крайние величины температуры воздуха: абсолютный минимум —46° (Шурабад), максимум +42° (Арени) (табл. 2, 3).

Таблица 2

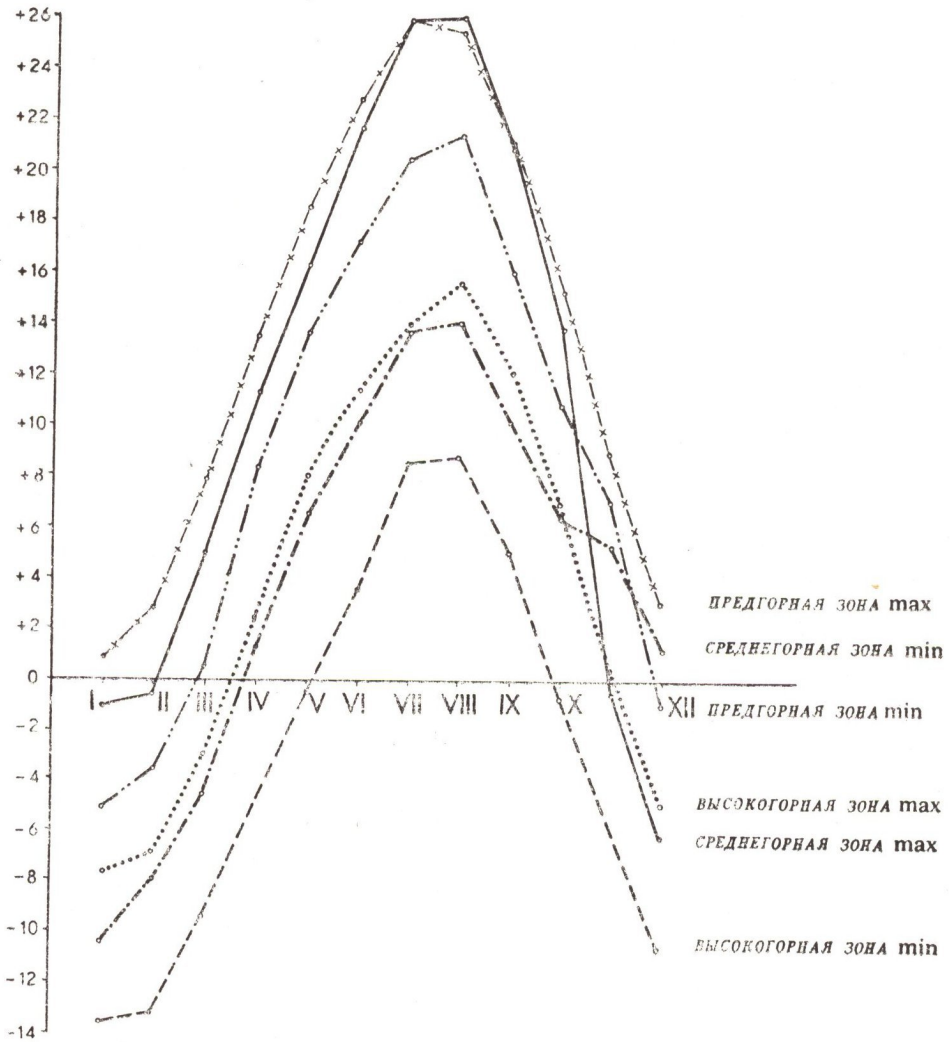
Средняя месячная и годовая температура воздуха в различных пунктах республики

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мегри	0,9	2,9	7,9	13,5	18,5	22,7	25,8	25,4	21,0	15,3	8,6	3,1	13,8
Октемберян	—5,1	—2,5	4,5	11,9	17,3	21,5	25,7	25,2	20,2	13,1	5,5	—1,6	11,3
Берд	—1,0	0,1	3,4	8,3	13,6	17,1	20,4	20,1	16,0	10,8	5,2	1,0	9,6
Арарат	—4,1	—1,3	5,6	12,4	17,7	21,9	25,8	25,5	20,7	13,7	6,2	—1,3	11,9
Ленинакан	—9,7	—7,3	—1,3	5,9	11,9	16,0	19,7	20,2	15,7	9,5	2,2	—4,9	6,5
Горис	—1,1	—0,1	2,8	7,9	12,9	16,2	19,1	18,7	14,6	10,1	4,9	0,8	8,9
Арени	—3,2	—1,3	5,0	11,2	16,4	21,5	25,9	25,9	20,9	14,0	6,5	—0,9	11,8
Варденис	—8,6	—6,5	—2,6	3,9	9,4	12,9	16,1	16,0	12,0	0,7	0,8	—4,9	4,6
Ератумбер	—13,6	—13,3	—9,3	—4,4	0,2	4,6	8,7	8,8	5,3	—0,6	—6,3	—9,9	—2,5
Семеновка	—7,7	—6,9	—3,9	2,0	7,0	10,1	13,0	13,2	9,7	5,5	—0,3	—5,0	3,1
Базарчай	—9,8	—8,4	—4,1	2,1	8,1	11,3	13,8	13,9	10,6	5,5	—0,8	—6,7	3,0
Арагац высокогорная	—12,8	—12,5	—10,2	—5,0	—0,5	3,6	8,5	9,2	5,0	—0,7	—6,2	—10,5	—2,7

Значение среднемесячных и годовых

	I	II	III	IV	V	VI
Предгорная зона	от —5,1 до 0,9	от —3,6 до 2,9	от 0,5 до 7,9	от 8,3 до 13,5	от 13,6 до 18,5	от 17,1 до 22,7
Среднегорная зона	от —10,5 до —1,3	от —7,9 до —0,5	от —4,5 до 5,0	от 1,2 до 11,3	от 6,6 до 16,4	от 10,1 до 21,5
Высокогорная зона	от —13,6 до —7,7	от —13,3 до —6,9	от —9,3 до —3,0	от —5,0 до 2,4	от —0,5 до 8,1	от 3,6 до 11,3

Для формирования стока важное значение имеют также сезонные колебания температуры и в частности даты перехода средних суточных температур через 0° и 5° и данные о заморозках весной и осенью. Эти



Фиг. 1. График среднемесячных значений температур воздуха по высотным поясам Армянской ССР.

Таблица 3

температур по высотным поясам

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
от 20,4	от 21,4	от 16,0	от 10,8	от 5,2	от —1,6	от 9,6
до 25,8	до 25,5	до 21,0	до 15,3	до 8,6	до 3,1	до 13,8
от 13,7	от 14,0	от 10,4	от 5,3	от 6,5	от 1,2	от 2,7
до 25,9	до 25,9	до 20,9	до 14,0	до —1,1	до —6,2	до 11,8
от 8,5	от 8,8	от 5,0	от —0,7	от —6,3	от —10,5	от —2,7
до 13,8	до 15,6	до 12,0	до 6,9	до 0,3	до —5,0	до 4,1

величины важны также для характеристики фазового состояния воды, начала и конца вегетации трав и зерновых, обусловливающих характер подстилающей поверхности, а, следовательно, и сток. От температуры воздуха зависит также и характер осадков (жидкие или твердые), а также образование и сход снежного покрова. О переходе температуры воздуха через соответствующие пределы дает представление табл. 4.

Таблица 4

Даты перехода средних суточных температур через 0° и 5°

Высота пояса	Весною при подъеме температуры		Осенью при падении температуры	
	через 0°	через 5°	через 0°	через 5°
Предгорье	26.I —3.III	28.II —24. III	7.XI—10.I	17.XI— 3.XI
Среднегорье	21.II — 4.IV	16.III—27. IV	15.XI—28.XII	23. X—21.XI
Высокогорье	3.IV—20.V	27.II —24. VI	12.X —16·XI	15.IX—24.X

В предгорном поясе северо-восточных районов республики и Зангезура период с среднесуточной температурой ниже 0° непродолжителен, а в пункте Мегри он составляет всего 12 дней, в то время как в высокогорном поясе этот период очень растянут. Так, например, по данным ст. Арагац высокогорный, он длится 220 дней. Такие резкие колебания, как видно из табл. 4, наблюдаются и в отношении перехода температуры воздуха через 5°.

Таким образом, температурные условия для формирования и схода снежного покрова в различных частях республики неодинаковы, а в зависимости от этого растягивается паводок.

В табл. 5 приводятся даты заморозков и продолжительность безморозного периода по высотным поясам, однако, огромную роль в фор-

Таблица 5

Даты первых и последних заморозков и продолжительность безморозного периода

Высотные пояса	Дата последнего заморозка	Дата первого заморозка	Продолжительность безморозн. периода
Предгорный	16.III—12.IV	17.X —16.XI	196—253
Среднегорный	6.IV—17.V	22.IX—13.XI	122—218
Высокогорный	19.V —29.VI	4.IX— 6.X	66—137

мировании стока и в подземной фильтрации играет также морфометрия и характер микрорельефа. К сожалению, конкретные данные о значении последних факторов в формировании заморозков отсутствуют, кроме общеизвестных положений, что заморозки в отрицательных формах рельефа рано начинаются и поздно кончаются, а в положительных—наоборот, а на склонах южной экспозиции заморозки начинаются поздно и прекращаются рано. Эти общие закономерности сильно влияют также на условия формирования и схода снежного покрова, а следовательно, и стока. Их значение велико и для интенсивности просачивания талых вод в грунт. Температурный режим обусловливает также степень интенсивности испарения.

В переходные сезоны, а также в теплый период, в высокогорных и среднегорных районах происходит непосредственная конденсация водяных паров на подстилающей поверхности, что также является

важным элементом водного баланса, особенно в местах, где сильно распространены «чингилы» (каменные россыпи)—конденсаторы влаги.

Характер и величина атмосферных осадков в каждой стране зависят, в частности, от особенностей атмосферной циркуляции в рельефе. О значении различных синоптических процессов для выпадения осадков над территорией АрмССР дают представление приводимые ниже данные, заимствованные у Г. А. Александряна (1966) (табл. 6).

Таблица 6

Повторяемость числа случаев выпадения осадков при различных типах синоптических процессов

	Вторжение холодного воздуха с запада, северо-запада	Вторжение холодного воздуха с востока, северо-востока	Вынос теплого воздуха с юго-запада	Вынос теплого воздуха с юга и юго-востока	Вынос циклонов со стороны Средиземного моря	Циклоничность над Армянским нагорьем и выход циклонов со стороны Ирана	Волновое возмущение на полярном фронте южного Закавказья	Местные циркуляционные процессы	Окклюдирование циклонов
Повторяем. в %	24,0	7,5	5,9	10,9	7,6	4,2	4,6	14,3	21,0

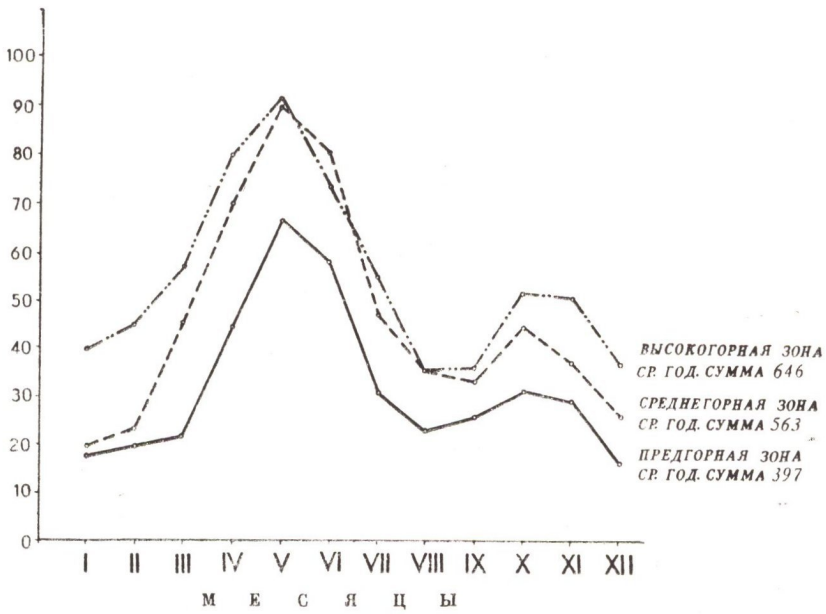
Анализ данных ясно показывает, что наибольший процент повторяемости случаев выпадения осадков падает на холодные вторжения, особенно западного типа. Если учесть, что часть западных вторжений вследствие орографического искажения попадает в пределы республики с южными и северными слагаемыми, то станет ясным, что в увлажнении республики наибольшее значение действительно имеют западные вторжения.

В субтропической зоне, где преобладает западный перенос и антициклональный тип циркуляции, условия для облакообразования и выпадения осадков неблагоприятны и, если бы не горы, в республике выпадало бы незначительное количество осадков. Именно благодаря горному рельефу создаются условия для активизации циркуляционных процессов и выпадения осадков, которые увеличиваются до определенных высот.

Для определения закономерностей формирования стока важно знать высотные пределы роста количества осадков в горах. Вполне понятно, что эта граница в различных горных странах разная. Для Армянского нагорья и его краевых хребтов И. В. Фигуровский и Э. М. Шихлинский (1930) верхним пределом роста осадков считали 2200 м. На первой карте осадков Армянской ССР, составленной в 1948 г. А. Б. Багдасаряном, увеличение осадков отмечено до высот 3000 м. В дальнейшем на карте, составленной совместно с Г. А. Александряном для «Атласа Армянской ССР», рост осадков доведен до вершинной зоны гор республики. По данным непосредственных наблюдений действительно до высоты 3200 м количество осадков растет, выше этого предела наблюдения, к сожалению, отсутствуют и о количестве осадков можно судить только предположительно. Сток в этой части территории также исследован плохо, поэтому пользоваться косвенными данными невозможно.

О территориальном распределении годовых сумм осадков пред-

ставление дает фиг. 2. Как видно по ней, количество осадков в республике колеблется в больших пределах. Средние многолетние суммы на самых низких отметках Араратской равнины составляют 200 мм (в отдельные засушливые годы даже до 100 мм), а в высоко-



Фиг. 2. Распределение среднегодовой суммы осадков на территории Армянской ССР (сост. Г. А. Александрян, 1968).

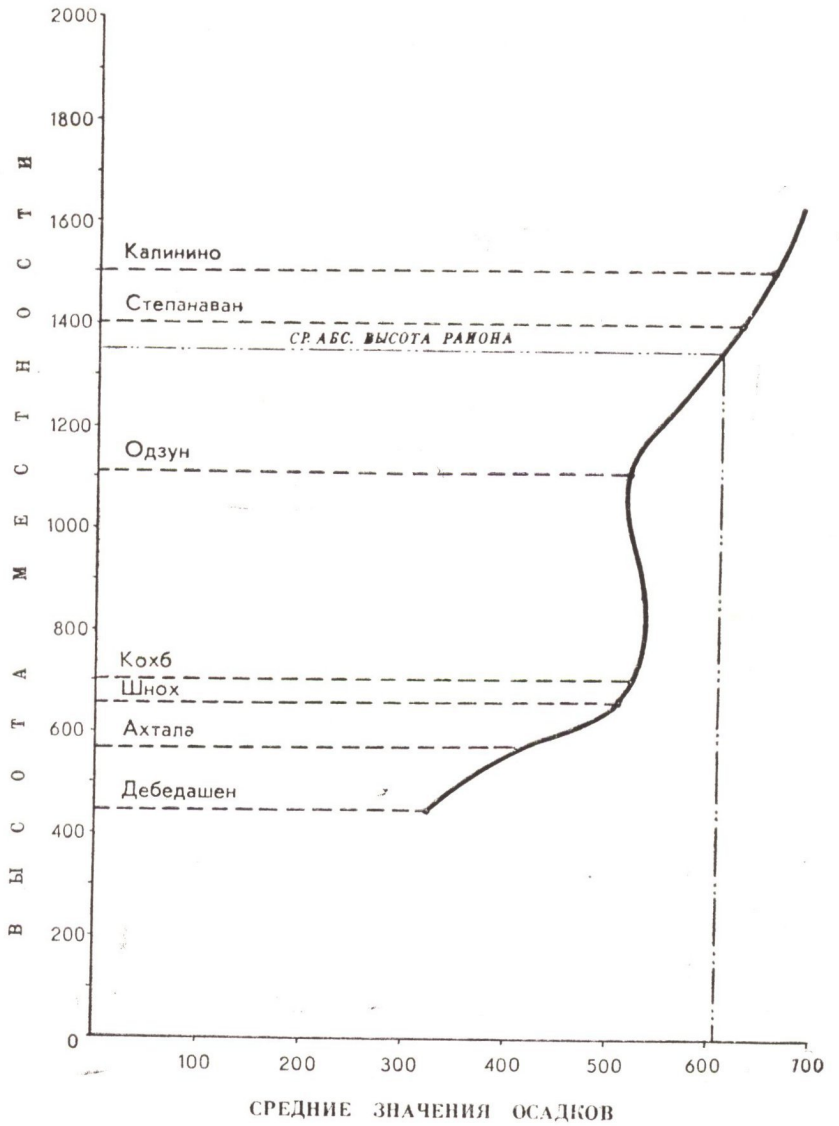
горном поясе—величину порядка 950 мм (в отдельные богатые осадками годы до 1500 мм) (фиг. 3).

Решающее значение в распределении атмосферных осадков имеет направление хребтов. Меридионально расположенные горы являются преградой, поэтому их подветренные склоны (направленные по нормам к основным воздушным потокам) получают наибольшее количество осадков, а противоположные—подвержены феновому эффекту и там осадков выпадает меньше.

Воздушные массы при поступлении в пределы Армянской ССР вынуждены преодолевать краевые хребты, замыкающие нагорье с запада, севера и юга (Понтийский, Аджаро-Имеретинский, Тавр и т. д.) и еще ряд субмеридиональных хребтов на самом нагорье (Арсианский, Армянский, Пар и др.) и, таким образом, значительное количество влаги остается на западных склонах этих хребтов. Затем воздушные потоки вторгаются в пределы республики и начинают преодолевать третий барьер горных преград, протягивающийся почти меридионально с севера на юг—Джавахетский, западные отроги Памбакского и Базумского хребтов, Арагац, Гегамское нагорье, Зангезурский хребет и др. Высокогорный пояс западных склонов этих хребтов получает наибольшее количество осадков. Значительные осадки выпадают также на восточных склонах хребтов Малого Кавказа, являющихся подветренными для циркуляционных процессов с восточными слагаемыми.

Наименьшее количество осадков выпадает в котловинах республики, в частности, в различных частях Средне-Араксинской впадины. Характер и количество осадков на горных плато (Ширак, Лори-Пам-

бак, Ераблурское и др.) в основном зависит от высоты над уровнем моря и от степени замкнутости. Под воздействием формы рельефа количество осадков может резко меняться даже на самых близких расстояниях. Ярким примером сказанного может служить сравнение



Фиг. 3. Кривая зависимости между высотой местности и количеством атмосферных осадков.

данных метеостанций Горис и Сисиан, находящихся на расстоянии около 30 км, и, несмотря на то, что Сисиан на 200 м выше Гориса, осадков там выпадает вдвое меньше, чем в Горисе. Причиной такой аномалии является расположение Сисиана в котловине. Такие большие разности наблюдаются даже в высокогорном поясе, где различия в осадках из-за экспозиции и других особенностей рельефа сравнительно

сглажены, так, например, по данным метеостанции Ератумбер (Гегамское нагорье) там выпадает осадков на 65 мм больше, чем на Арагаце (высокогорном), несмотря на то, что последний на 121 м выше Ератумбера. По-видимому, даже на этих высотах особенности мезо- и микрорельефа и экспозиции играют важную роль в распределении осадков (табл. 7).

Таблица 7

Внутригодовое распределение осадков

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
						Предгорные станции							
Арташат	17	16	24	31	39	25	12	5	10	21	24	15	239
Араздаян	19	17	25	27	34	21	9	5	7	19	25	16	224
Апаран	14	16	25	23	31	24	14	5	7	15	20	17	211
Алаверди	19	19	32	50	97	87	46	35	36	40	27	16	504
Айгедзор	17	27	46	53	89	83	51	37	37	41	37	18	536
Берд	19	23	46	53	94	88	53	35	39	44	32	17	543
Воскепар	20	26	62	65	86	89	37	48	54	41	39	18	585
Каракала	9	11	15	28	34	31	9	9	8	16	15	10	195
Иджеван	18	24	42	58	95	97	60	36	40	39	33	20	562
Кафан	25	31	58	67	96	64	31	26	33	38	37	22	528
Дебеташен	20	20	39	50	72	69	43	32	34	38	36	19	472
Мегри	16	18	26	38	48	26	10	8	11	20	26	12	259
Ранчпар	13	12	17	22	36	21	13	3	11	18	21	13	200
Шнох	19	20	40	54	78	86	47	37	39	42	32	15	509
	17,5	20	21,2	44,2	66,4	57,9	31,1	22,9	26,1	30,9	28,8	16,3	397,7
						Среднегорные станции							
Атан	23	29	51	61	129	153	53	53	50	46	33	17	698
Агин	24	22	26	45	77	54	37	19	21	33	21	18	397
Анкаван	54	56	64	79	112	108	70	48	48	75	50	44	808
Апаран	35	36	50	64	86	88	71	54	42	46	43	31	646
Арагац	21	21	25	50	68	43	27	16	15	30	25	17	358
Варденис	22	19	33	41	57	60	44	32	31	40	35	21	435
Гюлакарак	32	42	51	75	133	117	86	55	47	58	44	26	766
Горис	33	41	66	85	106	90	40	34	57	60	50	33	695
Гехи	28	39	62	60	73	48	34	23	19	34	30	29	479
Ехегнадзор	32	31	40	55	53	39	22	14	11	32	35	31	395
Качаган	19	27	30	60	104	117	66	51	48	47	37	20	626
Кошабулаг	69	66	75	83	104	63	36	24	22	55	63	63	724
Кармрашен	14	14	21	33	44	28	17	9	11	21	17	15	244
Лорплемсовхоз	23	30	54	83	143	147	84	75	56	54	40	19	810
Сисиан	20	19	32	49	62	52	24	13	18	31	27	14	361
	29,2	32,8	45,3	61,5	90,0	80,5	47,4	34,7	33,1	44,1	36,7	26,5	562,8
						Высокогорные станции							
Арагац	60	69	89	112	122	92	81	50	43	60	74	53	905
Базарчай	36	37	49	65	89	68	42	22	26	45	40	30	549
Гарновит	18	19	31	60	107	93	59	36	34	48	32	19	556
Гюней	16	14	19	33	52	57	35	34	40	43	29	15	387
Джермук	63	78	85	91	94	71	42	27	23	56	68	62	760
Зод	22	19	25	36	61	76	46	46	36	41	26	20	454
Сисианский перевал	63	67	84	98	89	72	49	23	40	64	65	57	771
Яных	20	20	30	56	79	60	43	27	29	40	36	18	458
Ератумбер	64	74	95	120	131	99	87	54	46	64	79	57	970
	40,2	44,1	56,3	79,0	91,6	76,4	53,8	35,4	35,2	51,2	49,9	36,8	645,6

Горный рельеф республики осложняет и годовой ход осадков. В республике наблюдается два типа годового хода осадков. Наиболее

ярко выражен ход двойной волны: главный максимум наблюдается весною, в основном в мае, а вторичный—осенью. Наибольшая среднемесячная сумма осадков, по данным Г. А. Александряна, составляет 16—19% годовой суммы, в редких случаях 20—21%. Главный минимум осадков наблюдается летом (август—сентябрь). В период минимума выпадает 3—4% от годовых сумм. В некоторых местах среднегорья минимум может составить 7—8%, а в Араратской равнине 1—2% (Арташат, Араздаян).

Вторичный максимум приходится на конец осени и в среднем может составлять 7—11% годовой суммы (табл. 6).

В некоторых местах наблюдается один максимум—в июне (Атан, Шахназар и др.). Осенний максимум связан с усилением циклонической деятельности на средиземноморской ветви полярного фронта. Повсеместно в республике наибольшее количество осадков выпадает в теплой половине года (IV—X месяца).

Количество осадков и его годовой ход значительно изменяются также из года в год. Изменчивость очень велика в котловинах района, например, в Араратской котловине, Севанском бассейне и др. Колебания сумм осадков из года в год в основном зависят от характера общей циркуляции и ее внутригодичной и межгодичной изменчивости.

Осадки в Армянской ССР выпадают в виде дождя, града и снега, при этом их соотношение с высотой резко меняется, число месяцев со снежными осадками колеблется от трех (в предгорьях) до 9 месяцев (в высокогорьях).

Об их соотношении дают представление нижеприведенные данные (табл. 8).

Таблица 8

Соотношение твердых и жидких осадков

Высота	Количество твердых осадков (в мм)	Доля от годовых сумм (в %%)
До 1000 м	39—130	13—19
1000—2000 м	75—382	11—53
свыше 2000 м	108—769	28—85

Формирование снежного покрова на территории республики происходит неодновременно. Его продолжительность и мощность различны в зависимости от высоты места и особенностей рельефа. На некоторых вершинах (Арагац, Капутджух) в течение года сохраняются вечные снега, в то время, как в предгорьях снежный покров образуется не каждый год. В высокогорном поясе снегопады могут быть и в летние месяцы. Так, например, по данным метеостанции Арагац, самый ранний снежный покров образуется 1 августа, самый поздний—7 ноября, а по средним данным—23 сентября. По данным метеостанции Мегри самый ранний снежный покров образуется 15 ноября, средний—22 декабря, а в 90% зим снежный покров не образуется.

Общие сведения о снежном покрове приводятся в табл. 9.

Из данных таблицы видно, что разрушение и сход снежного покрова по средним данным длится до 25. VI (Арагац), следовательно, паводок может продолжаться до третьей декады июня.

Число дней со снежным покровом колеблется в пределах 21 (Мегри)—252 (Арагац).

Для выяснения закономерностей формирования речного и подземного стока важно также изучение мощности и плотности снежного

покрова, от которых зависят и запасы воды, половодье, обеспеченность почвы влагой и т. д. Наибольшие средние декадные высоты снежного покрова в высокогорном поясе наблюдаются в апреле—мае и достига-

Таблица 9

Даты появления, образования, разрушения и схода снежного покрова и число дней со снежным покровом

Высотный пояс (в м)	Число дней	Даты появления снежного покрова	Даты образования устойч. снежн. покрова	Даты разрушения снежного покрова	Даты схода снежн. покрова
До 1000 м	14—55	29.XI—26.XII	—	—	27.II —27.III
1000—2000	36—142	2 XI—17.XII	3.XII—19.II	26.II —13.IV	9.III—25.IV
выше 2000	132—252	23.IX—12·XI	22.X —14.XII	26.III—30.V	16.IV—25.VI

ют порядка 150 см (по данным метеостанции Арагац высокогорный). В предгорном и среднегорном поясах наибольшие высоты наблюдаются в третьей декаде февраля или в первой—второй декадах марта и колеблются в пределах от 5 до 60 см.

Плотность снежного покрова также подвержена значительным колебаниям не только в пространстве, но и во времени. В начале формирования снежного покрова плотность его маленькая—от 0,15 (Калинино) до 0,29 г/см^3 (Арагац), в конце периода, в результате уплотнения, плотность увеличивается до 0,23—0,41 г/см^3 соответственно. Запас воды в снеге составляет в начале периода 8 мм (Калинино, декабрь, вторая декада) и 75 мм (Арагац, октябрь, вторая декада) и соответственно 15—707 мм при наибольших высотах снежного покрова.

Два остальных элемента расходной части водного баланса—испарение и фильтрация—также играют важную роль в процессе формирования и распределения стока.

Сведения об испарении в естественных условиях очень ограничены и потому обычно пользуются расчетными данными. Величины, полученные различными расчетными формулами, часто не совпадают и дают только общие сведения об уровне испаряемости в различных высотных поясах.

Приводимые нами величины испаряемости взяты из работы Г. А. Александряна. Они получены путем совместного использования комплексного метода, предложенного М. И. Будыко (уточненного для местных условий Г. Пахчаняном) и расчетного гидрометеорологического метода, предложенного А. А. Тамазяном.

О величинах испаряемости по высотным поясам представление дает табл. 10.

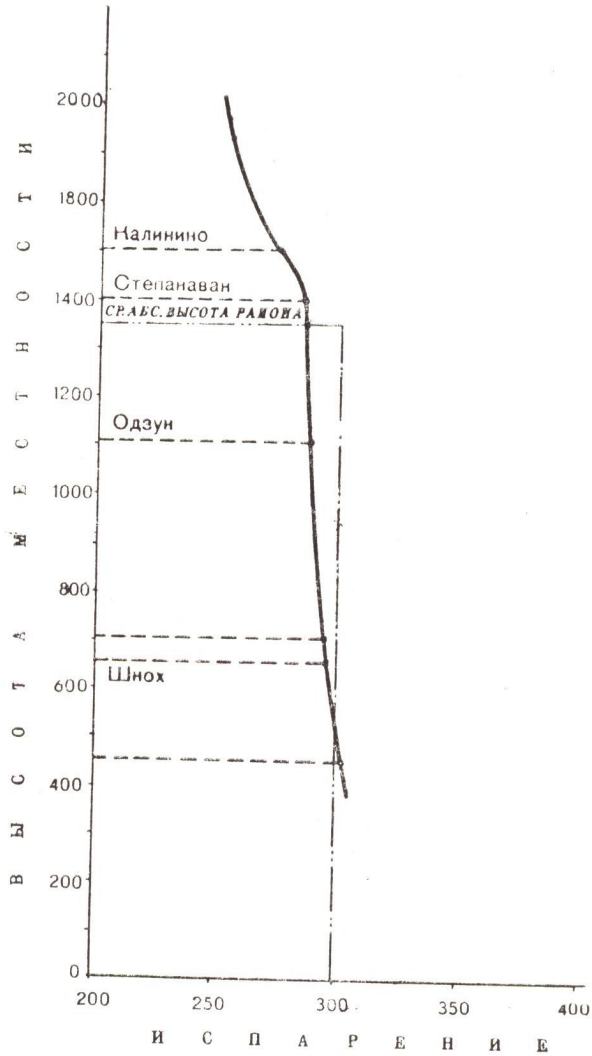
Таблица 10

Расчетные величины испаряемости по высотным поясам

Высотные пояса	Испаряемость в мм
До 1000 м	633—1201
1000—2000 м	609—1190
свыше 2000 м	414— 871

Максимальные величины получаются для Араратской котловины, где идет интенсивное испарение, особенно в теплой половине года, когда преобладают ясные, солнечные дни с высокими температурами

почвы и воздуха, низкой относительной влажностью и большой скоростью ветра, связанной с усилением горнодолинной циркуляции. Максимальные величины испаряемости (порядка 1200 мм) наблюдаются на Егвардском плато, а минимальные—порядка 410 мм в высокогорном поясе (фиг. 4).



Фиг. 4. Кривая зависимости между высотой местности и количеством испарения.

Таким образом, в предгорном поясе энергетические возможности испарения намного превышают выпадающие осадки. Поэтому климат сухой и приход—расход влаги не благоприятствуют формированию стока. С повышением высоты места температура воздуха понижается, а количество осадков увеличивается, поэтому в среднегорных районах создаются оптимальные условия увлажнения. В высокогорных районах, где количество осадков превышает возможные величины испарения, образуются излишки влаги, которые и дают начало стоку. При этом в зависимости от геолого-литологических условий образуется или под-

земный, или поверхностный сток. Конечно, мы даем упрощенную схему формирования стока, особенно если учесть то обстоятельство, что даже при наличии необходимых температурных условий, не все выпадающие осадки в состоянии испаряться из-за ограниченности времени.

Гидрография. Армянская ССР бедна поверхностным стоком (фиг. 5).

Реки Армянской ССР отличаются резко выраженной неравномерностью режима. Исключение составляют реки Раздан, Ахурян и Севджур, первые две с зарегулированным, а третья с подземным питанием. Реки горные, поэтому в высокогорье речная сеть густая и модуль стока высокий. Падение рек большое, поэтому реки республики располагают значительными гидроэнергетическими ресурсами. В высокогорных и предгорных равнинах течение рек спокойное, местами наблюдается меандрирование. В средних течениях образуются глубокие ущелья и каньоны, с порогами и водопадами. Число рек в Армянской ССР с протяженностью более 10 км составляет более 200. Реки эти принадлежат бассейнам Аракса и Куры. Обе эти реки входят в бессточный бассейн Каспийского моря. Бассейн р. Аракс охватывает 73,5% территории Армянской ССР, а Куры—26,5%. Водораздел между ними проходит по гребневой линии Джавахетского, Памбакского, Арегунийского и Севанского хребтов. Бассейн оз. Севан является частью бассейна р. Аракс, но имеет как бы самостоятельное значение. Наиболее крупными левобережными притоками Аракса в пределах республики являются реки Ахурян, Севджур, Раздан, Азат, Веди, Арпа, Воротан, Вохчи и Мегри. Крупнейшая река республики Аракс берет начало в горном массиве Бюрак и в среднем течении, на протяжении 120 км протекает по государственной границе с Турцией. Аракс—многоводная река, максимум расхода наблюдается в мае—июне и достигает 550 м^3/сек, а минимум в августе—сентябре 6 м^3/сек. Воды Аракса отличаются мутностью.

Одним из основных притоков Аракса является р. Ахурян, берущая начало из оз. Арпи. Длина реки 205 км. В питании реки значительное место занимают родники и оз. Арпи, превращенное в водохранилище, поэтому сток в значительной степени зарегулирован, среднегодовой объем стока у поста Айкадзор составляет 889 млн. м^3. Река Севджур является наиболее своеобразной из всех притоков Аракса. Она берет начало из оз. Айгерлич и окрестных болот, образованных богатыми выходами подземных вод. Притоками реки являются р. Касах (98 км) и селав Мастара—временно действующий горный поток. Севджур—одна из многоводных рек республики с довольно постоянным стоком, годовое количество воды которой у поста Ранчпар составляет 883 млн. м^3.

Воды Севджура высококачественны и в дальнейшем, по-видимому, будут использованы для водоснабжения городов Араратской равнины.

Реки Севанского бассейна связаны с Араксом рекой Раздан, по которой и осуществляются попуски вековых запасов вод озера для энергетических и оросительных целей. Длина р. Раздан 146 км. Годовой объем стока реки у поста Масис составляет 738 млн. м^3.

Из притоков Раздана можно упомянуть реки Мармарик и Гетар.

В бассейне оз. Севан насчитывается около 28 рек, из которых наиболее значительными являются Дзкнагет (34 млн. м^3), Гаварагет (118 млн. м^3), Аргичи (115 млн. м^3), Варденис (55,2 млн. м^3), Масрик (119 млн. м^3).

В пределах Араратской равнины притоками Аракса являются Азат и Веди, берущие начало с высокого юго-западного склона Гегам-


КАРТА
СРЕДНЕГО СТОКА РЕК
АРМЯНСКОЙ ССР
Составил А.А.Тамазян
Ноемберян
Калинино
Алаверди
Степанаван
Ленинакан
Спитак
Кировакан
Берд
Красносельск
Маралик
Раздан
ОЗЕРО
СЕВАН
Намо
Аштарак
Варденис
Октемберян
Эчмиадзин
ЕРЕВАН
Мартуни
Арташат
Веди
Ехегнадзор
Азизбеков
Сисиан
Горис
Нафан
Мегри
10 Средний сток с кв.км. (в л сек)

ского хребта. Годовой объем стока р. Азат у с. Зовашен—230 млн. м³, а р. Веди—у с. Карабахлар—61,8 млн. м³. Летом воды этих рек полностью идут на орошение.

В Айоцдзоре протекает р. Арпа длиной 126 км с главным многоводным притоком—р. Элегис. Годовой объем стока реки у с. Арени—697 млн. м³.

Наибольшим притоком р. Аракс в Зангезуре является р. Воротан длиной 194 км с годовым объемом стока 713 млн. м³. Из других притоков можно упомянуть р. Вохчи длиной 86 км с левым притоком р. Гехи. Годовой сток р. Вохчи у Кафана составляет 259 млн. м³. Самым южным притоком р. Аракс является р. Мегри с годовым объемом стока в 105 млн. м³. Из значительных притоков р. Куры в пределах Армянской ССР можно назвать р. Дебед с притоком р. Дзорагет и Агстев с притоком р. Гетик, а также реки Ахум, Тавуш и Хндзорут. Все эти реки берут начало в высокогорных частях республики и впадают в р. Куру за ее пределами. Река Дебед берет начало у Джаджурского перевала и до впадения в нее р. Дзорагет называется р. Памбак.

В отличие от притоков р. Аракс притоки р. Куры характеризуются большими сезонными колебаниями стока. Так, например, сезонные пики стока превышают зимний минимум расхода в 100 и более раз. Объем стока р. Дебед у ж. д. ст. Ахтала составляет 1100 млн. м³.

Река Агстев с притоком Гетик является второй по величине водной артерией северных районов, годовой объем стока которой у Кривого моста составляет 419 млн. м³. Остальные реки (Ахум, Тавуш и Хндзорут) также отличаются резко выраженной сезонностью режима, с максимумом в мае—июне.

Наряду с оз. Севан, расположенным на высоте около 1900 м (до спуска 1916 м), который до использования части вековых запасов содержал 58,5 млрд. м³ воды, в республике есть многочисленные горные озера—Арпи, Айгер, Кари, Сев, Акналич и др. Статические запасы вод Севана и всех горных озер составляют примерно 39 млрд. м³.

Почвенно-растительный покров. В начале главы уже было отмечено, что в связи со сложным рельефом и большими колебаниями высотных отметок вся природа республики характеризуется ярко выраженной вертикальной поясностью. Выделяются следующие основные пояса:

1) Пустынно-полупустынный пояс формируется в котловине среднего течения р. Аракс до высоты 1300 м. В Араратской равнине на озерно-аллювиальных отложениях сформировался комплекс засоленных почв: солончаки, солонцы, такыры и небольшие участки бугристых песков. Фрагменты пустынь Араратской равнины бедны растительностью. Для площадей, занятых аллювиальными отложениями, характерна галофильная растительность, особенно солянковая. В пониженных частях образовались болота с гидрофильной, а на участках бугристых песков—псамофильной (песколюбивой) растительностью.

На значительной части Араратской равнины, а также в предгорьях преобладают сероземы и бурые полупустынные почвы, которые на склонах маломощны, сильно каменистые (киры). Во всем поясе на обрабатываемых участках, особенно на искусственно террасированных склонах, образовались культурно-поливные почвы. В этом ландшафте повсеместно распространена душистая полынь. Здесь процессы дернообразования почти отсутствуют, растительность не препятствует стоку, а, следовательно, и эрозии почв. На горных массивах юго-западной части республики, на осадочных породах формировались бедленды с

горно-ксерофильной фриганоидной растительностью. Условия этого пояса благоприятны для возникновения селей.

2) Сухой—степной пояс формируется на открытых склонах и в долинах северо-восточного района и Зангезура на высотах до 900 м, а в котловине среднего течения р. Аракс на высотах 1300—1800 м, местами даже до 2000 м (Арегунийский берег оз. Севан). В этом ландшафте формируются каштановые почвы с содержанием гумуса 3—4%, значительной мощности на равнинных участках и маломощные на крутых склонах; генетические горизонты этих почв выражены сравнительно хорошо. Степи покрыты злаково-разнотравной растительностью. Фриганы также свойственны этому ландшафту.

3) Нагорно-степной пояс с черноземными почвами, богатыми гумусом, с комковатой структурой и хорошо выраженными генетическими горизонтами. Этот тип почвы наиболее хорош для регулирования тепла и влаги. Степи высоких вулканических плато по своим природным особенностям напоминают степи восточной Европы. Наиболее типичной в этом поясе является ковыльная растительность, есть также ковыльно-типчаковые ассоциации, а выше начинается злаково-разнотравная степь, приуроченная к бугристо-холмистым элементам рельефа.

4) Лесные ландшафты распространены на высотах 600—1800 м в северных районах республики и до 2300 м в южных. В лесном поясе образовались бурые горно-лесные (коричневые карбонатные), темноцветные горнолесные и перегнойно-карбонатные почвы, часто маломощные на пологих склонах.

На северо-востоке и юго-востоке (Зангезур) республики часть территории занимают леса. Они в основном расположены на пологих склонах хребтов Малого Кавказа. Преобладают буковые, грабовые и дубовые леса с развитым подлеском. Леса занимают незначительную часть территории республики (с кустарниками около 12%).

5) Субальпийский, альпийский пояс охватывает в северных районах республики высоты 1900—2500 (3000 м), а в южных и юго-восточных районах 2000—3500 м. Этот пояс своей нижней границей примыкает к нагорным степям и к лесам, а верхней—к субнивальному поясу примитивных почв.

Почвенно-растительный покров формируется в условиях холодного климата и повышенного увлажнения. Часто коренные породы, выходя на дневную поверхность и подвергаясь выветриванию, образуют скальные образования, каменные моря и осыпи, которые являются конденсаторами атмосферной влаги.

В этом поясе развиты горнолуговые субальпийские почвы и дерново-луговые почвы альпийских ковров. Узкой полосой здесь распространяется холоднолюбивое редколесье, переходящее в субальпийское высокотравье.

Наибольшее распространение здесь получила альпийская растительность, альпийские ковры и луга.

6) В вершинном поясе развиты субнивальные и нивальные ландшафты со скальными образованиями, примитивными почвами, снежниками, а на вершинах Арагаца и Капутджуха фирновыми полями и ледниками. Здесь образовались и высокогорные озера, являющиеся важным элементом ландшафта. В высокогорном поясе берет начало большинство рек республики.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Армянской ССР охватывает основную часть складчатой области Малого Кавказа, который в целом представляет собою мегаантиклинорий общекавказского простирания, протягивающийся с СЗ на ЮВ на расстоянии 400 км при ширине около 200 км.

По данным геофизических исследований мощность земной коры в пределах мегаантиклинория составляет около 50 км, из коих 8 км приходится на осадочный чехол, который покоится на фундаменте, представленном разнообразными метаморфическими сланцами каледонского возраста, прорванными доверхнепалеозойскими гранитоидными и габбро-перидотитовыми интрузиями.

В строении чехла принимают участие разнообразные осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования почти всех геологических систем, причем осадочный чехол до плиоценового тектонического яруса прорван разновозрастными интрузивными телами различного состава.

Стратиграфия. В сводном геологическом разрезе чехла выделяются следующие структурные этажи:

Верхнепротерозой-кембрийский этаж представлен комплексом разнообразных метаморфических сланцев с прослоями и линзами мраморов, доломитов и гипербазитовыми и гранитогнейсовыми интрузивными телами. Толща обнажается в системе Цахкуняцкого, Памбакского, Сомхетского и Ахумского хребтов, а также подсечена буровой скважиной в районе г. Ереван на глубине 520 м.

Наибольшее площадное распространение породы рассматриваемого этажа имеют в пределах Цахкуняцкого и Памбакского хребтов, где по восходящему разрезу выделяются Арзаканская, Мисханская и Апаранская свиты.

Арзаканская свита сложена слюдистыми, кварц-полевошпатовыми, серицитовыми, графитовыми и гранатовыми сланцами, а также прослаивающими их мраморами, доломитами, хлорит-эпидотовыми и аспидными сланцами. Породы комплекса прорваны метаморфизованными лампрофировыми, аплитовыми, кварцевыми жилами, а также интрузиями гранитогнейсов и мигматитовых гранитов.

Мисханская (Дзораглухская) свита представлена хлоритовыми, хлорит-эпидотовыми, роговообманковыми, слюдистыми, кварцевыми сланцами и амфиболитами суммарной мощностью 500—600 м.

Породы свиты обнажаются в северо-восточной части Цахкуняцкого хребта у сс. Арзакан, Дзораглух, Анкаван, Кабахлу и др., где они пронизаны диабазовыми дайками, кварцевыми жилами, интрузиями лейкократовых гранитов, кварцевых диоритов и основных пород.

Апаранская свита слагает верхнюю часть разреза арзакан-апаранского метаморфического комплекса. Представлена слаборассланцованными, подчас эпидотизированными, слабо метаморфизированными диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, с линзами и прослойками белых сахаровидных мраморов суммарной мощностью 700—750 м. Породы свиты прорваны кварц-диоритовой и габбро-амфиболитовой интрузиями.

Возраст комплекса метаморфических пород условно относится к верхнему протерозою—кембрию на основании сопоставления его с подобными породами Дзирульского, Локского и Храмского массивов.

Силур-нижнедевонский(?) этаж представлен комплексом глинисто-

песчанистых сланцев, терригенных кварцитов и известняков. К этому этажу условно относятся черные филлитовидные глинистые сланцы, кварцевые песчаники, известковистые аргиллиты и органогенные известняки, вскрытые в скважине, пробуренной на оси Велидагской антиклинали в районе с. Садарак.

Средний девон-каменноугольный этаж представлен известняками, мраморами, сланцами, песчаниками и кварцитами, а также вулканогенно-осадочными породами. Отложения этого этажа трансгрессивно перекрываются пермскими породами.

Средний девон выражен мраморизованными битуминозными известняками с прослоями измененных мергелей и песчано-глинистых сланцев мощностью около 1000 м.

Верхний девон представлен преимущественно разнослоистыми известняками, глинистыми сланцами с прослоями и пачками кварцитов, песчаников, реже конкрециями фосфоритов. Отмеченные породы, содержащие обильную фауну франского и фаменского ярусов, обнажаются в бассейне верхнего течения р. Аргичи, у с. Кадрлу, в ущелье Кармир-дзор, на участке между сс. Араздаян, Садарак, Кярки, в бассейне р. Арпа—у с. Эрдич, а также в пределах Зангезура в бассейнах рек Шишкерт, Мегри, Вохчи, Гехи. Суммарная мощность верхнедевонских отложений в пределах Зангезура составляет около 3000 м.

Карбон представлен различными кварцитами, сланцами и известняками турнея, которые перекрываются сахаровидными кварцитами, заохренными брекчиевидными известняками верхнего турне-визея. Переход от верхнего девона к нижнему карбону постепенный. Мощность отложений карбона 650—700 м.

Верхний палеозой-нижнемезозойский этаж включает отложения пермотриаса, которые резко трансгрессивно перекрывают породы нижнего карбона и представляют собой единую согласно пластующуюся свиту суммарной мощностью до 3000 м. Породы рассматриваемого этажа развиты в бассейнах рек Веди и Арпа, где они слагают Дагнинский и Урц-Айоцдзорский антиклинории. Пермь в составе нижнего и верхнего отделов представлена почти исключительно в карбонатной фации—разнослоистыми, отчасти брекчиевидными битуминозными известняками с богатой фауной кораллов и брахиопод. Суммарная мощность 700—750 м.

Триас представлен известняками, кварцевыми песчаниками, аргиллитами и глинами с углистыми прослойками. Суммарная мощность до 1000 м. Отложения триаса известны лишь в бассейнах рек Веди и Арпа, где они занимают весьма ограниченные площади и связаны с породами верхней перми постепенными переходами.

Нижне-среднеюрский структурный этаж представлен мощными вулканогенными толщами, которые включают кислые и основные субвулканические и пластовые интрузии, являясь основной вмещающей средой медноколчеданного и полиметаллического оруденения.

Нижняя юра составляет основание геологического разреза Алавердского и Кафанского рудных районов, представлена преимущественно эпидотизированными порфиритами, сменяющимися выше по разрезу туфобрекчиями, агломератовыми туфами, кератофирами, туфопесчаниками и туфосланцами общей мощностью до 2000 м.

Средняя юра представлена главным образом в вулканогенно-осадочной (Алавердская и Кафанская зоны) и нормально осадочной (Приараксинская зона) фациях.

В основании разреза залегают плагиоклазовые порфириты и их пирокласты мощностью 500—600 м. Кверху они сменяются эффузией кварцевых порфиров, затем опять порфиритами основного и среднего состава и их пирокластами. В вулканогенной толще встречаются пачки туфоосадочных пород с фауной, характерной для средней юры. Общая мощность среднеюрских отложений достигает 3500 м.

Верхняя юра—нижнемеловый этаж сложен формациями вулканогенных, вулканогенно-осадочных и нормально осадочных пород суммарной мощностью до 4000 м.

Обнажается в пределах северо-восточной и юго-восточной Армении, слагая Сомхетский, Папакарский, Мургузский, Баргушатский, Мегринский и Зангезурский хребты.

Верхняя юра представлена трансгрессивной серией туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников и известковистых глин с прослоями вулканогенных пород. В разрезе верхнеюрских отложений бассейнов рек Агстев, Ахум, Тавуш значительное место занимают известняки и обогащенные известковистым веществом туфогены.

Нижний мел имеет ограниченное распространение в пределах западной части Базумского хребта, на Иджеванском хребте и в Кафанской зоне. Представлен комплексом вулканогенно-осадочных образований (порфириты, туфобрекчии, туфы с прослоями известняков), а также известняками, туфогенными песчаниками, песчанистыми мергелями и дацитовыми порфиритами (последние встречены в разрезе Базумского хребта). Суммарная мощность 600—700 м.

Верхний мезозой—нижнекайнозойский структурный этаж включает образования верхнего мела—палеоцена. Представлен осадочной (конгломераты, известняки, мергели) и вулканогенно-осадочной (различные туфогены) фациями с одновозрастными офиолитовыми и субвулканическими телами. Общая мощность до 2700 м.

Породы рассматриваемого этажа обнажаются в пределах Базумского, Ширакского, Арегунийского, Севанского, Мургузского, Памбакского, Айоцдзорского, Баргушатского и Зангезурского хребтов. Верхнемеловые отложения всюду трансгрессивно перекрывают нижний мел и представлены главным образом карбонатными породами и туфогенами на известковом цементе.

Подчиненное значение имеют встречающиеся в разрезе турона-сантона туфобрекчии, порфириты, туфы и внутриформационные альбитофиры.

Дат-палеоцен представлен толщей песчаников, алевролитов и мергелей мощностью 200—300 м с прослоями известняков и туфогравелитов; обнажается в основном в бассейне среднего течения р. Веди, в Чатминском прогибе, на Ераносском хребте. Отложения дат-палеоцена имеют ограниченное распространение также на южных склонах Ширакского хребта—севернее сс. Лусахбюр и Овуни, где они представлены песчанистыми известняками.

Среднекайнозойский структурный этаж в составе эоцена—олигоцена представлен морской (нуммулитовые туфогенные песчаники с прослоями конгломератов и коралловых известняков), озерной (базальные конгломераты, песчаники, глины, мергели) и лагунно-континентальной (пресноводные глины, песчаники, конгломераты, молассы) фациями; суммарная мощность до 4300 м.

Породы рассматриваемого структурного этажа имеют большое распространение по всему Малому Кавказу, с ними связаны много-

численные пластовые интрузии габбро-диоритового и габбро-порфиритового состава, гипабиссальные гранитоиды и щелочные интрузии, а также некоторые пластовые интрузии липарито-дацитов.

Сводный разрез эоцена представлен разнообразными порфиритами, их туфо- и лавобрекчиями, туфоосадочными породами, которые чередуются с известняками, песчаниками и конгломератами. Суммарная мощность достигает 4500 м.

Почти везде нижний эоцен трансгрессивно налегает на отложения верхнего мела, но на многих участках в свою очередь трансгрессивно перекрывается вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена. Местами отмечаются небольшие угловые и азимутальные несогласия также между средним и верхним эоценом.

Олигоцен представлен глинисто-песчанистыми отложениями (в бассейнах рек Шорахбюр, Азат, Веди, Шагап, Элпин, Селим) с прослоями известняков; песчаниками, мергелями, битуминозными сланцами, аргилитами, конгломератами (в бассейне среднего течения р. Ахурян), чередующимися со слоями глин, горючих сланцев, бурых углей и песчаников (в верховьях реки Чичхан), а также озерно-пресноводной фацией, заключающей несколько пластов пиробитуминозных горючих сланцев в районе гор. Дилижан.

Верхнекайнозойский структурный этаж охватывает разрез отложений от миоцена до среднего плиоцена включительно. Общая мощность 4000—5000 м.

Представлен вулканогенно-осадочной молассовой пестроцветной и соленосно-гипсоносной толщами среднего миоцена, вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщей миоцена—нижнего плиоцена. В разрезе рассматриваемого этажа подчиненное распространение имеют субвулканические и пластовые интрузии дацитового, липарито-дацитового, андезито-дацитового и базальтового состава. Среди отмеченных разновидностей пород наибольшее распространение по площади имеет Вохчабердская вулканогенная толща и ее аналоги, относимые к верхнему миоцену—нижнему плиоцену. Отмеченная толща в пределах центрального вулканического нагорья Армении перекрывает древние денудационные поверхности и заполняет верховья долин рек Раздан, Мармарик, Арпа, Воротан, Касах и др.

Наиболее полный разрез пород осадочной фации представлен в Араратской котловине, здесь снизу вверх выделяются Ацаванская, Джрвежская, Разданская и Октемберянская свиты преимущественно песчано-глинистого состава.

Вулканогенная толща, имеющая исключительно широкое распространение в пределах вулканического нагорья и слагающая основание всех вулканических сооружений, многих лавовых плато и межгорных прогибов, представлена вулканогенно-обломочными породами (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники), покровами и потоками андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, свитой обсидианов, липаритов, перлитов и их пирокластов. Средняя мощность толщи составляет 500—600 м.

Плио-плейстоценовый этаж включает плиоцен—четвертичные покровы и потоки лав, туфов, озерно-речные отложения и рыхлообломочные поверхностные образования.

Геологические образования рассматриваемого структурного этажа занимают обширные площади центрального вулканического нагорья и межгорных впадин, играя исключительно важную роль в образовании и накоплении подземных вод.

Вулканогенная фация верхнего плиоцена представлена главным образом туфобрекчиями, туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками и их фациальными аналогами—диатомитовыми отложениями горисской и сисианской толщ. Среди разнообразных вулканических пород особое место занимают долеритовые базальты, которые слагают пьедестал многих вулканических сооружений и лавовых плато и играют большую роль в гидрогеологии нагорья.

Осадочная фация верхнего плиоцена фиксируется лишь в озерных бассейнах, сохранившихся после окончательной регрессии миоценового моря в Араратской, Ленинаканской, Севанской, Воротанской, Арпиличской, Апаранской и др. котловинах. В указанных бассейнах накопились толщи мощностью 200—500 м, чередующихся озерных глин, песков, валунно-галечных отложений, лав и туфов (последние только в Араратской котловине).

Верхнеплиоцен—четвертичная континентальная фаза развития знаменовалась дифференцированными вертикальными подвижками, оживлением глубинных разломов и бурным развитием вулканических извержений, в результате которых образовались громадные толщи лавовых пород, шлаков и пемзово-пепловых образований.

Центры извержения лав, выраженные многочисленными шлаковыми конусами, расположены в зонах глубинных разломов, замаскированных ныне мощной броней лав.

Тектоника. В геоструктурном отношении территория Армянской ССР представляет собой выгнутый к северу дугообразный мегаантиклинорий.

В пределах этого высокоприподнятого горного сооружения с севера на юг выделяются три параллельно вытянутые в общекавказском направлении оротектонические пояса—Антикавказский, Севанский и Араксинский. В составе каждого пояса выделяются структурно-фациальные зоны.

Антикавказский пояс включает Прикуринскую (Предмалокавказскую) интрагеосинклинальную и Алавердскую (Сомхето-Карабахскую) интрагеоантиклинальную зоны.

Прикуринская зона охватывает крайнюю северо-восточную часть территории республики. Сложена она породами мела, которые к северо-востоку, в сторону Куринской депрессии последовательно сменяются образованиями эоцена, майкопа, чокрака, карагана, конка, сармата, затем плиоцена и антропогена. К юго-западу в рассматриваемой зоне появляются отложения юры, затем верхнего протерозоя—кембрия (?).

В зоне отмечаются субвулканические и пластовые тела липарито-дацитового и базальтового состава, интрузии оливиновых габбро, а также разнообразные дайковые породы.

Для зоны характерны линейно расположенные умеренно складчатые структуры общекавказского простирания, погружающиеся в сторону Куринской депрессии. Характер и условия залегания структур в сочетании с рельефом предопределяют направление стока подземных вод в сторону Куринской депрессии.

Алавердская (Сомхето-Карабахская) интрагеоантиклинальная зона непосредственно граничит с описанной выше зоной. Сложена она в основном образованиями юры с подчиненным распространением пород мела, палеогена и мио-плиоцена.

Метаморфический фундамент, как и породы осадочного чехла

вплоть до палеогена, прорван интрузиями кислого, среднего и основного состава.

Внутри интрагеоантиклинали выделяются кулисообразно расположенные складчатые структуры, линейно вытянутые и ундулирующие преимущественно по антикавказскому простиранию.

В пределах рассматриваемой зоны с запада на восток выделяются Локский, Чатиндагский, Кечалдагский и Шамшадинский антиклинории, чередующиеся соответственно с Лалварским, Маралдагским и Иджеванским синклинориями. Характерной особенностью зоны является доминирующее распространение юрских и меловых вулканогенных пород, прорванных верхнемезозойскими интрузиями, а также наличие колчеданного и полиметаллического оруденения.

Севанский оротектонический пояс территориально охватывает полосу Базумского, Памбакского, Ширакского, Халабского, Мургузского, Арегунийского, Севанского, Цахкуняцкого, Гегамского, Варденисского, Баргушатского, Капутджухского, Мегринского хребтов и их отрогов, образующих в орографии центральной Армении довольно широкую выгнутую к северу дугу.

Рассматриваемый пояс включает Присеванскую интрагеосинклинальную, Мисхано-Зангезурскую интрагеоантиклинальную и Кафанскую моноклинальную зоны.

Присеванская зона сложена юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми породами, которые за исключением мио-плиоценовых лав интенсивно дислоцированы, уплотнены и прорваны штокообразными, пластовыми и дайкообразными телами интрузий различного состава. В разрезе зоны преобладают вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования. Отчетливо выделяются линейно вытянутые в близширотном направлении складчатые структуры—Гогаранский, Ширакский, Мургузский антиклинории, чередующиеся с Лорийским, Чичханским, Дилижан-Красносельским синклинориями.

Из крупных разрывных структур отмечаются: надвиг, фиксируемый на южном крыле Лорийского синклинория, а также крупный сброс, который прослеживается вдоль южного крыла Дилижан-Красносельского синклинория и, косо пересекая большинство структур зоны, разделяет габбро-перидотитовый пояс на три части: Присеванскую, Базумскую и Ширакскую.

Складчатые структуры зоны линейно вытянуты в близширотном общекавказском направлении многократно ундулируют, пересечены продольными разрывными нарушениями и прорваны гипабиссальными гранитоидными и габбро-перидотитовыми интрузиями. Характерно наличие оруденения золота, серебра, свинца, цинка и др.

Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклинальная зона ограничивается на севере от описанной выше зоны Ширакско-Зангезурским глубинным разломом. Она сложена мощными комплексами метаморфических пород эопалеозоя, вулканогенно-осадочных образований мезо-кайнозоя, с подчиненным распространением осадочных образований.

Огромные площади этой зоны покрыты мощной броней плиоцен-четвертичных лав и их пирокластов мощностью местами до 1000—1200 м. В зоне широко представлены разновозрастные интрузии различного состава, с ними связаны медно-молибденовое и полиметаллическое оруденения.

Южной границей зоны является Ани-Ордубадский глубинный разлом.

В пределах зоны выделяются Цахкуняцкий антиклинорий, Гегамский, Варденисский, Ишхансарский вулканические нагорья. На юге и юго-востоке на территории Айоцдзора и Зангезура отмечается ряд крупных сложно построенных структур (Айоцдзорская, Баргушатская, Хуступ-Чимянская, Мегринская), а также система глубинных разрывных нарушений (Цахкуняцкий, Мармарикский, Дебаклинский, Гиратахский и др.). Последние на многих участках (Каджаран, Дастакерт, Анкаван) контролируют оруденение; к этим нарушениям приурочены выходы минеральных вод.

Кафанская моноклинальная зона, сочленяющаяся в виде клина в ЮВ части бассейна оз. Севан с двумя вышеописанными, представляет собой пологоскладчатую моноклиналь, погружающуюся к северо-востоку. Моноклиналь характеризуется исключительно большим развитием мезозойских вулканогенных пород, наличием ряда разрывных нарушений, а также отсутствием крупных гранитоидных интрузий.

Араксинский пояс представляет собой мио-геосинклиналь и включает следующие зоны:

Ереван о-Ордубадская интрагеосинклиналь охватывает дугообразную полосу шириной 30—40 км между Ани-Ордубадским глубинным разломом на севере и Ереванским—на юге. В строении зоны принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы почти всех возрастов, начиная от эопалеозоя до антропогена включительно, общая мощность их достигает 10—12 км. В зоне широко представлены малые интрузии и пластовые тела ультраосновного, основного и кислого состава, а также многочисленные субвулканические тела андезитового и липарито-дацитового состава миоплиоценового возраста.

В западной и центральной частях описываемой зоны структуры расположены четкообразно и имеют преимущественно антикавказское простирание, а в юго-восточной части они носят линейный характер и вытянуты вдоль оси зоны.

В пределах этой же зоны выделяются Котайкский грабен-синклинорий, Шорахбюрская антиклиналь, система Еранос-Бозбурунских брахиантиклиналей, чередующиеся с Араратской и Чатминской синклиналями. На юго-востоке располагается крупный антиклинорий, включающий ряд ундулирующих структур вплоть до Айоцдзорского хребта. Краевые глубинные разрывные швы зоны и оперяющие их нарушения отмечаются проявлением минеральных вод.

Приараксинская интрагеоантиклинальная зона охватывает Араратскую равнину и Урцский хребет. Структурными границами зоны служат—Ереванский глубинный разлом на севере и Араратский—на юге. В строении зоны участвуют эопалеозойские, мезозойские и палеогеновые породы, слагающие два крупных антиклинория—Октемберянский на западе и Урцский на востоке. Первый почти полностью покрыт мощным чехлом лав. Дизъюнктивные структуры фиксируются у южного склона Урцского хребта и в ущелье р. Аракс, ниже устья р. Ахурян. Ряд крупных разломов отмечается по данным электроразведки.

Выше приводились лишь самые общие черты тектонического районирования территории Армянской ССР. Детальное описание роли складчатых и дизъюнктивных структур в распределении подземных вод приводится при рассмотрении гидрогеологических условий отдельных районов, бассейнов и морфоструктурных единиц.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Территория Армянской ССР занимает часть междуречья Куры и Аракса. В ее рельефе отображено сложное сочетание складчатых горных сооружений, вулканических плоскогорий-плато, крупных межгорных впадин и глубоких ущелий.

В зависимости от характера и направленности рельефообразующих факторов (геолого-структурное строение, тектонические движения, вулканизм, эрозия, оледенение, физико-географические условия и др.) на территории Армянской ССР выделяются следующие генетические типы рельефа:

1. Структурно-денудационный тип, включающий складчато-глыбовые сооружения северных и северо-восточных хребтов.

2. Эрозионно-денудационный или скульптурный тип, образовавшийся на различной структурно-литологической основе—включает область южных хребтов.

3. Вулканический и тектоно-вулканический тип, охватывающий лавовые плато, хребты и массивы.

4. Аккумулятивный тип рельефа, характерный для крупных межгорных депрессий.

Область северных и северо-восточных хребтов. По комплексу природных факторов (геолого-тектоническое и морфологическое строение, формы рельефа, физико-географические условия) область делится на две зоны: краевую и внутреннюю. В краевую зону горных сооружений входят хребты: Сомхетский, Папакар, Ахум, Тавуш, Хидзорут, для которых характерны структурные типы рельефа, пологие складки, моноклинальное погружение в Куринскую депрессию, а также слабая эрозионная расчлененность. Складки в редких случаях образуют слабо выраженные флексурные изгибы, сложенные вулканогенными породами юры и вулканогенно-осадочными образованиями мела.

Сомхетский хребет характеризуется сглаженным длительной денудацией среднегорным рельефом волнистых водораздельных плато и крутыми, обрывистыми южными склонами. Массивы—Лок, Лалвар, Леджан, возвышающиеся до 2300—2500 м, являются эрозионными останцевыми вершинами, уцелевшими от денудации благодаря наличию интрузивных пород или брони эффузивного покрова.

Речные долины, разделяющие средние и высокие склоны хребта на отдельные отроги, довольно широки: северные склоны сглажены и покрыты мощным делювием. Вершины массивов интенсивно расчленены. Низкие склоны их обрывисты и изрезаны глубокими узкими долинами с крутосклонными водосборами.

Краевые хребты и долины междуречья Дебед, Агстев, Тавуш, Хидзорут характеризуются постепенным убыванием высот на северо-восток до отметок 400 м, при этом на склонах хребтов Папакар, Козман, Ахум, Тавуш, Хидзорут, Пайтапар хорошо выделяются расчлененные поперечной речной сетью древние куэсты.

В сторону внутренней зоны рельеф становится более расчлененным, среднегорным с поперечным к структурам врезом горных долин. К переходной зоне относятся хребты Гугарац, Воскепар, Севордяц, Мургузский и их отроги, структурный план которых также характеризуется разбитой продольными сбросами моноклиналью. Водоразделы этих хребтов пологоволнистые, в значительной степени размыты денудацией.

Внутренняя зона, охватывающая Базумский, Ширакский, Памбакский, Цахкуняцкий, Арегунийский, Севанский хребты и их отроги,

характеризуется изоклинальной, иногда слегка опрокинутой к югу складчатостью, осложненной надвигово-взбросовыми нарушениями. Хребты этой зоны сложены в основном палеогеновыми и отчасти верхнемеловыми вулканогенно-осадочными породами (туфобрекчии, туфопесчаники и известняково-мергелистые отложения).

Формирование морфоструктур некоторых хребтов этой зоны зависит от перекрывающего их вулканического чехла, играющего роль защитной брони.

Для Базумского, Памбакского и Арегунийского хребтов характерны сохранившиеся на их водоразделах аккумулятивные поверхности верхнепалеогеновых отложений.

Базумский хребет протягивается в широтном направлении от южных подножьев Мокрых гор до ущелья р. Памбак, затем переходит на ее правый берег и продолжается под названием Халабского хребта. Хребет сложен меловыми известняками, эоценовыми порфиритами, туфогенами, кварцевыми порфирами, известняками, гранитными и ультраосновными интрузиями.

От Базумского хребта на запад ответвляются отроги Гогаран (Аглаган), Чкнаг, а на юго-запад Ширакский хребет. На Базумском хребте и его отрогах фиксируется денудационный уровень, на высоте 2700—2900 м. Над ним возвышаются вершины—останцы Урасар, Чкнаг, Полозсар и другие с крутыми скалистыми склонами и накоплениями каменных россыпей у подножий.

Базумский хребет сильно расчленен глубокой овражной сетью, вплоть до водораздельного плато, местами наблюдается явление перехвата верховьев рек.

Ширакский хребет протягивается в широтном направлении, на западе окаймляет одноименную котловину, характеризуется среднегорным рельефом. В строении хребта кроме пород Базумского комплекса участвуют неогеновые туфобрекчии, конгломераты и андезитовые потоки, слагающие южный склон хребта. Ширакский хребет имеет антиклинальное строение. Южное крыло складки осложнено флексурными разрывами и надвигами, которые и обусловливают асимметричную морфологию склонов хребта. Южные склоны, обращенные к Ленинаканской котловине, круты и здесь особенно широко развиты продольные сбросы. Северные склоны более пологи и относительно слабо расчленены.

Халабский хребет, с водоразделом, превышающим 3000 м, характеризуется синклинальным строением и резко выраженными формами рельефа с крутыми, обусловленными сбросами, склонами. Отмечается целая серия более мелких поперечных разломов, к которым приурочены глубокие эрозионные долины и ущелья.

Густая расчлененность водораздельных денудационных поверхностей создает благоприятные условия для дренирования подземных вод. Вершины хребта имеют резкие формы высокогорного альпийско-гляциального рельефа. Восточным продолжением Халабского хребта является хребет Каен, расположенный между городами Дилижан—Иджеван. Хребет обрывается к долине р. Агстев стеной белых известняков высотой более 200 м и протяжением в несколько километров. В строении хребта участвуют юрские и меловые известняки, мергели и доломиты, которые образуют синклинальную складку коробчатой формы, оборванную по обоим крыльям крупными сбросами. Таким образом, как Халабский, так и Каенский хребты в целом характеризуются скульптурно-инверсионным (обращенным) типом рельефа.

Специфической чертой морфологии хребта Қаен, в отличие от Халабского, является развитие на северных его склонах куэстоподобных гряд, обусловленных сбросовой тектоникой и литологическим составом пород. Эти древние куэсты расчленены поперечными речными долинами притоков р. Агстев.

Памбакский хребет характеризуется средневысотными формами расчленения; средняя высота водораздельного плато 2300—3000 м, отдельные вершины достигают 3100 м. Хребет сложен конгломератами и известняками мела, туфобрекчиями, порфиритами и туфогенами палеогена. Интрузии гранитоидов образуют глыбовые формы рельефа. Значительные площади занимают покровные андезиты неогена, располагающиеся на водораздельном плато и высоких склонах. По морфоструктуре хребет делится на три части: западную—с антиклинальным строением; центральную—с высокогорным гляциально-эрозионным рельефом крупного интрузивного массива Тежсар, восточную—характеризующуюся скульптурно-обращенным рельефом и асимметричным синклинальным строением.

Цаххуняцкий хребет является юго-восточным отрогом Памбакского хребта и отделен от него долиной р. Мармарик. Хребет имеет структурно-глыбовое строение и представляет собой крупный антиклинорий, сложенный комплексом метаморфических пород и интрузивами. Древний пенеплен хребта полого спускается на восток и юго-восток к долинам рек Мармарик и Раздан. Пенеплен перекрыт мощным комплексом кислых пирокластов и андезитовых покровов плиоцена, создающим бронированные склоны. Западные и юго-западные склоны хребта круто обрываются к долинам рек Қасах и Арзакан (приток р. Раздан) и характеризуются эрозионно-сбросовой морфологией с резко расчлененным рельефом.

Арегунийский хребет окаймляет Севанскую котловину с северо-востока. Его южные склоны очень крутые, расчленены многочисленными оврагами и селевыми долинами. Склоны, обращенные к долине р. Гетик, пологоступенчатые, с рядом поверхностей выравнивания. Гребневая зона хребта совпадает с высоким крылом антиклинали общекавказского простирания. Хребет сложен вулканогенно-осадочными породами палеогена.

Севанский хребет является самым высоким юго-восточным продолжением Арегунийского хребта. Сложен вулканогенными и карбонатными породами верхнего мела—палеогена, а также прорывающими их основными и ультраосновными интрузиями. Хребет имеет структурное строение, по его гребневой зоне, под острым углом проходит ось антиклинория. Южные и юго-западные склоны хребта в полосе развития офиолитов образуют крутые ступенчатые формы рельефа.

На участках мощных скоплений наносов развиты оползни. Вдоль подножьев хребта проходит сброс, который погружается под отложения оз. Севан и мощные пролювиальные выносы селевых долин.

Юго-восточные высокогорные части хребта в четвертичный период подверглись оледенению.

Речные долины и межгорные области северных хребтов. Долина р. Памбак расположена между Базумским и Памбакским хребтами. В структурном плане области она диагонально прорезает систему чередующихся синклинальных депрессий и антиклинальных выступов. Благодаря такому структурному строению в долине имеется ряд асимметричных овальных расширений, совпадающих с синклиналями, и поперечных к ним глубоких каньонов, ущелий с асим-

метричными V-образными врезами, соответствующими в структурном плане антиклинориям, горстоподобным блокам и т. д.

Оваловидными расширениями являются верхнепамбакская—Хнкоянская, среднепамбакская—Спитакская и нижнепамбакская—Кировоканская котловины. Здесь накопились мощные озерные и аллювиальные отложения, в которые врезана сеть широких эрозионных террас реки Между синклинальными депрессиями и поперечными поднятиями нередко отчетливо фиксируются сбросовые нарушения, затрагивающие верхнечетвертичные озерные отложения. Новейшие тектонические движения фиксируются также резким увеличением мощностей озерно-аллювиальных отложений, в синклинально-сбросовых депрессиях, достигающих местами более 100 м.

По данным буровых работ эти горизонты располагаются косо и упираются в плоскость сброса, что указывает на наличие здесь артезианских склонов, возникших в результате блоковых опусканий синклинальных чаш и поперечных поднятий.

В прогибах и депрессиях широко развиты эрозионные террасы, которые приурочены к 6—8 уровням, унаследованным от древней гидрографической сети, следы которой прослеживаются по отмирающим притокам вверх к водораздельным перевалам в виде галечных полей.

В зонах эрозионного врезания рек в антиклинальные перемычки террасы выклиниваются в узкие и высокие ступени или же в единый крутой склон (в случае резкого поднятия). Наглядным примером такого врезания является ущелье Гюлладаген, рассекающее поперек Базумский хребет.

Долина р. Дебед—одна из глубоких долин в Армянской ССР. В долине наблюдается редкая для Армении морфология—наложение двух разнотипных и разновозрастных долин в едином плане. Древняя, дочетвертичная долина имела очень широкий и глубокий ящикообразный профиль с хорошо развитыми уровнями эрозионных террас. Число их, судя по сохранившимся фрагментам на высоких склонах, достигает 6. Наиболее высокие уровни переходят в денудационные ступени и водораздельные уровни выравнивания.

Новый, четвертичный цикл эрозии начался после излияния долеритовых базальтов, проникших в долину со стороны Мокрых гор, через Лорийское плато. Лавы залили дно долины Палеодебед и древнюю синклинальную долину р. Марц, левого притока р. Дебед. Современная долина р. Дебед врезана как в описанные лавы, мощность которых достигает 300 м, так и в подстилающие их галечники древнего русла Палеодебед и дислоцированные отложения мезозоя. Максимальная глубина четвертичного врезания достигает 350 м.

Долина р. Агстев проходит по ряду участков, различных по морфологии и возрасту. Бассейн верхнего течения реки представлен широкой долиной близширотного простирания. К востоку от с. Фиолетово река проходит по молодой долине V-образного террасированного профиля. У г. Дилижан долина открывается в древнюю котловину, в которой выделяется серия высоких эрозионных и низких аккумулятивных террас. Ниже г. Иджеван долина расширяется, а склоны выполаживаются; выходя в пределы Куринской котловины, река образует мощный веерообразный конус выноса.

В долине р. Агстев хорошо прослеживаются 4—5 уровней террас, имеющих максимальную высоту 60 м.

Долина р. Гетик, правого притока р. Агстев, в пределах бассейна верхнего и частично среднего течения проходит по внутригорному

синклинальному прогибу между Арегунийским и Мургузским хребтами.

Долина р. Мармарик в области верховья имеет V-образный эрозионный профиль, который в среднем и нижнем течении, постепенно расширяясь, приобретает ящикообразную форму. Морфология долины обусловлена молодыми сбросовыми нарушениями, образующими депрессию (наподобие косого грабена), которая, простираясь дальше к верховьям р. Раздан, соединяется с Малосеванским грабеном.

Область южных и юго-западных хребтов. Область характеризуется сложным морфоструктурным строением. Наиболее высоким является Зангезурский хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении. Средняя высота водораздельной зоны составляет 3200—3500 м, а отдельные вершины достигают высоты 3700—3900 м.

Зангезурский хребет—понятие чисто орографическое. В общем морфоструктурном плане хребет слагается из отдельных складчатых и складчато-глыбовых горных сооружений Айоцдзорского, Баргушатского и Мегринского хребтов, которые отличаются структурно-морфологическими особенностями, скоростью и типом новейших тектонических движений. Настоящим типом глыбовых гор, характерным для массивных, так называемых «горных штоков», является Мегринский хребет, охватывающий южную часть Зангезура. Он сложен целиком из гранитоидов Мегринского плутона.

Баргушатский хребет характеризуется складчато-глыбовой морфологией. Он сложен вулканогенно-осадочными, сильно дислоцированными породами палеозоя, мезозоя и эоцена. Складчатые структуры хребта разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями на отдельные блоки. Глыбовая структура хребта обусловливается наличием здесь гранитоидов.

Айоцдзорский хребет характеризуется большей частью пологой складчатостью там, где развиты вулканогенные и частично осадочные серии верхнего палеогена. В западной части хребта развиты сильно дислоцированные породы палеозоя, подверженные интенсивному воздействию экзогенных процессов в аридных условиях.

В область южных хребтов входит также ряд небольших хребтов и горных отрогов юго-западной Армении. Наиболее значительными из них являются Урцский, Ераносский и Вохчабердский хребты.

Урцский хребет сложен палейозойскими известняками, песчаниками и другими осадочными сериями пород, образующими пологие складки. Последние разбиты многочисленными сбросами на отдельные глыбы.

Ераносский хребет характеризуется интенсивно складчатой, разбитой сбросами структурой. Сложен хребет туфогенными, флишоидными породами палеогена и известняково-мергелистыми породами мела. Отроги этих хребтов, переходящие в зону предгорий Среднеараксинской котловины, под воздействием экзогенных процессов превращены в типичные аридно-скульптурные горы, напоминающие бедленд.

Вохчабердский хребет слагают вулканогенно-обломочные породы неогена, образующие здесь пологие складки, нарушенные крупными дизъюнктивами. Хребет имеет пологоскладчатую глыбовую морфологию.

Область южных и юго-западных хребтов по своему структурно-морфологическому строению делится на три комплекса:

1. Южно-Зангезурский горный узел, состоящий из Мегринского,

Баргушатского и Капутджух-Егасарского складчато-глыбовых массивов.

2. Северо-Зангезурский горный узел, состоящий из складчатого Айоцдзорского хребта и слабо складчатого с инверсионными формами рельефа Салвард-Агдабан-Амулсарского массива.

3. Юго-западный горный узел, состоящий из Урцского, Ераносского и Вохчабердского хребтов.

Южно-Зангезурский горный узел принадлежит к наиболее высоким горам системы всего Малого Кавказа. Южная половина его представляет собой узкий, высокий хребет со скалистыми зазубренными вершинами, сложенный гранитоидами. Вершинная зона хребта (горы Капутджух, Егасар, Тассар) и водораздельные гребни неоднократно подвергались четвертичному оледенению, следы которого морфологически не сохранены, однако флювиогляциальные фации, развитые на предгорьях хребта, свидетельствуют о существовавшем здесь большом оледенении в нижнеплейстоценовое время.

По всей вероятности, Зангезурский хребет подвергался оледенению также и в среднеплейстоценовое время, следы которого сохранились лишь в виде небольших островков, сильно размытых морен (суглинки с валунами) на водораздельных гребнях восточных горных отрогов Зангезурского хребта. Следы же верхнеплейстоценового, последнего оледенения, сохранены отчетливо. Так, на вершинах хребта имеются многочисленные кары, кароиды, а котловины выпахивания заполнены талой снеговой водой; верховья рек Вохчи и Гехи расположены в коротких и глубоких трогах с моренными накоплениями на дне. В гребневой зоне хребта, характеризующейся древнегляциальными формами рельефа, сильно развиты процессы морозного выветривания, нивации и солифлюкции.

Формы интенсивно расчлененного рельефа распространены также на среднегорном поясе хребта до высоты 2000—2500 м.

Мегринский хребет имеет близкое к широтному СЗ—ЮВ простирание. Сложен хребет в основном гранитоидами, за исключением восточной части, где преобладают метаморфизованные породы палеозоя. Имея массивное строение, хребет является составной частью Южно-Зангезурского рельефа: эрозионно-гляциальный, развитый на высоких северных склонах и на гребневой полосе хребта, и аридно-денудационный—типичный для склонов южной экспозиции. Речные долины, рассекающие склоны хребта, имеют глубокие водосборные бассейны и узкие V-образные профили.

Баргушатский хребет генетически принадлежит южной половине Зангезурского горного узла. Хребет слагается из осадочных и вулканогенных пород палеозоя, мела и палеогена, среди которых располагаются интрузивные тела гранитоидного состава. Хребет разбит сбросами, расположенными под острым углом по отношению к простиранию хребта, имеется также ряд поперечных нарушений. Все это придает хребту сложную складчато-глыбовую морфоструктуру.

В наиболее высокогорной (западной) части Баргушатского хребта (гора Арамазд и ряд вершин Хуступ-Чимянского хребта) сохранились следы последнего оледенения карового типа. В остальной части водоразделов на отметках 3200—3000 м развиты денудационные формы пологохолмистых, сглаженных поверхностей выравнивания, относимые к мио-плиоценовому возрасту.

Северо-Зангезурский горный узел сложен дислоцированными вулканогенными породами эоцена, собранными в складки общекавказского

простирания и осложненными разрывами. На пенепленизированной поверхности этих пород с большим несогласием залегают вулканогенные породы мио-плиоцена, широко развитые в северном Зангезуре и играющие важнейшую роль в морфологии области. В районах, где сохранился верхний структурный этаж неогенового комплекса пород (большая часть северного Зангезура и примыкающие к нему горные массивы), глыбовые подвижки и глубинная эрозия по зонам разломов привели к образованию скульптурно-эрозионных, главным образом инверсионных, форм рельефа. Такими являются массивы Салвард, Амулсар, Агдабад, район верховья р. Сисиан и другие, сложенные теми же породами, которые развиты под эффузивами Сюникского нагорья. Здесь в результате интенсивных поднятий коплекс вулканогенного неогена был подвергнут сильному воздействию экзогенных агентов в то время, когда те же породы, расположенные в синклинории Сюникского нагорья и забронированные лавами, уцелели от разрушения.

На высоких водораздельных зонах вершин Салвард, Ернджак (Домурдаг), Амулсар и других имеются отчетливые следы двукратного оледенения. На пологих ступенях плато преобладают экзарационные уровни выветривания среднеплейстоценового, очевидно, горно-покровного оледенения. Выше, на склонах вершин хорошо сохранены кары и кароиды.

Айоцдзорский хребет является западным, крупным отрогом Северо-Зангезурского горного узла и делится на две части: а) восточная наиболее высокая часть (массивы Гоги и Агдабан) сложена комплексом вулканогенных пород Северо-Зангезурского узла и по морфологическому строению почти не отличается от него, б) западная часть, сложенная известняками, мергелями палеозоя, мела и вулканогенно-осадочными породами эоцена. Складки имеют общекавказское простирание и осложнены сбросами. Складчато-глыбовый рельеф в условиях аридного климата значительно эродирован. Образованы скульптурные формы—поперечные или диагональные к структурам хребты и речные долины, ступенчато-деформированные денудационные ступени.

Западная часть Айоцдзорского хребта по своей морфоструктуре очень сходна с соседними Урцским и Дагнинским хребтами, расположенными уже в аридной зоне Среднеараксинской котловины.

Юго-западный горный узел сложен породами палеозоя, триаса, верхнего мела, палеогена и неогена. Палеозойские породы представлены известняками, глинистыми сланцами, триасовые—известняками, песчаниками, верхнемеловые—известняками, вулканогенными породами, песчаниками и конгломератами, палеогеновые—известняками, песчаниками, туфогенами и глинами, неогеновые—вулканогенными и молласовыми образованиями. В области широко развиты продольные разрывы, что определило ее структурно-глыбовое строение. Главнейшими морфологическими единицами этой области является Урцский, Ераносский и Вохчабердский хребты.

Речные долины и межгорные котловины области южных и юго-западных хребтов принадлежат бассейну р. Аракс с ее главными притоками: Воротан, Вохчи, Мегри, Арпа, Азат, Веди и др.

Долина р. Воротан представляет собой чередование глубоких ущелий и расширенных котловин синклинально-сбросового строения. На всем протяжении долина реки имеет резко выраженный асимметричный профиль. Левый обрывистый борт слагается мощными лавовыми покровами Сюникского вулканического нагорья, а правый, крутой

склон, расчлененный поперечными многочисленными оврагами и притоками—древними осадочными и вулканогенными интенсивно-дислоцированными породами палеогена, мела и юры. В межгорных котловинах р. Воротан и ее притоки образуют широкую сеть террас и пойму с хорошо развитыми меандрами, выработанными в легкоразмываемых породах диатомитовых глин мио-плиоцена. По краям котловин имеется много сбросовых нарушений, к которым приурочены многочисленные оползни, захватившие диатомитовые глины и перекрывающие их лавовые покровы. Помимо древних озерных отложений в этих котловинах имеются мощные накопления аллювия и флювиогляциальных отложений, заключающих грунтовые и напорные воды.

Долина р. Вохчи в верховьях занимает глубокий трог, на дне которого имеются мощные моренные отложения. Вниз по течению река протекает в широкой и глубокой долине с хорошо выраженными шестью эрозионными террасами максимальной высотой верхнего уровня в пределах 250—270 м. В Кафанской котловине и далее вниз по течению долина расширяется за счет древних куэст и легко размываемых диатомитовых глин и флювиогляциальных суглинков.

Долина р. Мегри подобно долине р. Вохчи, имеет очень крутое падение. На всем своем протяжении она врезана в гранитоиды Мегринского плутона. Развиваясь в условиях аридного климата, река имеет селевой характер режима и у слияния с р. Аракс образует мощный пролювиальный конус выноса. Аналогичное морфологическое строение имеют долины ручьев Карчеван, Алдара, Нювади, Агарак, Вагревар и др., стекающих со склонов Мегринского хребта.

Долина р. Арпа занимает обширный бассейн, расположенный между Варденисским, Северо-Зангезурским и Айоцдзорским хребтами. Весь бассейн разделяется на три различные структурно-морфологические области, в соответствии с чем профиль долины р. Арпа и ее притоков—Элегис, Терп, Салли—меняется.

Верховье долины р. Арпа расположено в троге, врезанном в Айлахское (Алагеллярское) вулканическое плоскогорье. Затем река поворачивает на юго-запад, протекая в глубоком ущелье, заложенном в контакте лавового потока и древних вулканогенно-осадочных пород. Такое строение долины сохраняется до с. Чайкенд. В среднем течении реки направление долины резко меняется на юго-западное, близкое к широтному.

Долина р. Веди на всем протяжении образует коленообразные перегибы, соответствующие синклинальным мульдам северо-запад—юго-восточного простирания, в которых долина имеет ящикообразный терасированный профиль и поперечные или диагональные к складкам участки молодого врезания с узкими ступенями эрозионных террас. На участках синклиналей—с. Азизкенд—гора Цртут—с. Чиманкенд в месте слияния с р. Шагап долина р. Веди имеет древний, хорошо выработанный профиль с очень высокими террасами до восьми уровней, которые по перевальным седловинам или по остаткам древних, ныне расчлененных куэст переходят в соседние речные долины бассейнов р. Азат на северо-западе и р. Аракс на юго-востоке.

Зона вулканических хребтов и плато занимает почти половину территории Армянской ССР, простираясь от Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья на юго-восток до Сюникского (Карабахского) нагорья. Наряду со свежими формами вулканизма здесь распространены также реликтовые формы его, подвергшиеся деструкции. Под лавовыми покровами погребены обширные области пенепленизирован-

ного складчато-глыбового фундамента, часть которого по генезису принадлежит системе Малого Кавказа, а часть—более древнему герцинскому фундаменту. Между этими различными морфоструктурными областями расположены крупные синклинально-сбросовые депрессии.

Собственно вулканическое нагорье разделяется на три основных морфоструктурных типа:

1. Щитовидные массивы на гетерогенном пенепленизированном основании складчато-глыбовых структур.

2. Лавовые покровы, развитые на слаборасчлененном основании пологоскладчатых и разбитых сбросами структур.

3. Литоскульптурные и лавовые денудационные плато, сложенные пологоскладчатым вулканогенно-обломочным комплексом неогена.

К первому типу относятся крупные вулканические массивы, деформированные тектоническими движениями и подверженные воздействию деструкции—Мокрые горы, Абул-Самсарская система, Гукасянские горы, Арагацское, Гегамское, Варденисское и Сюникское нагорье; ко второму типу—плато и плоскогорья, бронированные мощными покровами лав плиоцен-четвертичного возраста: Гукасянское, Лорийское, Ананранское, Кармрашенское, Октемберянское, Егвардское, Котайкское, Ератумберское, Айлахское, Сисианское, Ераблурское и другие; к третьему—отдельные площади описанных выше плато-плоскогорий, где глубоким денудационным срезом вскрыто основание эффузивного комплекса антропогена или же останцевые древние денудационные возвышенности плато.

Центральное вулканическое нагорье Армянской ССР представляет собой ландшафт недавно угасшей вулканической деятельности, где наряду со свежими формами вулканических аппаратов, лавовых потоков и различных покровов пирокластов имеются также реликтовые формы вулканизма, подверженные интенсивному воздействию деструктивных агентов эрозии и денудации, ледниковой экзарации, морозному выветриванию и т. д.

Наиболее древними формами нагорья являются литоскульптурные денудационные плато, сложенные из туфобрекчий, конгломератов, лавовых брекчий и прочих обломочных накоплений типа моласс, а также межформационные останцевые покровы долеритовых лав, подчиненные указанной выше вулканогенно-обломочной формации неогена.

Весь этот комплекс совместно с подстилающими их древними породами слагает сглаженную, местами значительно расчлененную поверхность древнего пенеплена, который фактически составляет водоупорное основание эффузивного комплекса антропогена. Поверхность пенеплена выступает из под покровов и потоков лав в глубоких врезах, высокогорных зонах крупных вулканических сооружений, а также на их склонах и предгорьях.

Антропогеновый эффузивный комплекс слагается из многочисленных лавовых покровов, потоков и частично туфовых пластов. Этот комплекс в целом является водоносным благодаря исключительной трещиноватости и других структурно-текстурных особенностей лав. Интенсивной инфильтрации атмосферных вод способствует также наличие обширных каменных россыпей (чингилов) на поверхности лав.

Однако, между лавовыми потоками имеются кальматированные горизонты обожженного элювия-делювия так называемых литомарге, мощность которых весьма изменчива в зависимости от длительности перерыва между излияниями лав и интенсивности денудационных про-

цессов. По указанным межлавовым слоям литомарге следуют и подлавовые водотоки.

В ряде мест литомарге размыты подземной эрозией, образованы в водонепроницаемом экране. Через эти прорывы—«гидрогеологические окна»—воды верхнего горизонта проникают в трещины подстилающего покрова. Образуется ряд этажно расположенных друг над другом водных потоков, которые выступают на дневную поверхность на склонах вулканических массивов и в глубоких речных долинах.

Эти родники—холодные, пресные, с прекрасными питьевыми качествами—отличаются постоянством дебита.

Наиболее мощные их выходы приурочены к погребенным под лавами речным долинам, малодебитные—к слоям литомарге.

Характерной формой, созданной антропогеновым вулканизмом, являются лавовые потоки. Они располагаются длинными языками, занимающими древние долины, врезанные в более древние лавы или в подстилающие их осадочные породы.

Выделяются четыре комплекса лавовых покровов и потоков: верхнеплиоцен-нижнечетвертичный, среднечетвертичный, верхнечетвертичный и голоцен-исторический.

Наиболее мощные горизонты подземных вод приурочены к первым двум комплексам. Первый комплекс представлен большей частью лавовыми покровами, занимающими обширные пространства склонов крупных массивов. Они спускаются широкими веерами в зону предгорий, где обычно погружаются под мощные озерно-речные и флювиогляциальные отложения антропогена. Подлавовые водные потоки этого комплекса в основном питают артезианские бассейны Араратской, Севанской и Ширакской котловины.

Подлавовые водотоки второго комплекса выступают наружу на склонах и у подножья вулканических массивов в виде групп мощных и постоянно действующих родников или питают верхние напорные горизонты артезианских бассейнов.

Водоупорным ложем погребенных под лавами долин служат аллювиальные или моренные и флювиогляциальные отложения древнего оледенения. Бассейнами питания водных потоков первых двух комплексов служат как покровные эффузивы, так и денудационный срез древних пород, занимающий высокогорную зону вулканических массивов.

Верхнечетвертичные и голоценовые потоки морфологически четко выделяются весьма свежей бугристо-глыбовой оголенной поверхностью сильно трещиноватых лав.

Благодаря этому почти весь поверхностный сток инфильтруется в лавы, поэтому и родники, приуроченные к описанным лавовым потокам, достаточно водообильны, несмотря на то, что водосборная их площадь по сравнению с другими довольно ограничена.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

(Общая литологическая и гидрогеологическая характеристика водовмещающих комплексов)

Большое разнообразие геологических образований, слагающих территорию Армянской ССР, пестрота их литолого-петрографического состава, а также различные условия их залегания и интенсивность дислокации, наряду со столь же разнообразным комплексом физико-географических факторов, создают исключительно сложные гидрогеологические условия в пределах развития различных пород.

Различие замечается в условиях питания, пространственного распределения, движения и разгрузки подземных вод, в степени водопроницаемости и водообильности пород, и, наконец, в той общей роли, которую играют различные комплексы пород в формировании подземного стока и создании ресурсов подземных вод.

Геологические образования, слагающие региональный разрез территории Армянской ССР, до верхнекайнозойского (миоцен—средний плиоцен) структурного этажа включительно в различной степени (в целом довольно интенсивно) дислоцированы. Это плотные, главным образом слаботрещиноватые (за исключением некоторых разновидностей известняков и вулканитов) породы, слагающие складчатые и складчато-глыбовые хребты. Для этих пород общим и характерным является слабая их водоносность, причем основные ресурсы содержащихся в них подземных вод связаны с корой выветривания.

Положительные формы рельефа и приподнятые структуры, сложенные разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными, метаморфическими, интрузивными и другими породами до верхнекайнозойского структурного этажа включительно представляют собой хорошо дренированную и промытую зону интенсивного водообмена. Процесс пребывания инфильтрационных вод в этих породах скоротечный, а ресурсы подземных вод вследствие резко уменьшающейся с глубиной трещиноватости крайне ограничены. Отмеченные обстоятельства обусловлены совокупностью факторов природной обстановки складчатой области Армении.

Сравнительно большая водообильность этих пород отмечается лишь в зонах крупных дизъюнктивных нарушений, в погребенных синклинальных структурах и в межгорных впадинах, но опять-таки, как показывают данные гидрогеологических поисково-разведочных работ, связанные с ними подземные воды составляют небольшую часть водных ресурсов.

Анализ имеющихся материалов показывает, что на долю отмечен-

ных выше пород приходится лишь около 10% динамических ресурсов подземных вод территории Армянской ССР.

Остальная часть ресурсов связана с породами верхнего послескладчатого плейстоценового структурного этажа, представленного обширным, местами довольно мощным чехлом лав, озерно-речных отложений и поверхностных рыхлообломочных образований.

В соответствии с вышеизложенным материалом по стратиграфии, литологии, тектонике и геоморфологии, геологические образования, развитые на территории Армянской ССР, по водоносности могут быть подразделены на следующие комплексы:

1. Неоген-четвертичные элювиальные, делювиальные, аллювиально-пролювиальные и озерно-речные отложения.
2. Неоген-четвертичные вулканические образования.
3. Неогеновые соленосно-гипсоносные песчано-глинистые образования.
4. Вулканогенно-осадочные (туфогенные) породы мезо-кайнозоя.
5. Вулканогенные породы мезо-кайнозоя.
6. Известняково-мергельные породы палеозоя и мезо-кайнозоя.
7. Метаморфические породы эопалеозоя.
8. Интрузивные породы.

По своим гидрогеологическим особенностям и степени водоносности резко выделяются лишь породы 1, 2 и 6 комплексов; остальные же комплексы зачастую проявляют столь много общих черт водоносности, что проведение между ними границ или гидрогеологическое подразделение их практически невозможно.

Очень много примеров, когда совершенно различные литолого-петрографические типы пород, находящиеся в единой морфо-структурной и физико-географической обстановке, проявляют исключительно одинаковые характеристики водоносности, поэтому приведенное выше подразделение в определенной степени условно. Нельзя сказать то же относительно химического состава подземных вод, поскольку в формировании химических особенностей вод, наряду с гидрогеодинамическими условиями, решающую роль играет минеральный состав вещественной среды (водовмещающих пород).

В этой связи при рассмотрении водоносности выделенных литолого-петрографических комплексов главное внимание обращается не только на собственно литологические особенности пород, но и на факторы природной обстановки, совокупность которых определяет специфические черты гидрогеологии и долю участия данного комплекса в образовании подземных водных ресурсов.

Комплекс неоген-четвертичных элювиальных, делювиальных, аллювиально-пролювиальных и озерно-речных отложений имеет весьма широкое распространение.

Учитывая крайнюю пестроту литологического состава, сложения, условий залегания и роли в образовании подземных вод, целесообразно рассматривать их по отдельным генетическим типам.

Элювиальные образования, генетически связанные с подстилающими материнскими породами, представлены целой гаммой рыхлообломочных разностей грунтов, начиная от крупнообломочных несвязных, кончая лессовидными суглинками и плотно сцементированной коркой вулканических лав и туфов.

Элювий развит в узких гребневых зонах хребтов и их отрогов, на пологих водораздельных и обширных слабонаклонных вулканических плато.

Являясь верхним горизонтом геологического разреза, покров элювиальных-почвенных рыхлообломочных образований играет важную роль в процессе инфильтрации атмосферных вод и в формировании их химического состава. Благодаря рыхлому сложению верхний покров почвенных образований лавовых плато не препятствует инфильтрации атмосферных вод вглубь, причем нередки случаи, когда образуются переувлажненные—заболоченные участки с пышным растительным покровом. Конечно, в этих случаях поверхность подстилающих элювий материнских пород оказывается закальматированной и служит водоупорным основанием.

Описанное явление констатируется на многих участках средне- и высокогорных лавовых плато почти всех вулканических хребтов и массивов. На водораздельных плато, сложенных вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, в зависимости от длительности процессов выветривания, образуется элювий различного механического состава и сложения.

На этих участках в преобладающем большинстве случаев элювий представлен дресвянисто-щебенистыми образованиями с супесчаным заполнителем, которые легко пропускают атмосферные воды.

В северо-восточной и юго-восточной Армении, на водораздельных плато средне- и низкогорных хребтов и оврагов, где наиболее интенсивно протекают процессы выветривания, образуется довольно мощный элювиальный покров, представленный супесчано-суглинистыми образованиями (Кафанская впадина, моноклинальные хребты, примыкающие к Куринской депрессии и др.).

Особым типом элювиальных супесчано-суглинистых образований являются белоземы, широко распространенные на покровах андезито-базальтов, дацитов и туфов южных склонов массива г. Арагац, Гегамского и Варденисского хребтов. Белоземы рассматриваются как суффозионно неустойчивые грунты, часто являющиеся причиной разрушения оросительных каналов и других гидротехнических сооружений.

Образование белоземов, по-видимому, обусловлено сухим континентальным климатом, литолого-петрографическим составом материнских пород и геохимическими особенностями поступающих в них вод. Совокупность этих факторов позволяет рассматривать белоземы как результат протекания гидрокарбонатнонатриевой фазы выщелачивания пород, выражающейся в интенсивном разложении щелочных и щелочноземельных полевых шпатов под воздействием циркулирующих вод, обогащенных атмосферной углекислотой в условиях континентального климата.

Область развития этих процессов охватывает южные склоны и, за редкими исключениями, ограничивается высотой 900—1800 м, выше которой они либо отсутствуют, либо выражены очень слабо.

На участках распространения белоземов инфильтрация весьма ничтожна, обычно же отсутствует, так как смоченные белоземы превращаются в пластичную водонепроницаемую массу.

На значительных высотах (выше 1600—1800 м), на поверхности эффузивного чехла, обычно развиты черноземы. Последние имеют зернистую рыхлую структуру и хорошо пропускают поверхностные воды и атмосферные осадки. Инфильтрации благоприятствует содержание в черноземе значительного количества обломочного материала, резко увеличивающегося с глубиной.

Родники, связанные с элювиальным покровом, обычно малодебит-

ны и имеют сезонный характер; летом они высыхают, а после выпадения дождей снова действуют.

Обводнение элювия носит спорадический, сезонный характер и вследствие крайней ограниченности запасов практического интереса не представляет.

Делювиальные образования имеют большое площадное распространение. Они представлены глыбово-обломочными, дресвяно-щебенистыми и супесчано-суглинистыми скоплениями, мощность которых у подножьев склонов хребтов иногда достигает несколько десятков метров.

По условиям залегания, механическому составу и сложению можно различить две разновидности: делювий склонов и делювий подножий.

Делювий склонов характеризуется небольшой, но изменяющейся в зависимости от крутизны склонов, мощностью, преобладанием в составе грунтов мелких фракций и меньшей обводненностью.

В площадном распространении делювия склонов наблюдается следующая причинная закономерность—на склонах северной экспозиции делювий занимает огромные площади, имеет большую мощность, покрыт развитым почвенным слоем и пышной растительностью, а также отличается значительной обводненностью.

На северных склонах Базумского, Ширакского, Иджеванского, Памбакского, Мурхузского, Арегунийского, Севанского, Айоцдзорского, Баргушатского и Мегринского хребтов отмечено более трех тысяч родников с дебитом от 0,1 до 5—6 л/сек, связанных с собственно делювием склонов. Значительная часть этих родников, вследствие небольших ресурсов воды в делювии, носит сезонный характер. Остальные родники, получающие дополнительное питание из подстилающих делювий коренных пород, действуют круглый год, а иногда даже претерпевают небольшие колебания расхода.

Делювий подножий характеризуется более мощными грубо- и мелкообломочными скоплениями. У подножий склонов южной экспозиции зачастую делювий вместе с пролювием образует довольно широкую полосу шлейфа, переходящего в наклонные предгорные равнины. В этих случаях скопления у подножьев рассматриваются как единый генетический комплекс делювиально-пролювиальных образований. Мощность последних достигает нескольких десятков и сотен метров у подножьев Арегунийского, Севанского и Ширакского хребтов.

С делювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями подножий связаны довольно мощные водные потоки, которые питаются поверхностным стоком, трещинными водами коренных пород подстилающего склона, а также атмосферными и талыми водами, которые поступают в наносы непосредственно на площади распространения последних.

Несмотря на значительную обводненность делювиальных и делювиально-пролювиальных образований подножий склонов, выходы подземных вод на площадях их распространения малочисленны. Причина отмеченного явления кроется в том, что эти образования примыкают к межгорным котловинам и речным долинам, которые весьма интенсивно дренируют подземный сток не только делювиальных отложений, но и окружающих горных сооружений.

В народной практике имеются многочисленные примеры использования подземных вод предгорных шлейфов посредством дренажных штолен—кягризов, часть которых действует поныне (кягризы г. Лени-

накана, перехватывающие подземные воды южных подножий Ширакского хребта, многочисленные небольшие кягризы у подножьев хребтов Еранос, Шекасар, Ишхансар и другие).

Аллювиальные отложения представлены преимущественно валунно-галечными образованиями с гравийно-песчаным заполнителем и подчиненными им суглинками и глинами. Аллювий широко развит в долинах главных водных артерий (где является основным носителем подземного стока), а также на речных террасах.

Наибольшие скопления аллювия отмечаются на участках расширения речных долин. К таковым относятся:

а) Бассейны верхнего и среднего течения р. Памбак. Здесь аллювий заключает довольно мощный горизонт подрусловых грунтовых вод, который эксплуатируется для технического водоснабжения городов Спитак и Кировакан.

б) Бассейн нижнего течения р. Дебед, где мощность аллювия достигает нескольких десятков метров. Здесь также воды эксплуатируются водозаборами для пос. Ахтала и совхоза Зейтун.

в) Бассейны верхнего и нижнего течения р. Агстев характеризуются мощными скоплениями аллювия, с которым также связан подрусловый водоток. Последний эксплуатируется в гор. Иджеване.

г) Бассейны верхнего и среднего течения р. Воротан. Здесь отмечается несколько участков расширения дна долины с мощными накоплениями аллювия (Базарчайский, Борисовский, Сисианский), содержащими горизонт грунтовых—подрусловых вод.

д) Бассейн среднего течения р. Арпа и нижнего течения ее левого притока р. Ехегис.

е) Бассейны нижних течений р. Вохчи и ее левого притока—р. Халадж.

ж) Бассейны верхнего и среднего течения р. Ахурян.

Кроме отмеченных участков аллювиальные образования узкой полосой прослеживаются по руслам и поймам всех рек, за исключением их порожистых интервалов.

Аллювиальные образования в пределах пойм речных долин всюду являются резервуаром подрусловото потока и грунтовых вод.

Питание этих вод происходит за счет руслового стока и подземных вод коренных пород склонов долин; при этом основным регулятором режима вод аллювиальных отложений является речной сток.

Мощные накопления аллювия развиты также в пределах конусов выноса притоков реки Аракс (реки Касах, Раздан, Азат, Веди), впадающих в нее в пределах бассейнов верхнего и среднего течений, а также рек, впадающих в оз. Севан с востока и северо-востока.

В пределах конусов выноса аллювий обычно смешан с пролювием и рассматривается вместе с ним как единый генетический тип аллювиально-пролювиальных отложений.

В аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса горных рек гидрогеологическими буровыми работами вскрыты грунтовые и напорные воды. Последние встречены в конусах выноса рек Шишкая, Карайман (бассейн оз. Севан) и левых притоков р. Памбак (в пределах бассейна верхнего течения). Скважина № 25с (абс. отм. устья 1960), заложенная в низовьях р. Шишкая, глубиной 160 м, вскрыла грунтовые воды и два горизонта напорных вод на интервале 65—105 и 132—157 м. Другая скважина, пробуренная в этом районе в 1972 г., около 260 м прошла по отложениям конуса выноса, чередующимся с озерно-лагунными образованиями.

Мощность отложений конусов выноса левых притоков р. Аракс значительно меньше, но по ним также проходят потоки грунтовых вод, которые питают подземные воды Араратского артезианского бассейна. Наличие глин и суглинков в разрезе отложений этих рек в значительной степени снижает их фильтрационные способности

По данным полевых опытно-исследовательских работ коэффициенты фильтрации отложений конусов выноса колеблятся в пределах 7—15 м/сут.

Озерно-речные отложения, представленные часто чередующимися слоями глин, валунно-галечно-гравийных отложений и песков, выполняют межгорные котловины (Араратскую, Ширакскую, Севанскую, Гукасянскую, Сисианскую, Памбакскую, Апаранскую и др.), тектонические и запрудные впадины (Саруханскую, Акункскую, Аргичинскую, Базарчайскую, Арпаличскую и др.), а также широкие речные долины.

Мощность озерно-речных отложений достигает нескольких десятков и сотен метров. Наибольшие мощности констатированы в Араратской (до 500 м), Севанской (300—400 м) и Ширакской (300—400 м) межгорных котловинах.

Геолого-структурные, геоморфологические и гидрогеологические условия межгорных котловин создали благоприятные предпосылки для образования бассейнов напорных и грунтовых вод. В разрезе озерно-речных отложений перечисленных выше котловин гидрогеологическими разведочными работами констатировано несколько горизонтов напорных вод со значительными запасами.

Подробное описание озерно-речных отложений будет дано в соответствующих разделах, посвященных разбору гидрогеологических условий межгорных котловин, поэтому здесь ограничимся лишь краткой их характеристикой.

Комплекс неоген-четвертичных вулканических образований представлен андезитами, андезито-базальтами, базальтами, андезито-дацитами, туфами, шлаками, пемзами, липаритами, обсидианами и другими лаво- и пирокластами, которые занимают около 55% площади Армянской ССР. Породы вулканического комплекса в виде мощного чехла (до 800—1200 м при средней мощности 200—400 м) бронируют древние образования и структуры Джавахетского хребта, Чилдрских и Мумуханских гор, Лорийского плато, массива г. Арагац, Гегамского и Варденисского хребтов, Ишхансарского массива, Сисианского и ряда других плато.

В комплекс вулканических образований включены также липариты, обсидианы и их пирокласты, которые образуют экструзивные конусы, некки и лакколиты. Эти породы имеют ограниченное площадное распространение и особой роли в формировании подземных вод не играют.

Морфологически лавы представлены покровами и потоками. Покровы занимают обширные площади вулканических хребтов, нагорий и плато; потоки же в виде узких языков спускаются от центров излияний по склонам вулканических сооружений и по древним долинам далеко за пределы центрального вулканического нагорья.

В морфологии центрального вулканического нагорья С. П. Бальян (1962, 1969) выделяет тектоно-вулканический (деформированный) денудационный и вулканический аккумулятивный типы рельефа.

Эти типы рельефа включают:

а) Литоскульптурные, расчлененные плато, сложенные меотис-

понтической и частично верхнепалеогеновой, вулканогенно-обломочной формацией.

б) Бронированные внутриформационными долеритовыми и мандельштейновыми базальтами плато, претерпевшие длительные процессы денудации.

в) Экструзивные купола и вулканы липарито-дацитов. Морфологически представлены крупными массивами и останцевыми возвышенностями, окруженными молодыми лавовыми потоками. К числу наиболее крупных экструзивных массивов относятся гг. Легли и Елмикли (на Джавахетском хребте), Спитаксар и Гегасар (на Гегамском хребте), Варденик (на Варденисском хребте), Мец Ишхансар (Сюникское нагорье).

г) Щитовидные массивы на складчато-глыбовом субстрате, являющиеся очагами центральных или трещинных излияний покровных андезитов и пирокластолитов.

Характерными представителями этого типа рельефа являются массив г. Арагац, Джавахетский, Гегамский и Варденисский хребты. Они забронированы андезитовыми покровами и четвертичными лавами различного состава. Их склоны и подножья обычно окаймлены предгорными плато; последние местами погружаются под озерно-речные отложения межгорных депрессий (Араратская, Ширакская, Севанская, Воротанская, Апаранская и др. котловины).

д) Покровы андезитовых лав. Слагают обширные площади предгорных плато и отображают основные черты погребенного палеорельефа.

е) Полигенные вулканы, центры излияния эффузивных производных базальтовой магмы. Представлены они различной величины конусами, разбросанными по всему вулканическому нагорью.

ж) Лавовые потоки. Характерны для четвертичных вулканов центрального типа. Потоки приурочены к речным эрозионным долинам, врезанным в древние лавы или в контакт последних с породами подстилающего фундамента.

По возрасту выделяются нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки, которые отличаются друг от друга морфологией, площадью распространения и гидрогеологическими особенностями.

э) Эруптивные купола, представленные цепью многочисленных вулканов, развиты по всему центральному вулканическому нагорью в виде одиночных или групповых шлаковых конусов и вулканических аппаратов иногда с хорошо сохранившимися кратерами.

Породы рассматриваемого комплекса играют исключительно важную роль в гидрогеологии территории республики; достаточно отметить, что на их долю приходится около 90% всех запасов пресных подземных вод.

По меткому выражению К. Н. Паффенгольца «Если бы в Армении вообще не существовало столько покровов четвертичных лав, придающих нередко некоторым районам вид каменистой пустыни, то она была бы беднее водой, чем теперь».

Отмеченное выше обстоятельство объясняется литологическими и морфологическими особенностями эффузивного чехла, геолого-структурным положением, характером подлавового рельефа и физико-географическими условиями областей распространения лавового комплекса.

Породы рассматриваемого комплекса представлены в основном

сильно трещиноватыми, кавернозными и пористыми (в нижних частях потоков) разновидностями андезито-базальтовых лав.

Высокая фильтрационная способность этих пород, обусловленная трещинами отдельностей, проникающих обычно до основания лавовых потоков, способствует интенсивному поглощению поверхностных вод.



Трещины отдельностей в базальтах.

На территории Центрального вулканического нагорья, где развиты почти исключительно андезито-базальтовые лавы, их пирокласты и каменные россыпи (т. н. чингилы) на долю поверхностного стока приходится небольшое количество атмосферных осадков.

Последние большей частью инфильтруются по трещинам отдельностей этих пород и, спускаясь в глубокие горизонты, формируют меж- и подлавовые водные потоки.

В качестве водоупорного ложа служит либо подстилающий лавы комплекс осадочных образований, либо закальматированная поверхность ранее излившихся лавовых потоков и покровов.

Данные геофизических и геоморфологических исследований, а также гидрогеологического и картировочного бурения, показывают, что подлавовый рельеф представляет собой в различной степени расчлененный пенеплен с хорошо развитой сетью палеорек.

Тектонические движения, обусловившие дифференцированное поднятие Центрального вулканического нагорья в неоген-четвертичное время и вызвавшие интенсивную вулканическую деятельность, сопровождались излиянием андезито-базальтовых лав в несколько циклов.

За время перерывов между отдельными циклами излияний происходило расчленение рельефа и частичное кальматирование поверхности лавового покрова материалами выветривания. Тем самым между вновь излившимися и древними потоками—покровами лав создавались экраны, послужившие непроницаемым основанием для вод, проникших в трещины вышележащего лавового покрова.

Пространственное расположение родников показывает, что выходы их большей частью приурочены к контактам более ранних покровов молодых лав. Следовательно, поверхности перекрывающих друг друга покровов лишь местами являются водонепроницаемыми, обычно же в них имеются многочисленные гидрогеологические «окна», через которые воды, двигающиеся по вышележащему покрову, частью проникают в подстилающий покров, создавая тем самым несколько подземных потоков, идущих друг над другом в различных покровах.

Подобное многоярусное движение вод имеет место в каньонах рек Раздан, Азат, Арпа, Воротан, где воды выходят как из контактов перекрывающих друг друга лавовых покровов, так и из контакта лав с подстилающими осадочными породами (Гохт-Гарнинские, Солакские, Агаракские и др.).

В пределах Центрального вулканического нагорья выходы родников оконтуривают лавовые покровы. Обычно воды верхних покровов выходят на более высоких отметках по кромке лав.

Как отмечалось выше, большую роль в формировании подземных вод играют каменные россыпи или так называемые «чингилы», занимающие огромные площади в высокогорных частях вулканических хребтов и массивов, в области распространения покровов глыбовых лав андезито-базальтов.



Каменные россыпи («чингилы») на лавовом покрове Центрального вулканического нагорья.

Мощность скоплений этих каменных россыпей различна в зависимости от их генезиса и условий рельефа, обычно она варьирует в пределах от 2—3 до 10—15 метров, местами же их мощность превышает 30—40 метров.

Каменные россыпи («чингилы») генетически представлены в основном тремя типами:

а. Чингилы, образовавшиеся на месте.

Этот тип каменных россыпей, по-видимому, образовался на поверхности глыбовых лав и морфологически обнаруживает тесную связь с коренными породами. Образование их обусловлено изменениями структурных, физико-химических и термических особенностей глыбовой лавы в процессе ее остывания и сокращения объема.

В силу относительной вязкости и быстрого остывания на поверхности бугристых лав образовались многочисленные трещины. Газы, скопившиеся внутри еще не застывшего тела лавового потока, сохранившего некоторую текучесть, прорывали застывшую корку взрывом, образуя на месте прорыва конусы газовых выпучиваний с мелкими газовыми кратерами в центре.

Быстрое охлаждение лавового тела на месте газовых прорывов приводило к растрескиванию породы и образованию огромных по величине глыбовых россыпей в виде бугров, гряд и полей. Последующие процессы интенсивного морозного выветривания образовали тип глыбовых россыпей, имеющих обычно наибольшую мощность. По мнению А. Т. Асланяна «чингилы» образуются в результате излияния лав на мощные снежные покровы, при таянии которых могло произойти, с одной стороны, обрушение налегающего потока лавы, а с другой—разрушение их путем взрыва от высоконагретых водяных паров.

б. Чингилы перемещенные—делювиальные. Выделенный генетический тип своим происхождением обязан силе тяжести и различным процессам высокогорного выветривания (преимущественно интенсивного морозного выветривания, высокой солнечной радиации, снежному выветриванию и т. д.).

Скопления этих россыпей обычно приурочены к подножьям шлаковых конусов, *к уступам лавовых потоков и различных эрозионных останцев, а также к подножьям эрозионных и ледниковых долин,* оврагов, рытвин и борозд.

в. Наконец, особый тип щебневых россыпей выделяется в области высокогорных вечномерзлотных грунтов.

На привершинных плато, на дне крупных западин, каров и трогов встречаются многие островки вечномерзлотных почв, края которых окаймлены щебневыми россыпями.

Все указанные чингиловые скопления играют весьма важную гидрогеологическую роль—они обладают хорошими фильтрационными свойствами. Поступающие в них талые и атмосферные воды поглощаются ими бесследно.

Только часть вод, особенно при небольших мощностях чингилей, в которых дно понижения закальматировано дресвянисто-суглинистым материалом, выходит на поверхность по краям каменных морей, заполняя котловины и западины, образуя заболоченные пространства.

Обычно родники вершинной зоны и привершинного плато, дающие начало многим мелким ручьям, свободно меандрирующим по широкой заболоченной пойме, приурочены к указанным типам чингилей.

Немаловажную роль в формировании подземных вод играют широкие неглубокие котловины и западины, приуроченные большей частью к межлавовым пространствам или к подножьям уступов древних лав привершинных плато.

Являясь обширным вместилищем для скопления мощного снегового покрова, они в весенне-летний период заполняются талыми и родниковыми водами, которыми пользуются кочевки для водопоя скота.

Большая часть этих естественных водохранилищ со второй поло-

вины лета высыхает, обнаруживая на дне глинисто-илистые скопления типа мелких такыров.

Благодаря кальматизации днищ этих котловин, сток водных масс описанных озер, в основном, осуществляется поверхностным путем. В режиме подземных вод, они, безусловно, играют некоторую роль, отдавая часть своих вод коренным трещиноватым базальтам.

Как видно из вышеизложенного, нагорные части вулканических хребтов и массивов обладают значительными динамическими запасами подземных трещинных вод, однако, несмотря на это, высокогорные плато за редкими исключениями безводны. Встречающиеся небольшие родники снегового питания имеют сезонный характер и летом, по мере перемещения снеговой линии к вершинной полосе, высыхают.

Как отмечалось выше, трещинные воды андезито-базальтовых лав мощными подземными потоками двигаются по понижениям водоупора к межгорным депрессиям.

Так как извергавшиеся из вулканических аппаратов лавы стекали также по созданным эрозией понижениям, то, естественно, что направления течения лав в основном и определяют направление идущих в лавах вод.

В пределах Центрального вулканического нагорья охвачены стационарными режимными наблюдениями и разведаны многочисленные родники, питающиеся меж- и подлавовыми водными потоками. Среди них наиболее крупными являются следующие родники* (табл. 11).

Таблица 11

Наименование вулканических массивов, хребтов и плато	Наименование родников	Расход л/сек
Джавахетский хребет	Казанчинские	1100
	Гукасянские	545
	Зуйгахпюрские	240
	Бардахпюрские	130
	Итого	2015
Лорийское плато	Кизкалинские	650
	Новосельцовские	500
	Аксютинские	350
	Агаракские	215
	Калининские	103
	Итого	1818
Члдырские горы	Окюзские	178
	Чивилинские	90
	Шурабадские	36
	Итого	304

* Указаны многолетние абсолютные минимальные расходы при 95% обеспеченности. В перечень включены родники, расход которых превышает 20 л/сек. Необходимо отметить, что нет достаточно точного учета родников, бассейнов верхних течений рек Воротан, Арпа, Ехегис, Азат и Веди, поэтому приведенная цифра дает лишь ориентировочную оценку водообильности лав. Кроме того, часть подлавовых вод подземным путем поступает в межгорные депрессии или дренируется реками и не поддается учету.

Продолжение таблицы 11

Массив г. Арагац	Айгерличские	4700
	Мецаморские	1270
	Апаранские	830
	Шор-шорские	460
	Назреванские	414
	Джраовитские	344
	Кулибеклинские	332
	Базмахпюрские	175
	Кучакские	156
	Сарнахпюрские	150
	Такийские	142
	Члканнерские	130
	Бужаканские	97
	Ириндские	67
	Русибандские	66
	Сагмосаванские	45
	Кармрашенские	33
	Нигатунские	26
	Итого	9437
Гегамский хребет	Гохт-Гарнинские	2300
	Карасунахпюрские	1600
	Арзни-Нурнусские	1500
	Джраратские	1400
	Ацаратские	1218
	Саруханские	996
	Личкские	948
	Гюмушские	865
	Макраванские	808
	Арзакан-Агверанские	660
	Цаккарские	600
	Ухтупарские	500
	Сарнахпюрские	460
	Хосровские	400
	Кюсузские	350
	Атарбекянские	300
	Ергесские	200
	Джермаиисские	170
	Солакские	170
	Борборские	130
	Етнахпюрские	130
	Царавахпюрские	100
	Ишанларские	100
	Дзорахпюрские	80
	Хачериахпюрские	74
	Итого	16059
Варденисский хребет	Цовинарские	1500
	Акункские	860
	Ярпузлинские	850
	Корчахпюрские	480
	Малишкинские	400
	Гергерские	383

	Джермукские	303
	Ехегисские	300
	Чахрлинские	230
	Тускюлинские	105
	Н. и В. Геташенские	102
	Кошабулагские	95
	Ястибулагские	45
	Золакарские	38
	Вагашенские	26
	Итого	5717
Ишханасарский массив и Сисианское плато	Шакинские	1336
	Вагудинские	290
	Базарчайские	194
	Ангехакотские	133
	Урутские	81
	Сисианские	24
	Итого	2058
	Всего	37408

Породы липаритовой формации имеют сравнительно ограниченное распространение и, как было сказано выше, особую роль в формировании подземных вод не играют.

Экструзивные липаритовые конусы, некки и лакколиты в силу слабой водопроницаемости подчас служат струенаправляющими дамбами меж- и подлавовых водных потоков.

Несомненно значительна роль массивов гор Атис, Спитакасар, Гехасар, Варденик, Легли и др. в дополнительном питании формирующихся в районах их расположения водных потоков и родников.

Воды андезито-базальтовых лав холодные (5—12°) и очень холодные (1—4°), ультрапресные (60—150 мг/л) и пресные (200—500 мг/л). По химическому составу гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые, часто бессульфатные, мягкие, обладают высокими питьевыми качествами.

Комплекс соленосно-гипсоносных песчано-глинистых образований включает чередующиеся огипсованные глины и песчаники олигоцена, а также соленосно-гипсоносную толщу миоцена.

Перечисленные породы имеют широкое распространение на территории междуречья рек Раздан и Азат, где они выполняют Ацаванскую синклиналь, слагают смежную с ней Шорахбюрскую антиклиналь и Аванскую синклиналь. Ограниченное развитие этих пород отмечено южнее г. Шекасар (Бозбурун), где они слагают южное крыло Даргалинской антиклинали.

Шорахбюрская антиклиналь по простиранию оси складки расчленена глубокой долиной, в многочисленных мелких оврагах которой обычно выходят родниковые воды. Водораздельная линия между Шорахбюрской антиклиналью и смежной с нею Ацаванской синклиналью представлена наклонной равниной, покрытой галечниками Советашенской террасы.

Шорахбюрская долина дренируется системой одноименной речки. Ацаванская синклиналь, охватывающая правый борт долины р. Азат и ее правого притока Чор-селав, интенсивно расчленена многочисленными оврагами.

Среди пород доминируют гипсоносные глины, являющиеся всюду водоупором.

Выпадающие в области распространения комплекса песчано-глинистых пород атмосферные осадки, количество которых не превышает 250—350 мм в год, в условиях жаркого климата, когда испаряемость превышает количество выпадающих осадков, естественно, не могут питать глубокие горизонты.

В пределах упомянутых структурных и геоморфологических единиц борты многочисленных оврагов круты, лишены растительности и покрыты глинистыми элювиально-делювиальными образованиями, способствующими формированию поверхностного стока.

Однако, на территории развития песчано-глинистых пород имеются многочисленные выходы родников небольшого дебита.

Пространственное расположение выходов подземных вод, их приуроченность к определенным участкам упомянутых структур и эрозионным формам рельефа указывает на то, что породы описываемого комплекса обводняются в основном водами перекрывающих вулканогенно-обломочных и лавовых пород.

При рассмотрении лавового комплекса говорилось о том, что движущиеся по ним водные потоки разгружаются в периферийных частях потоков и покровов и питают породы подстилающих комплексов. В данном случае имеет место именно такое явление. Лавовые воды ЮЗ склонов Гегамского хребта поступают в Вохчабердскую вулканогенно-обломочную, а затем в рассматриваемую толщу.

Небольшой поток, двигаясь по галечникам наклонных равнин, по направлению к с. Советашен, выходит на поверхность в районе севернее с. Мармашен в виде многочисленных довольно водообильных родников ($Q=1—2$ л/сек).

Ацаванская синклинальная структура и покров галечниковых образований в данном случае определяют направление потока. Довольно низкая температура вод многих родников (9—11°), выходящих в районе сс. Мармашен, Советашен, Вохчаберд, Гехадир, также указывает на расположение области питания комплекса песчано-глинистых пород в полосе холодного горного климата нагорной части.

На склонах оврагов, в местах сосредоточенных выходов подземных вод, где происходит интенсивное промачивание глинистых масс, широко развиты оползни, с некоторыми из которых связаны родники.

Наиболее водообильные родники связаны с полосой, граничащей с породами Вохчабердской вулканогенно-обломочной толщи, а также с галечниками Советашенской террасы.

Южнее г. Шекасар породы описываемого комплекса лишены выходов подземных вод и в гидрогеологии участка особой роли не играют.

Пластовых вод, в комплексе песчано-глинистых, частью загипсованных пород, не встречено.

Скважина № 4 АрмГУ, заложенная в осевой полосе Шорахбюрской антиклинали до глубины 420 метров прошла по безводным песчано-глинистым отложениям палеогена.

В гидрогеологическом отношении большой интерес представляет Аванская синклиналь, в пределах которой породы рассматриваемого комплекса служат непроницаемым основанием для вод перекрывающей лавовой толщи. Названная синклиналь, ось которой простирается с ЮЮЗ на ССВ по направлению сс. Аван—Катнахбюр, осложнена вторичной складчатостью и соляной тектоникой. Лавы, заполняющие синклиналь, заключают поток трещинных вод мощностью 40—150 м при ширине 0,5—1,5 км. Водоток двигается по направлению погружения складки, в сторону Ереванской котловины, где его расход по предварительным расчетам составляет около 0,8 м³/сек.

Породы рассматриваемого комплекса простираются на запад, слагая водоупорное основание лав Егвардского и Октемберянского плато. Морфология их рельефа определяет основные направления поступления лавовых вод в Араратскую межгорную депрессию.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород мезо-кайнозоя. В рассматриваемый комплекс объединены одинаковые по своим водным свойствам туфогенные образования юры, мела и палеогена, представленные туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфогравелитами и другими туфообломочными разностями. Эти породы имеют исключительно широкое распространение в пределах северо-восточных и южных складчатых хребтов Армении. Они участвуют в разрезе почти всех основных структур Антикавказского, Севанского и юго-восточной части Араксинского оротектонических поясов. На многих участках вулканогенно-осадочные образования окаймляют ундулирующие антиклинальные и куполовидные складки, сложенные более древними породами, кроме того, они слагают ряд самостоятельных структур.

Литологически вулканогенно-осадочные образования представлены уплотненными, преимущественно мелкотрещиноватыми, легко поддающимися выветриванию породами. По своей водоносности они немногим уступают комплексам лавовых, озерно-речных и известняково-мергельных пород.

Горные хребты (Базумский, Ширакский, Памбакский, Арегунийский, Севанский, Вайкский и др.), сложенные породами описываемого комплекса, обычно густо и глубоко расчленены, особенно в пределах южных своих склонов.

Вследствие чрезвычайной пестроты литологического состава пород рассматриваемого комплекса и уменьшающейся с глубиной трещиноватости, инфильтрационные воды проникают на сравнительно небольшую глубину, за исключением зон тектонических нарушений и участков наибольшего перегиба складок, характеризующихся интенсивной и более глубоко проникающей трещиноватостью.

В целом слабая водопроницаемость, неблагоприятные рельефные и морфо-структурные условия (крутые склоны, значительная приподнятость и дренированность складок) исключают возможность накопления в вулканогенно-обломочных породах значительных ресурсов подземных вод и образования выдержанных водоносных горизонтов.

Атмосферными водами насыщается лишь трещиноватая зона коры выветривания, проникающая обычно на глубину, не превышающую 30—50 м.

Определенную роль в пополнении запасов влаги коры выветривания играет явление конденсации водяных паров в порах и трещинах пород и почво-грунтов, которому благоприятствуют значительные суточные колебания температуры воздуха.

Циркулирующие в поверхностной зоне трещинные воды разгружаются в виде многочисленных, обычно малодебитных родников, дренируются реками или поступают на питание подрусловых отложений. Участки пород вулканогенно-осадочного комплекса, прилегающие к полосам развития лавовых пород (Цахкуняцкий, Варденисский хребет, южные и юго-западные отроги Гегамского хребта) обводняются водами последних, поэтому родники, питание которых идет за счет вод лавового комплекса, наиболее водообильны, менее минерализованы и действуют круглый год, в то время, как другие родники, имея большую площадь питания, но не получая дополнительного питания из лав, летом высыхают или претерпевают резкое уменьшение дебита.

Выходы многих родников бассейнов рек Чатма, Азат, Веди расположены почти в сводовых частях антиклиналей, дебит их редко превышает 0,4—0,5 л/сек, температура варьирует в пределах 14—17°С при температуре воздуха 25—28°. Сравнительно высокая температура этих вод свидетельствует о расположении области их питания в жаркой предгорной полосе и циркуляции их близ поверхности.

Вулканогенно-осадочные породы наиболее обводнены в зонах глубинных разломов, оперяющих последние тектонические нарушения, а также в полосах флексурных перегибов-складок (Красар-Мумуханское нарушение, Ширакский надвиг, зона разломов Базумского, Мургузского и Вайкского хребтов).

Нередки случаи, когда расход родников, связанных с зонами разломов, достигает 3—5 л/сек (районы сс. Горс, Алаяз в бассейне р. Арпа, бассейны рек Чичхан, Памбак, Воротан, Ахум и др.).

В 2—2,5 км к востоку от с. Геташен (Арташатский район) на осевой линии одноименной антиклинали выходит группа родников на отметке 1060—1070 м, здесь отмечена высокая температура вод, достигающая 21—22°С, причем родники этой группы отлагают травертины, которыми забронированы юго-западные склоны горы Еранос. Травертиновый щит местами размыт, его останцы сейчас занимают более высокое гипсометрическое положение, чем современные выходы родников.

Подобное явление, наблюдаемое на склонах гор Еранос и Шекасар, свидетельствует о том, что когда-то родники (отлагающие травертин) выходили на более высоких гипсометрических отметках, но в дальнейшем закупорили свои выходы собственными отложениями и стали блуждать по травертиновому щиту, найдя, наконец, себе выход на более низких отметках.

В обводнении трещиноватой коры выветривания вулканогенно-осадочных пород немаловажную роль играет делювиальный покров, особенно в тех случаях, когда делювий представлен хорошо водопроницаемыми щебенисто-дресвянистыми и супесчаными образованиями, а склоны, сложенные коренными породами, пологие. Такая картина наблюдается на пологих северных склонах Мургузского, Базумского, Ширакского и Вайкского хребтов, а также на Памбакском хребте—на участке между с. Хнкоян—Ширакский перевал.

В условиях особо благоприятного сочетания природных факторов (значительная трещиноватость, пологая моноклиналь и синклиналь, наличие источника питания и др.) встречаются пластово-трещинные, иногда даже напорные (участок Лорут—Марц в пределах Гугарацкого хребта, Вайкская синклиналь и др.) воды.

С породами комплекса вулканогенно-осадочных пород связано более 1000 родников с суммарным расходом около 2130 л/сек, из них около 550 имеют сезонный характер, средний расход остальных колеблется в пределах 0,3—0,5 до 15 л/сек. Режим этих родников изменчивый и варьирует в пределах от 50 до 75%. Наиболее устойчивый расход отмечается у Русибандской группы родников с суммарным расходом 36,8 л/сек, колебание расходного режима этих родников не превышает 7—10%.

Главная часть родников с относительно устойчивым расходом приходится на высотную зону 1600—2200 м в пределах склонов северной экспозиции.

Воды вулканогенно-осадочного комплекса обладают удовлетворительными и хорошими питьевыми качествами, слабо минерализованы (до 0,5—0,7 г/л), мягкие (до 7—8 мг/экв), холодные (6—15°С—в зави-

симости от гипсометрической отметки месторасположения выхода и области питания).

Водоснабжение многих сельских населенных пунктов, расположенных на площадях развития вулканогенно-осадочных пород, частично осуществляется водами родников данного комплекса.

Комплекс вулканогенных пород мезо-кайнозоя. Рассматриваемый комплекс объединяет вулканогенные породы юры, мела и палеогена, представленные различными порфиритами, кератофирами, их туфо- и лавобрекчиями.

Основная область развития этих пород располагается в Сомхето-Карабахской и Кафанской зонах, а также в северной и южной частях Севанского оротектонического пояса. Породами вулканогенного комплекса сложены обширные участки Сомхетского, Гугарацкого, Базумского, Мургузского, Памбакского, Арегунийского, Севанского, Айоцдзорского, Баргушатского, Зангезурского и Мегринского хребтов. Палеогеновые порфириты и их пирокластолиты слагают также отдельные участки южных отрогов Варденисского хребта.

Характерной особенностью морфологии районов, сложенных вулканогенными породами мезо-кайнозоя, является наличие резких форм рельефа—глубоких ущелий и оврагов, крутых и отвесных склонов.

Породы вулканогенного комплекса представлены плотными, в целом слабо трещиноватыми эффузивными образованиями; сложенные ими склоны хребтов большей частью обнажены. В этой связи водоносность комплекса носит спорадический характер. Трещинные воды преимущественно накапливаются в зонах тектонических нарушений и в благоприятных структурных блоках.

В пределах многих рудных полей, сложенных преимущественно вулканогенными породами, довольно часто встречаются мощные зоны разломов, между которыми создаются сильно обводненные структурные «бункеры» или «лотки», заключающие значительные ресурсы трещинно-жильных и собственно-трещинных вод.

Несмотря на значительное разнообразие вулканогенных пород, существенных различий в их обводненности не наблюдается. В этом вопросе основную роль играют собственно литологические особенности (трещиноватость, степень выветрелости), количество атмосферных осадков, характер рельефа, покровных рыхлообломочных образований и растительности и др.

Анализ материалов, касающихся изучения гидрогеологических особенностей вулканогенных пород, показывает, что определенной закономерности в пространственном распределении подземных вод в этих породах не наблюдается, поскольку слишком разнородны и разнообразны факторы, совокупность которых предопределяет условия питания, накопления, движения и разгрузки подземных вод. Правда, наблюдается некоторая закономерность для локальных участков, но распространение ее на другие площади зачастую оказывается неверным.

Из сказанного выше следует, что при оценке водоносности и водообильности вулканогенных пород должны быть учтены все нюансы природной обстановки.

На площадях распространения вулканогенных пород отмечено около 600 родников с дебитом более 1 л/сек. Суммарный расход их составляет 1160 л/сек. Среди этих родников встречаются сезонные, но больше претерпевающих большие колебания расходного режима.

Средний дебит родников не превышает 0,8—1,2 л/сек, более мощные (с дебитом 10—20 л/сек) встречаются как исключение лишь в зонах

дизъюнктивных нарушений в пределах северных склонов Мургузского, Баргушатского и Базумского хребтов.

Поскольку подземные воды формируются, в основном, в поверхностной зоне вулканогенных пород и зачастую лишены возможности глубокого проникновения, то режим их регулируется метеорологическими условиями местности. Как правило, наиболее обводнены склоны северной экспозиции, особенно если они пологие, покрыты проницаемыми наносами и лесом. Склоны южной экспозиции обычно бедны ресурсами трещинных вод.

Режим родников, приуроченных к комплексу вулканогенных пород, характеризуется широким диапазоном колебаний в зависимости от режимообразующих факторов. Ближе к областям питания колебания расходного режима родников увеличиваются, относительно постоянны родники, питающиеся из резервуаров узловых зон тектонических нарушений. Для большей части родников колебание расхода составляет 50—75%.

Минерализация вод вулканогенных пород колеблется в пределах от 0,4 до 0,8 г/л, а жесткость 3—7,3 мг/экв. По составу воды преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые. Так как главная масса медно-колчеданного оруденения размещена в вулканогенных породах, то в пределах рудных полей воды сильно обогащены сульфатами, а зачастую сульфатные.

Водоснабжение многих населенных пунктов южной и северной Армении осуществляется за счет родников, приуроченных к вулканогенным породам.

Комплекс известково-мергельных пород палеозоя и мезо-кайнозоя. Породы описываемого комплекса, объединяющие все известково-мергельные и подчиненные им терригенные образования карбона, перми, триаса, юры, мела и палеогена, играют важную роль в формировании подземных вод областей складчатых хребтов, где ими сложен целый ряд антиклинальных и синклинальных структур.

Известково-мергельные породы развиты преимущественно в пределах Иджеванского, Шамшадинского, Араратского и Ехегнадзорского районов. Сравнительно небольшие выходы известняков отмечаются в Кафанском, Горисском, Ноемберянском и Амасийском районах.

Породы этого комплекса в целом представлены плотными слоистыми и плитчатыми разновидностями известково-мергельных отложений. Будучи подверженными многократным тектоническим нарушениям, эти породы местами охвачены интенсивной трещиноватостью, но часть трещин, связанная с более древними тектоническими процессами, заполнена отложениями карбонатов кальция—продуктами выщелачивания самих известковистых пород, циркулирующими по их трещинам водами, обогащенными атмосферной и глубинной углекислотой.

Литогенетические трещины и трещины, обусловленные более поздними тектоническими движениями, а также процессами физико-механического выветривания, служат хорошими путями для инфильтрации и циркуляции вод. С последним типом трещин связаны многочисленные родники, непосредственные выходы которых зачастую приурочиваются к скоплениям делювия у подножий склонов. Значительная трещиноватость этих пород и обнаженность склонов сложенных ими хребтов являются благоприятными факторами для интенсивного поглощения атмосферных вод и проникновения их вглубь, однако, крутизна склонов гор, ограниченная площадь питания, а также континентальный климат, резко ограничивают запасы трещинных вод. Последние циркулируют

обычно в поверхностной части зоны свободного водообмена. Путь, совершаемый водами по этим породам, короток, области питания родников большей частью небольшие и совпадают с участками разгрузки. Дебит отдельных родников редко превышает 0,5—1 л/сек, большая часть их с наступлением весенних жарких месяцев высыхает или пре-



Плитчатая отдельность известково-мергельных пород в бассейне р. Веди.

терпевает резкое уменьшение дебита. Бедность известняков южных районов подземными водами обусловливает крайнюю бедность растительного покрова, всюду выделяются оголенные склоны гор.

Чистые известняки в описываемом комплексе пород встречаются редко, они большей частью представлены песчанистыми, мергельными и глинистыми разновидностями, что, вероятно, в совокупности со слабой водообильностью комплекса исключает развитие сколько-нибудь значительных карстовых явлений.

Интересно отметить, что выходы некоторых родников приурочены к осевым частям антиклинальных структур (Ширакской, Ераносской, Красарской), т. е. к полосам наиболее интенсивной трещиноватости.

В этой связи изучение химического состава вод некоторых родников, имеющих местами линейное расположение вдоль осей положительных структур, показывает, что они испытывают влияние недр, выражающееся в обогащении вод глубинной углекислотой. Поднимающийся с глубины углекислый газ в зоне свободного водообмена смешивается с циркулирующими в известково-мергельных породах водами и резко повышает их растворяющую способность. По выходу на поверхность такие воды обычно отлагают травертин.

По водообильности породы этого комплекса уступают лишь лавовым образованиям и озерно-речным отложениям. Объясняется это, как уже отмечено, интенсивной и глубокой проникающей трещиноватостью, а также благоприятными условиями питания.

Ширина трещин в известняках и мергелях колеблется от нескольких мм до 20—30 см. На интенсивно дислоцированных участках име-

ются зияющие трещины. В меловых известняках Ехегнадзорского района (у сс. Хачик, Гнишик), Техского плато (у с. Хндзореск), Иджеванского (Агарцин) и Шамшадинского районов отмечаются локальные карстовые явления.

Породы комплекса и приповерхностной зоны обводнены сравнительно слабо, так как основная часть инфильтрующихся вод просачивается вглубь. Поэтому в пределах пологих синклинальных структур можно ожидать выдержанные, иногда напорные, водоносные горизонты.

Обычно зона наиболее интенсивной трещиноватости достигает глубины 30—40 м.

Зоны глубинных разломов, секущие карбонатные толщи, в большинстве случаев отмечаются выходами довольно водообильных родников (с расходом до 30—80 л/сек). В зоне Ширакского надвига, где сенонские известняки надвинуты на туфогены палеогена, выходят родники с расходом 25—30 л/сек. На южном склоне Севанского хребта с широтным разломом связана группа родников с суммарным расходом до 100—120 л/сек.

В аналогичных условиях выходят некоторые родники Иджеванского, Шамшадинского (родники Севджур), Амасийского, Гукасянского (Сепасар), Кафанского (родники зоны Хуступ-Гиратахского разлома) и Горисского районов.

Количество родников, расход которых превышает 1 л/сек, связанных с этим комплексом, составляет около 500, с суммарным расходом около 3000 л/сек. Из наиболее крупных родников можно отметить родники Севджур (райцентр Берд Шамшадинского района) с расходом 25 л/сек и родники Горийского района с расходом от 10 до 30 л/сек, Агверанские (до 30 л/сек), а также родники, которые были отмечены выше.

Воды известково-мергельных пород холодные, хорошего качества; минерализация их варьирует в пределах от 0,6 до 1,2 г/л, общая жесткость порядка 8—14 мг/экв.

Режим родников, связанных с этим комплексом, обычно умеренный, особенно у родников, имеющих значительный расход. Колебание их режима составляет 25—50%.

Комплекс метаморфических пород эопалеозоя. Этот комплекс представлен кварц-слюдяными, хлоритовыми, роговообманковыми и другими кристаллическими сланцами с пачками глинистых сланцев и мраморов.

Комплекс метаморфических пород слагает Арзакан-Апаранский массив, который перекрывается породами верхнего мела и палеогена, а местами трахиандезитами неогена.

Небольшие выходы метаморфических пород констатированы на северных склонах Мургузского хребта, где они слагают Ахумский массив.

Обнажения метаморфических пород занимают небольшую площадь, поэтому в образовании подземных вод почти никакой роли не играют.

В бассейнах верхнего течения р. Мармарик и левых притоков р. Касах отмечается около двух десятков родников, выходы которых приурочены к породам рассматриваемого комплекса. Однако питающие их подземные воды, за крайне редким исключением, формируются в перекрывающих мезо-кайнозойских отложениях и лавах, затем поступают в кору выветривания метаморфических пород.

В целом метаморфические породы почти безводны, они большей

частью служат непроницаемым основанием для вод верхнего этажа пород.

Комплекс интрузивных пород. Включает различные по составу и времени образования интрузивные породы, являющиеся продуктами палеозойского, мезозойского и кайнозойского тектоно-магматических этапов.

Интрузивные породы в целом имеют небольшое площадное распространение, они встречаются в виде разобщенных тел почти во всех геотектонических зонах территории Армении. Исключение составляет Зангезур, где интрузии занимают большую часть территории Мегринского и значительные площади Кафанского и Сисианского районов.

В пределах Центрального вулканического нагорья, покрытого чехлом андезито-базальтовых лав и их пирокластов, интрузивные породы встречаются крайне редко.

Палеозойские интрузии, представленные гранито-гнейсами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами и подчиненными им серпентинитами и габброидами, размещены в виде небольших разрозненных тел в разрезе древнего метаморфического комплекса. Эти интрузии обнажаются в пределах Цахкуняцкого хребта, в бассейне верхнего течения р. Мармарик и на левом берегу р. Аракс в Мегринском районе.

Среди палеозойских интрузивов резко преобладают гранитоиды, которые представлены плотными среднезернистыми породами серого цвета. Трещиноватость гранитоидов развита только в верхней зоне выветривания массивов и с глубиной затухает.

Интрузии мезозойского возраста (среднеюрские и нижнемеловые) представлены различными производными гранитоидной магмы—плагиогранитами, порфировидными гранодиоритами, лейкократовыми гранитами и др. Эти интрузии слагают сравнительно большие массивы на северо-восточных отрогах Мургузского хребта (Тавушский, Хндзорутский, Ахумский), в пределах Туманянского и Ноемберянского районов (Чочканский, Шнохский, Кохбский, Ахпатский, Цахкашатский, Банушский и др. массивы), в Кафанском (Цавский массив) и Спитакском районах.

Наибольшие площади, занимаемые этими массивами, обычно не превышают 25—30 км^2. Почти всюду они представлены плотными, разрушенными лишь в зоне коры выветривания породами. Местами мощность коры выветривания достигает 20 м.

Ультраосновные и основные интрузии мезозоя и палеогена широко развиты в Севанском оротектоническом поясе, где они слагают вытянутые вдоль осей складок тела габбро-перидотитовых пород и их серпентинизированных разностей.

Наибольшая концентрация основных и ультраосновных пород отмечается в осевых частях ундулирующих складок Арегуни-Севанской и Ширакско-Базумской зон. В этих зонах сравнительно большие площади занимают Карайман-Зодская (около 60 км^2), Джил-Сатанахачская (около 55 км^2), Катнахбюр-Карахачская и Красар-Мумуханская (около 25 км^2) группы интрузивов.

Небольшие выходы основных и ультраосновных интрузий отмечаются также в бассейне среднего течения р. Веди.

Интрузивы кайнозоя, по сравнению с остальными, имеют наибольшее распространение в Мисхано-Зангезурской, Еревано-Ордубадской и Кафанской тектонических зонах. Представлены они гранитоидами и подчиненными им более основными разностями, которые образуют штоки, мощные трещинные и пластовые залежи, дайки и другие тела.

Сравнительно большие площади занимают Лалвар-Степанаванская, Памбак-Базумская, Айоцдзорская, Баргушатская (около 360 км²) и Мегринская (около 800 км²) группы интрузий.

С гидрогеологической точки зрения большой интерес представляют в основном Мегринский плутон, а также Баргушатская и Памбак-Базумская группы интрузий, с которыми связаны многочисленные выходы неглубоко циркулирующих пресных вод и значительное количество минеральных источников.

Интрузии отмеченных групп занимают значительные площади высокогорных зон хребтов, характеризующиеся положительным балансом влаги.

В деле обводнения интрузивных пород, независимо от их химического и петрографического состава, главную роль играют степень и глубина трещиноватости, выветрелость и тектоническая раздробленность, гипсометрическое расположение, степень расчлененности, наличие элювиально-делювиального и растительного покрова, мощность и характер коры выветривания, площадь питания и другие.

Интрузивные породы обычно разбиты серией мелких трещин поверхностного выветривания, в которых накапливаются небольшие ресурсы инфильтрационных вод, а в отдельных зонах они охвачены тектонической трещиноватостью. В последних случаях интрузивные породы оказываются достаточно сильно обводненными, особенно если они располагаются в высокогорных областях.

В этом отношении характерны высокогорные части Мегринского плутона, особенно в зоне Дебаклинского разлома, интрузивы Дастакертского рудного поля, а также Мургузского, Памбакского и Иджеванского хребтов.

На этих участках довольно часто встречаются родники с дебитом до 2—5 л/сек, а иногда до 10 л/сек. Нередки также случаи образования в висячих блоках разломов фонтанирующих трещинно-жильных вод. Скважина, пробуренная на участке Дебаклинского перевала для изучения трассы тоннеля, вошла в зону оперяющего нарушения и дала самоизлив с дебитом 0,3 л/сек.

Для многих разновидностей гранитоидов характерны глыбовая, матрацевидная и шаровидная отдельности. Процессы выветривания, развивающиеся по трещинам отдельностей, создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и образования трещинных вод.

В результате выветривания гранитоидных интрузий на их поверхности образуется щебенисто-дресвянистая корка (иногда довольно большой мощности), которая служит благоприятной средой для аккумуляции атмосферных вод. Не имея возможности просачиваться вглубь вследствие затухающей с глубиной трещиноватости, эти воды стекают вниз и выходят на склонах интрузивных массивов в виде малодебитных, зачастую сезонных родников. Это явление наблюдается почти в пределах всех крупных интрузивных массивов гранитоидного состава, причем зачастую воды коры выветривания и делювиальных образований склонов образуют единые, локально обводненные участки, вызывая иногда небольшое заболачивание. Такие участки отмечаются на склонах Банушской, Красарской, Спитакской, Мургузской интрузий и на участке Дебаклинского перевала.

Воды, связанные с гранитоидными интрузиями, обычно холодные (6—11°) и очень холодные (2—4°)—в зависимости от гипсометрического расположения области питания и глубины циркуляции. По мере

уменьшения гипсометрических отметок температура вод повышается. То же самое претерпевает минерализация вод.

По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, натриевые или кальциевые, пресные. Минерализация зависит от длительности циркуляции вод, состава, степени выветрелости и промытости пород и от ряда других факторов.

Обводненность ультраосновных пород сравнительно меньшая. Объясняется это небольшой площадью питания, южной экспозицией склонов, в пределах которых они обнажаются, а также более слабой трещиноватостью.

В габбро-перидотитах офиолитового пояса Севано-Ширакской зоны отмечаются вытянутые вдоль простирания складок трещины с локальными скоплениями инфильтрационных и поступающих из делювия вод. Приуроченные к ним родники обычно маловодны (0,1—0,3 л/сек), в зонах разломов и оперяющих нарушений встречаются выходы с расходом воды до 1—5 л/сек (Мумуханский массив).

Химический состав и петрографические особенности интрузий почти не сказываются на обводненности, но зато являются решающим фактором формирования геохимического облика вод.

Минерализация вод интрузий офиолитового пояса (250—530 мг/л) несколько выше, чем вод гранитоидов (80—350 мг/л), но она закономерного характера не носит; наблюдается и обратное явление в зависимости от конкретной природной обстановки.

По химическому составу воды ультраосновных пород большей частью относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым.

На участке распространения интрузивных массивов широкое развитие имеют разнообразные дайки и жильные породы. В образовании трещинных вод дайки роли не играют, но часто служат экраном или барьером на пути их движения, а иногда, в случае противоположного падения, создают «структурные бункеры», в которых накапливаются трещинные воды. Горные выработки, пересекающие такие интервалы, почти во всех рудниках встречают значительный водоприток.

Конечно, в таком кратком изложении нельзя дать полную характеристику роли интрузивных пород в образовании и распределении подземных вод. Эти вопросы будут освещены при рассмотрении гидрогеологических условий районов их распространения.

ГЛАВА III

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

«Общие гидрогеологические закономерности, характерные для горных сооружений, намечаются подразделением их на основные геоструктурные и геоморфологические элементы: горные хребты, предгорья, межгорные впадины, или низменности, предгорные краевые прогибы. Эти подразделения составляют основу для гидрогеологического районирования горных систем».

(Г. Н. Каменский)

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Своеобразное сочетание разнородных геологических формаций, тектонических структур и форм рельефа при наличии различных физико-географических факторов, проявляющих резкую вертикальную зональность, предопределяет исключительную пестроту условий, формирования, пространственного распределения и разгрузки подземных вод на территории Армении.

Главными факторами, определяющими ход и направленность процессов, связанных с пребыванием вод в земной коре, являются:

1. Общие природные факторы—климат, гипсометрическое положение, почвенно-растительный покров, орография, геоморфология.

2. Геолого-тектонические условия—литология геологических формаций, характер трещиноватости, степень водопроницаемости пород, распространение и взаимоотношение водопроницаемых и водоупорных толщ, характер тектонических структур, типы складок, степень их раскрытости, наличие разрывных нарушений и др.

3. Гидрогеологические особенности—тип и характер водоносности, пространственное распространение водоносных горизонтов и зон, условия их питания и гидравлические свойства, водообильность пород, химический состав подземных вод и др.

4. Народнохозяйственные—степень разведанности и цель использования и др.

Учет отмеченных факторов, базирующийся на научном анализе результатов гидрогеологических исследований и литературных проработок, позволяет наметить общую схему гидрогеологического районирования территории Армении. Для решения практических задач поисков,

разведки и эксплуатации подземных вод территории республики необходимо в каждом конкретном случае тщательно проанализировать выявленные в распределении подземных водных ресурсов закономерности и распространить их на слабо изученные районы.

Рассмотрим в самых общих чертах перечисленные выше факторы природной обстановки Армении.

Общие природные факторы. Армянская ССР, имея в среднем абсолютную высоту 1800—2000 м, возвышается над соседними, Иранским и Анатолийским нагорьями в среднем на 500 м, а над Куро-Араксинской низменностью—на 1600—1700 м. На территории Армении высотные отметки колеблятся от 380 м (р. Аракс у пос. Мегри на юго-востоке) до 4090 м (г. Арагац), причем около 90% площади располагается выше горизонтали 1000 м, а 26% приходится на высоты 2000—2500 м над уровнем моря.

Географическое положение, значительная приподнятость и пересеченный рельеф предопределяют проявление вертикальной зональности природного комплекса на территории Армянского нагорья.

Рельеф Армении формировался вследствие сводово-глыбовых деформаций, бурного эффузивного вулканизма, интенсивных процессов денудации и аккумуляции. В рельефе Армении выделяются следующие основные морфологические типы:

1. Складчатые и складчато-глыбовые хребты (Сомхетский, Базумский, Памбакский, Мургузский, Арегунийский, Севанский, Зангезурский, Баргушатский, Мегринский, Айоцдзорский, Урцский и др.), занимающие северо-восточную и южную части территории. Рельеф хребтов резко расчлененный, с превышением относительных отметок над долинами рек на 3000—3200 м.

2. Вулканические формы рельефа, созданные в результате плиоплейстоценовой вулканической деятельности. Таковые образуют центральное вулканическое нагорье, занимая около 55% территории республики. Представлены громадными вулканическими массивами (Арагац, Араилер, Спитакасар, Ишхансар и др.), хребтами (Гегамский, Варденисский, Айоцдзорский, Джавахетский, Мумуханский) и лавовыми плато (Арпиличское, Лорийское, Октемберянское, Егвардское, Канакерское, Сюникское, Ераблурское и др.).

3. Межгорные котловины (Араратская, Ширакская, Масрикская и др.), возникшие в результате новейших тектонических погружений. В современном виде они представляют собой аккумулятивные равнины, выполненные мощными озерно-речными отложениями.

4. Эрозионные ущелья и горы, возникшие на фоне складчатых хребтов и вулканических сооружений. Современные долины и ущелья с глубиной вреза до 800 м совпадают преимущественно с ядрами антиклинальных структур, с участками их поперечных поднятий и с зонами крупных тектонических разломов.

На территории Армянского нагорья встречаются также останцы ледниковых форм рельефа, приуроченные к вершинным частям некоторых хребтов.

Орографический облик Армянской ССР в общих чертах представляется в следующем виде: в северо-западной части республики расположены Арпиличское и Ширакское плато в пределах абсолютных высот 1400—2100 м, разделенные друг от друга Сомхетским, Джавахетским и Базумским хребтами. Северо-восточная часть республики, в пределах бассейнов средних течений рек Дебед, Агстев, Ахум и Хндзорут, имеет резко расчлененный среднегорный рельеф. Между

Гегамским, Арегунийским, Севанским и Варденисским хребтами расположена Севанская котловина на отметке 1900 м. К юго-западу от этой котловины в пределах бассейна среднего течения р. Аракс простирается обширная Араратская равнина. В центральной части республики возвышаются громадные вулканические сооружения массива г. Арагац, Гегамского и Варденисского хребтов, покрытые, местами, вечными снегами. В юго-восточной части республики расположены горные районы Айоцдзор и Зангезур, которые разделены Зангезурским хребтом. Рельеф здесь интенсивно расчленен, имеется ряд глубоких узких ущелей, горных перевалов и вершин, поднимающихся местами на высоты свыше 3500 м.

Природные условия обуславливают наличие в Армянской ССР почти всех климатических поясов. По вертикали чередуются сухой субтропический, сухой континентальный, умеренно-теплый, умеренно-холодный, холодный горный и нагорно-тундровый климатические пояса.

В целом климат Армянского нагорья формируется под воздействием северных воздушных масс и регулируется влиянием соседних морей (Черное, Каспийское) и засушливых плоскогорий Ирана и Турции.

Сложный горный рельеф страны обусловливает пестроту всех климатообразующих факторов по вертикали и по площади. Среднегодовая температура воздуха варьирует в пределах от +13,8° (Мегри) до —2,7° (гора Арагац). Максимальная температура достигает +41° (Ереван), минимальная— —41° у оз. Арпи-лич (с. Шурабад). Среднегодовая сумма атмосферных осадков различна для разных высот. Минимум осадков (200 мм) приходится на Араратскую котловину, оптимум (500 мм)—на предгорные районы. Максимум осадков—800 мм и более—приходится на склоны гор в пределах высот свыше 2500—3000 м. В засушливых областях предгорной полосы осадки часто носят ливневой характер, образуя селевые потоки. Снеговой покров в высокогорной зоне лежит более 6-ти месяцев и регулирует питание подземных вод.

Почвенный покров и растительность Армении также проявляют вертикальную зональность соответственно климатическим поясам.

В Армении преобладают каштановые, светло-каштановые, горно-черноземные, горно-лесные и горно-луговые почвы с мезофильной и ксерофильной растительностью. Леса распространены в основном в северо-восточной и юго-восточной частях республики, занимая 10% ее территории.

Разнообразие геологических, гидрогеологических, геоморфологических и почвенно-климатических факторов обуславливает неравномерное распределение поверхностного стока. В Армении насчитывается более 215 рек, принадлежащих бассейнам рек Кура и Аракс, причем только р. Аракс дренирует 73,5% территории республики. Отмеченные водные артерии принадлежат бассейну Каспийского моря.

Реки Армении—бурные, с резко изменчивым режимом, обладают большой разрушительной силой. До выхода в межгорные котловины и крупные речные долины эти реки проходят по глубоким ущельям и дренируют подземные воды.

В пределах Армянского нагорья имеются многочисленные озера, наиболее крупным среди них является оз. Севан, которое расположено на высоте 1900 м и занимает площадь около 1300 кв. км.

Геолого-тектонические условия. Территория Армении занимает основную часть складчатой области Малого Кавказа, кото-

рая в целом представляет мегаантиклинорий общекавказского простирания, протягивающийся с СЗ на ЮВ на расстоянии 400 км при ширине около 200 км.

По данным геофизических исследований мощность земной коры в пределах мегаантиклинория составляет около 50 км, из коих 8 км приходится на осадочный чехол, 15 км—на базальтовый и 27 км—на гранитный слои. Осадочный чехол покоится на фундаменте разнообразных метаморфических сланцев каледонского возраста, прорванных доверхнепалеозойскими гранитоидными и габбро-перидотитовыми интрузиями.

В строении чехла принимают участие разнообразные осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования почти всех геологических систем, причем осадочный чехол до плио-плейстоценового тектонического яруса прорван интрузивными телами различного состава.

В разрезе осадочного чехла выделяются 10 структурных этажей:

Верхнепротерозой—кембрийский—представлен комплексом разнообразных метаморфических сланцев, включающих прослои и пачки мраморов и доломитов, а также интрузивные тела различного состава. Обнажается в системе Цахкуняцкого, Памбакского и Мургузского хребтов.

Силур—нижнедевонский—представлен комплексом глинисто-песчанистых сланцев, терригенных кварцитов и известняков.

Средний девон—каменноугольный—представлен формацией известковистых и подчиненных им вулканогенно-осадочных пород.

Верхний палеозой—нижнемезозойский—представлен карбонатной фацией с подчиненными песчано-глинистыми отложениями пермо-триаса.

Нижне-среднеюрский—включает формацию вулканогенных и вулканогенно-осадочных (различные порфириты, туфобрекчии, туфогены, кератофиры) и подчиненных им нормально-осадочных (глинистые сланцы, известняки, песчаники) образований, суммарной мощностью до 2000 м. Обнажается в пределах северо-восточной и юго-восточной Армении, слагая Сомхетский, Папакарский, Мургузский и Зангезурский хребты.

Верхняя юра—нижнемеловой—представлен нормально-осадочной (конгломераты, известняки, мергели) и вулканогенно-осадочной (различные туфогены) фациями общей мощностью до 4000 м; наибольшее площадное распространение имеет в Сомхетском, Мургузском, Баргушатском, Мегринском и Зангезурском хребтах.

Верхний мезозой—нижнекайнозойский—представлен нормально-осадочной (нуммулитовые туфогенные песчаники с прослойками конгломератов, ракушечников и коралловых известняков, толща базальных конгломератов, песчаников, глин, мергелей, горючих сланцев и бурых углей) и вулканогенно-осадочной (различные туфогены) фациями пород, суммарной мощностью до 2700 м. Имеет большое площадное распространение в пределах северо-восточной, южной и юго-западной Армении.

Среднекайнозойский—представлен морской (туфогенные песчаники, конгломераты, известняки), озерной (песчаники, глины, мергели) и лагунно-континентальной (пресноводные глины, песчаники, конгломераты, молассы эоцена-олигоцена) фациями.

Верхнекайнозойский (плио-плейстоцен) включает

преимущественно вулканические (базальты, андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты, обсидианы, и их обломочные разности с прослоями пемзово-пепловых образований) и разнообразные осадочные (конгломераты, песчаники, глины, озерно-речные отложения) породы.

Геологические образования верхнекайнозойского структурного этажа занимают обширные площади центрального вулканического нагорья и межгорных впадин Армении и играют исключительно важную роль в образовании подземных вод.

По истории геологического развития, характеру внутренней тектоники и фациальному составу пород в пределах мегаантиклинория выделяются несколько антиклинорных и синклинорных тектонических зон (шириною 30—40 км каждая), которые в региональном плане объединяются в три оротектонических пояса.

1. Антикавказский оротектонический пояс. Включает Прикуринскую моноклинальную и Сомхето-Карабахскую интрагеоантиклинальную зоны. Выполнен образованиями юры, мела и эоцена с преобладанием пород вулканогенной фации и гранитоидных интрузий юрского и нижнемелового возраста.

Мозаично-глыбовое строение кристаллического фундамента и преобладание кулисообразно-коробчатых моноклинальных складок вулканогенно-осадочных образований юры и мела создают благоприятные условия для дренирования трещинных подземных вод в сторону Храмско-Прикуринской депрессии.

В формировании химического состава подземных вод рассматриваемого пояса основную роль играют карбонатные формации юры и мела, а также медноколчеданное и полиметаллическое оруденение порфирито-кератофирового комплекса юры, мела и эоцена.

2. Севанский оротектонический пояс. Здесь выделяются Севано-Ширакская интрагеосинклинальная, Мисхано-Зангезурская интрагеоантиклинальная и Кафанская моноклинальная зоны. Выполнен мощным вулканогенно-осадочным комплексом девона, юры, мела, палеогена, нижнего миоцена, перекрывающимся резко несогласно туфобрекчиями и лавами плио-плейстоцена. Древний фундамент представлен комплексом метаморфических сланцев, прорванных многочисленными интрузиями гранитоидной и габбро-перидотитовой магм.

Основным вместилищем подземных вод инфильтрационного типа являются породы верхнекайнозойского (верхний миоцен-кайнозойского) структурного этажа, представленного главным образом лавами и рыхлообломочными образованиями. В разрезе синклинальных структур нижних структурных этажей и в депрессиях погребенного рельефа возможно наличие горизонтов смешанных седиментационных и инфильтрационных вод.

3. Араксинский оротектонический пояс. Сложен комплексом преимущественно осадочных пород палеозоя, мезозоя, палеогена, миоцена и несогласно перекрывающими их вулканогенными и осадочными образованиями плио-плейстоцена. В пределах пояса с ЮЗ на СВ выделяются Приараксинская интрагеоантиклинальная и Еревано-Ордубадская интрагеосинклинальная зоны. Приараксинская зона в миоцене превратилась в межгорную депрессию, где накопились молассовые отложения. В этой межгорной депрессии локализованы Араратская и Нахичеванская крупные озерные впадины, выполненные четвертичными и озерно-речными образованиями и лавами. Эти впадины в совре-

менном виде представляют собой обширные равнины со значительными запасами пресных напорных вод.

В формировании химического состава подземных вод рассматриваемого пояса основную роль играют широко развитые карбонатные породы в разрезе палеозоя, мезозоя и палеогена, а также крупные залежи гипса и каменной соли в глинистой толще миоцена.

Рассмотренные выше в общих чертах оротектонические пояса и выделяемые в их пределах зоны сочленяются между собой крупными разломами или флексурами глубокого заложения. Зоны глубинных разломов дугообразно окаймляют тектонические пояса и отмечаются выходами многочисленных линейно расположенных минеральных источников, очагами вулканических извержений и узлами разрушительных землетрясений. Разломы сопровождаются значительным смещением соседних блоков.

Амплитуда смещения глубинного разлома (Ереванского), окаймляющего Араксинский миогеосинклинальный пояс южнее гор. Еревана, составляет около 6000 м.

Гидрогеологические особенности. Складчатому сооружению Армении свойственны все черты многообразия природного комплекса горных областей. На ее сравнительно небольшой территории встречаются почти все разновидности условий образования, движения и залегания подземных пресных, минеральных и промышленных вод.

В гидрогеологическом отношении территория Армении представляет собой высоко приподнятую область дренажа и относится в основном к зоне интенсивного водообмена с характерным направлением стока поверхностных вод от осевой полосы складчатого сооружения в сторону Куринской и Среднеараксинской депрессий.

Как отмечено выше, в строении складчатой области Армении принимают участие различные по составу, генезису и возрасту породы, которые дислоцированы и разбиты трещинами всех генетических типов. Поступающие в них атмосферные осадки и конденсирующаяся влага образуют обводненные зоны, а в условиях благоприятного сочетания литоструктурных факторов—водоносные горизонты. Большая часть подземных вод дренируется местными и региональными эрозионными врезами, остальная поступает на питание водоносных горизонтов межгорных депрессий и глубоких синклинальных структур.

Главные источники питания подземных вод складчатой области Армении—атмосферные осадки и конденсирующаяся влага,—вследствие ярко выраженной вертикальной зональности климата, почвенно-растительного покрова, различной ориентировки хребтов и т. д., распределены крайне неравномерно, следовательно, различна доля участия их в пополнении ресурсов подземных вод различных морфоструктурных единиц.

Высокогорные плато, горные хребты и их склоны являются областями питания, а межгорные впадины, предгорные равнины и речные долины—участками накопления и разгрузки.

Исключительно важную роль в питании и распределении подземных вод играют верхнетретичные и четвертичные андезито-базальтовые лавы, которые в виде обширных покровов и потоков слагают Центральное вулканическое нагорье, занимая больше половины территории республики.

Вследствие интенсивной трещиноватости лав, покровного характера залегания и отсутствия водонепроницаемого чехла, выпадающие

на них атмосферные осадки большей частью (до 70%) инфильтруются вглубь и в меж- или подлавовых контактовых горизонтах формируют водообильные потоки. Последние выходят на дневную поверхность в виде мощных групп родников с расходом 0,1—20,0 м³/сек и сплошных зон разгрузки, оконтуривая кромку различных покровов лав или контакт с породами подстилающего структурного этажа.

Несмотря на наличие огромных ресурсов подземных вод в своих недрах, обширные вулканические плато Армении почти безводны; немногочисленные мелкие родники приурочены к перекрывающим лавы элювиально-делювиальным образованиям. Площади питания этих родников ограничены и обычно совпадают с областями разгрузки, поэтому они обладают небольшими запасами вод и в летний период высыхают.

Южная и северо-восточная части территории республики (лишенные трещиноватого лавового покрова) сложены плотными, преимущественно вулканогенными, частью осадочными породами. В этих районах подземные воды имеют спорадическое распространение, тяготеют к средне- и высокогорным зонам и приурочены к коре выветривания материнских пород, поверхностным новообразованиям речных долин и подножьям склонов. Вследствие неглубокого залегания и ограниченных ресурсов подземные воды претерпевают резкие изменения режима.

Межгорные котловины и широкие речные долины, выполненные озерно-речными, аллювиально-пролювиальными отложениями, являются областями накопления подземного стока и формирования грунтовых и напорных водоносных горизонтов. Наиболее крупными являются Араратская, Севанская, Ширакская и Сисианская межгорные депрессии, в которых заключены мощные горизонты самоизливающихся пресных и минеральных вод.

На фоне аридной зоны Закавказья недра Армении представляются довольно водообильными; на ее сравнительно небольшой территории насчитывается свыше 9 тысяч выходов пресных и минеральных вод, однако распределение их по площади и по вертикальным зонам крайне неравномерно. Наряду с участками, страдающими от избытка подземных вод, имеются районы, остро нуждающиеся в воде.

Пресные подземные воды Армении главным образом связаны с породами плио-плейстоценового послескладчатого этажа, представленного андезито-базальтовыми лавами, туфами, шлаками, пемзовыми песками, озерно-речными отложениями и поверхностными рыхлообломочными образованиями.

Среди пород подстилающих структурных этажей наиболее водообильными являются трещиноватые известково-мергельные образования мезозоя, слагающие во многих участках раскрытые синклинальные структуры и лишенные водоупорного чехла моноклинали.

Значительными резервуарами являются зоны разрывных нарушений, изобилующие в стыках оротектонических поясов. Отмеченные зоны, дренируя трещинные воды окружающей среды (преимущественно приподнятых блоков), часто обладают значительными ресурсами.

В количественном отношении подчиненное значение имеют пресные подземные воды, спорадически распространенные в коре выветривания пород доплиоплейстоценовых структурных этажей.

Таким образом на территории Армении основными водоносными комплексами являются:

трещиноватые вулканические лавы и их пирокластические разности, слагающие высокогорные плато и массивы;

валунно-галечные и озерные отложения, выполняющие межгорные впадины, речные долины, конусы выноса и предгорные равнины;

трещиноватые известково-мергельные породы;

песчано-глинистые складчатые толщи олигоцена, нижнего и верхнего миоцена, заключающие пластовые воды;

рыхлообломочные образования древней и современной коры выветривания;

различные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы в пределах коры выветривания и в зонах дизъюнктивных нарушений;

разновозрастные и различного состава интрузивные породы, характеризующиеся трещинным типом водоносности в зоне выветривания.

Позднеальпийские дислокации, вызвав к жизни разломы глубинного заложения, в значительной степени раздробили региональный комплекс Армении, обусловив тем самым бурную вулканическую деятельность, сейсмическую активность и проявление многочисленных минеральных вод.

В Армении встречаются близкие аналоги многих всемирно известных минеральных вод—Джермук (Карловы Вары), Арзни (Зоден), Анкаван (Ессентуки № 17), Дилижан (Боржоми), Ераздаворс (Мацеста) и другие. Известны также многочисленные (более 350 групп минеральных источников) переходные разности.

Выходы минеральных источников приурочены обычно к крупным зонам тектонических разломов, оперяющим их нарушениям, тяготея, большей частью, к очагам недавно погасшей вулканической деятельности. Однако прямая связь между молодыми вулканическими очагами и минеральными водами не установлена.

В пределах Ширакской, Севанской, Сисианской и Гукасянской котловин, где глубинные разломы перекрыты чехлом недеформированных рыхлообломочных отложений, поступающие по зонам нарушений минеральные воды формируют локальные напорные бассейны.

Зоны крупных тектонических разломов и оперяющих нарушений, с которыми связаны многочисленные очаги плио-плейстоценовой вулканической деятельности, являются путями проникновения в верхние структурные этажи магматогенного и метаморфогенного горячего углекислого газа. Последний, насыщая воды инфильтрационного и седиментационного генетического циклов, повышает их растворяющую агрессивную способность, особенно в породах карбонатной формации.

Преобладающее большинство проявлений минеральных вод сосредоточено в пределах Центрального (Севанского) оротектонического пояса и в швах пограничных тектонических зон. При этом большие резервуары минеральных вод приурочены к закрытым синклинориям, сложенным карбонатными формациями.

Разгрузка минеральных вод происходит по секущим синклинории разрывным нарушениям, благодаря гидростатическому напору или наличию газового фактора.

Связь проявлений минеральных вод с зонами разрывных нарушений и катаклаза настолько характерна и наглядна, что линейное расположение минеральных источников является достоверным критерием проведения зон разломов при геологическом картировании.

Характерной особенностью минеральных вод Армении является большое содержание углекислого газа, а для вод зон разломов глубинного заложения—преобладание в химическом составе гидрокарбо-

Таблица 12

СХЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Гидрогеологические области	Более дробные гидрогеологические подразделения.		Принципы и факторы, положенные в основу районирования, их краткая характеристика				
	Подобласти	Районы	Геоструктурные	Геологические	Геоморфологические	Физико-географические	Гидрогеологические
СЕВЕРНЫЕ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ И СКЛАДЧАТО ГЛЫБОВЫЕ ХРЕБТЫ	Прикуринский моноклинорий	Северные склоны Сомхетского хребта	Храмско-Прикуринская моноклинальная зона. Характеризуется постепенным выполаживанием складки к СВ с резким флексурным погружением в зоне предгорий Куринской депрессии.	Преимущественно развиты вулканогенные породы (порфириты, кератофиры, их туфы и туфобрекчии) мезозоя и палеогена, прорванные гранитоидными интрузиями мезозоя и частично третичного времени. Подчиненное распространение имеют карбонатные и туфогенные породы мезозоя. Ограниченное развитие чехла рыхлообломочных новообразований на склонах северной экспозиции, водораздельных плато и в речных долинах.	Северные и северо-восточные отроги низких и средне-высотных складчато-глыбовых гор со сравнительно менее расчлененным рельефом. Флексурное погружение моноклинали отмечается скоплением молодых отложений молассового типа, а в геоморфологическом профиле—постепенным переходом предгорьев в равнину. Средневысотные: Сомхетский, Папакарский, Гугарацкий, Иджеванский, Ахумский, Тавушский, Хндзорутский хребты с резко расчлененным рельефом. Складчато-глыбовые горы разделены поперечными и продольными долинами.	Климат преимущественно умеренно-теплый с общим положительным балансом влаги. Среднегодовая температура воздуха 8—12°, годовая сумма осадков 500—700 мм. Широко распространена лесная растительность. Поверхностный сток дренируется притоками нижних течений рек Дебед и Агстев, а также реками Ахум, Тавуш и Хндзорут.	Преимущественно плотные, слабо водопроницаемые породы (за исключением известняков и доломитов). Характерно спорадическое обводнение трещиноватой зоны коры выветривания, наличие пластово-трещинных вод в карбонатных породах. В синклинальных структурах юрских и меловых известняков возможно наличие напорных вод. Значительно обводнены зоны дизъюнктивных нарушений и рудных полей. Грунтовые воды спорадического распространения, приурочены к элювиально-делювиальным образованиям. Глубинный подземный сток дренируется Куринской депрессией.
	Алавердский антиклинорий	Южные склоны Сомхетского хребта Гугарацкий хребет Иджеванский хребет Северные отроги Мургузского хребта	Алавердская мегаантиклинальная зона. Преобладает кулисообразно-коробчатая складчатость с поперечными, частью диагональными сбросово-надвиговыми нарушениями.				
	Севано-Ширакский синклинорий	Ширакский хребет Базумский хребет Памбакский хребет Халабский хребет Арегунийский хребет Севанский хребет	Лишенная покрова лав часть Севано-Ширакской интрагеосинклинальной зоны. Структуры ундулирующие, преимущественно близширотного простирания. Преобладают четкообразные структуры, осложненные сбросами и надвигами.	Преимущественно развиты вулканогенно-осадочные (туфогенные) породы палеозоя, мезозоя и третичного периода. Разрез пронизан разновозрастными интрузиями. Фундамент представлен комплексом метаморфических сланцев кембрия—докембрия, обнажающимся в пределах Апаран-Арзаканского массива.	Средне- и высокогорные складчато-глыбовые хребты, разделенные продольными близширотными долинами. Географическое положение и экспозиция обуславливают более интенсивную и резкую расчлененность южных склонов Базумского, Ширакского, Памбакского, Арегунийского и Севанского хребтов. Северные, менее расчлененные склоны покрыты лесной растительностью и чехлом рыхлообломочных новообразований.	Бассейны верхних течений рек: Памбак, Агстев, Гетик и Мармарик. Характеризуются преимущественно холодным горным климатом, среднегодовая температура 2—6°, годовая сумма осадков 500—800 мм, баланс влаги положительный.	Преимущественно трещинные воды в коре выветривания, образующие спорадически обводненные зоны. Наличие напорных вод в крупных взбросово-надвиговых зонах, а возможно и в закрытых синклинальных структурах. В гидрогеологическом отношении структуры преимущественно раскрытые, промытые. Для горизонтов, сложенных трещиноватыми карбонатными породами, характерно наличие пластово-трещинных вод. В межгорных впадинах и в долинах рек отмечаются горизонты напорных и грунтовых вод.
ЦЕНТРАЛЬНОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ НАГОРЬЕ	Вулканический массив Северной Армении	Чилдырско - Мумуханский (Арпиличский) хребты Джавахетский хребет	Бронированная неоген-четвертичными лавами часть Севанского орогектонического пояса и некоторые участки смежных тектонических зон. В структурном отношении включает часть Севано-Ширакского синклинория и Мисхано-Зангезурский антиклинорий. Преобладают линейно вытянутые, часто ундулирующие складки, разбитые продольными глубинными разломами. Строение фундамента гетерогенное.	Широкое распространение имеют (70—80% площади) породы послескладчатого структурного этажа представленные лавами, туфами и их пирокластическими разностями, а также озерно-речными отложениями. Эти образования мощным чехлом перекрывают пологий пенепленизированный рельеф древних складчатых структур. На поверхности лав широко развиты каменные россыпи («чингилы»). В привершинных зонах местами сохранились останцы ледниковых отложений.	Преобладают молодые вулканические формы рельефа—хребты, массивы и плато. Рельеф слабо расчлененный, полого-волнистый, бугристо-грядовой, средне- и высокогорный. В зонах разрывных нарушений фундамента огмечаются глубокие ущелья и каньоны, прорезающие лавовую толщу местами до основания. Особые формы рельефа создают языковидные потоки лав, заливше древние долины. В рельефе нагорья выделяются центры извержений в виде усеченных конусов с кратерным углублением.	Климат холодный, горный со среднегодовой температурой 2—5° и годовой суммой осадков 600—800 мм. Баланс влаги положительный за исключением части южных склонов массива г. Арагац. Поверхностный и подземный сток большей частью дренируется бассейном р. Аракс.	Интенсивно трещиноватые лавы, их пирокласты и каменные россыпи являются исключительно хорошими аккумуляторами атмосферных осадков и конденсирующейся влаги. Высокая водопроницаемость, обилие осадков, наличие водоупорных пород обуславливают формирование в них мощных подземных водных потоков.
	Арагац - Араилер-Цахкуняцкий массив	Массив г. Арагац Массив г. Араилер Цахкуняцкий хребет					
	Гегамский хребет	Западные склоны Гегамского хребта Восточные склоны Гегамского хребта					
	Варденисский хребет	Северные склоны Варденисского хребта Южные склоны Варденисского хребта					
	Сюникское нагорье	Зангезур - Гузгунлинский (Базарчайский) хребты Ишханасарский хребет Восточно - Карабахское (Техское) плато					
ЮЖНЫЕ И ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ХРЕБТЫ	Среднеараксинская котловина	Вохчабердский хребет Ераносский хребет Шекасарский хребет Урцский хребет	Ереван-Ордубадская синклинорная зона, характеризующая дугообразно изогнутыми ундулирующими складками	Преимущественно развиты осадочные породы верхнего палеозоя, мезозоя, палеогена и неогена. Характерно проявление более молодых структурных этажей в СЗ направлении, наличие пород соленосно-гипсоносной формации и ограниченное развитие интрузий.	Расчлененный, слабо сглаженный рельеф.	Характерен сухой континентальный климат с отрицательным балансом влаги.	Преимущественно водоупорные и слабо водопроницаемые породы со спорадическим обводнением локальных трещиноватых зон. Глубинный сток и накопление пластово-трещинных и трещинно-жильных вод происходит по зонам дроблений и через горизонты трещиноватых известково-мергельных пород.
	Айоцдзорский хребет Зангезурский хребет Мегринский плутон	Северные склоны Айоцдзорского хребта Баргушатский хребет Мегринский и Южно-Зангезурский хребты	Южная часть Мисхано-Зангезурской антиклинорной зоны, лишенная покрова эффузивных образований.	Преобладающее распространение имеют интрузивные породы.	Характеризуются узкими водоразделами, более интенсивно расчлененными южными склонами и наличием ступеньчатых поверхностей выравнивания.	Преимущественно умеренно-холодный и умеренно-теплый климат. В южной Приараксинской полосе климат сухой, субтропический с отрицательным балансом влаги. Все хребты, кроме Зангезурского, имеют близширотное направление, что сильно влияет на распределение атмосферной влаги.	Преимущественно слабопроницаемые породы с трещинным типом водоносности; возможно наличие напорных вод в синклинальных структурах глубокого заложения. Характерна большая обводненность северных склонов хребтов. Главная масса инфильтрационных вод разгружается в пределах средне- и высокогорных зон. Предгорья и низкогорья южной экспозиции почти безводны.
	Кафанская впадина	Баргушатско - Мегринский	Кафанская моноклинальная зона, включающая систему брахискладок с пологим СВ моноклинальным крылом.	Вулканогенно-осадочные отложения мезо-кайнозоя и частично интрузивные породы.	Котловина окруженная высокими горными сооружениями. Низкие и средние горы интенсивно и глубоко расчленены куэстообразными диагональными долинами.	Климат преимущественно умеренно-теплый, частью сухой субтропический. Несмотря на значительное количество осадков (500—700 мм) имеются довольно большие площади с отрицательным балансом влаги.	В поверхностной трещиноватой зоне вулканогенных пород отмечаются локальные обводненные участки. Огромна роль дизъюнктивных нарушений в обводнении более глубоких горизонтов и месторождений. Наиболее обводнена зона Хуступ-Гиратахского глубинного разлома.
МЕЖГОРНЫЕ КОТЛОВИНЫ	Араратский артезианский бассейн	Западный Центральный Юго-восточный (Араздаянский)	Крупные межгорные депрессии, образовавшиеся вследствие неоген-антропогеновых тектонических погружений в пределах отмеченных выше оротектонических поясов.	Плио-плейстоценовые озерно-речные отложения мощностью до 500 м и вулканические породы. В основании комплекса складчатые водоупорные отложения.	Обширные аккумулятивные равнины, окаймленные цепью высоких горных сооружений. Расположены ступенчато в пределах гипсометрических отметок 700—2200 м. Характерна вытянутость котловин вдоль окружающих структурных хребтов. В предгорных зонах отмечаются различные уровни аккумулятивных террас.	Сухой континентальный и холодный горный климат. Годовая сумма осадков изменяется от 200—300 мм до 500—600 мм. Баланс влаги отрицательный, или уравновешенный.	Артезианские бассейны пресных (частью минеральных) вод. В разрезе некоторых котловин отмечается несколько горизонтов фонтанирующих вод. Положительный напор местами достигает 20 м, а дебит отдельных скважин—до 1,0 м/сек. Грунтовые воды залегают на глубине от 0,0 до 15,0 м.
	Севанский артезианский бассейн	Масрикский Южно-Севанский					
	Ширакский артезианский бассейн	Ленинаканский Ераздаворс - Баяндурский					
	Арпилич - Гукасянский артезианский бассейн	Арпиличский Гукасянский					
	Средневоротанский артезианский бассейн	Базарчайский Сисианский					
	Апаран-Алагязский артезианский бассейн	Апаранский Алагязский					
	Аргичинский артезианский бассейн	Южный Центральный					
	Памбакский артезианский бассейн	Налбандский Спитак-Кироваканский					


ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
АРМЯНСКОЙ ССР
Составили Аветисян В.А. Вегуни Р.Т.
Ноемберян
Алаверди
Иджеван
Берд
Спитак
Кировакан
Ленинакан
Апаран
Раздан
Камо
Аштарак
ЕРЕВАН
Эчмиадзин
Мартуни
Варденис
Веди
Ехегнадзор
Сисиан
Горис
Нафан
Мегри
I
II
III
IV
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
1
2
3
4

натов натрия и повышенная температура (Джермукские—64°С, Анкаванские—40°, Гетикванские—24°, Воротанские—24° и др.).

За последние годы в комплексе плио-плейстоценовых озерно-речных отложений южной части Ширакской котловины вскрыты сероводородные воды, обязанные своим происхождением процессу восстановления сульфатов под воздействием органического вещества и сульфатредуцирующих бактерий.

Холодные углекислые минеральные воды имеют большое распространение, тяготея главным образом к глубоким эрозионным врезам речной сети, заложенным по зонам разрывных нарушений. Для большинства холодных минеральных вод характерно преобладание гидрокарбонатов кальция. Исключение составляют воды, циркулирующие по кровле соленосно-гипсоносных пород (Авазан и др.).

Вопросы палеогидрогеологии, генезиса и возраста подземных вод освещены недостаточно. Воды плио-плейстоценового структурного этажа и раскрытых структур образовались в результате современного инфильтрационного генетического цикла. Они составляют основную часть ресурсов подземных вод территории Армении. Очевидно, в погребенных синклинальных структурах глубокого заложения частично сохранились воды древних морских бассейнов.

Многократное воздымание и погружение складчатой области Армении в геологическом прошлом, безусловно, сопровождалось изменениями состава погребенных сингенетических вод и формированием целой гаммы промежуточных типов от поровых соленых до инфильтрационных пресных вод.

ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМ. ССР

Описанные выше факторы, определяющие в совокупности ход и направленность пребывания воды в земной коре, должны быть положены в основу научного анализа результатов гидрогеологических исследований и гидрогеологического районирования территории. Для решения практических задач поисков и эксплуатации подземных вод необходимо тщательно анализировать выявленные в распределении водных ресурсов закономерности и распространить их на слабо изученные районы.

По характеру внутренней тектоники, типам геологических формаций, морфогенезу рельефа и физико-географическим условиям складчатый регион Армении может быть подразделен на ряд областей, отличающихся друг от друга условиями образования, количественно-качественными показателями и закономерностями распространения подземных вод (табл. 12).

На территории Армянской ССР согласно приведенной схеме регионального районирования выделяются следующие области (фиг. 6).

I. Северные и северо-восточные складчатые и складчато-глыбовые хребты.

II. Центральное вулканическое нагорье.

III. Южные и юго-восточные складчатые хребты.

IV. Межгорные котловины.

Ниже приводится региональный обзор гидрогеологических условий выделенных таксономических единиц.

Северные и северо-восточные складчатые и склад-

чато-глыбовые хребты охватывают северо-восточную часть территории Армении, дренируемую системой р. Кура.

В структурном плане региона описываемая область занимает (с СВ на ЮЗ) Прикуринскую моноклинальную, Алавердскую антиклинальную и Севано-Ширакскую синклинальную зоны.

Прикуринская моноклинальная зона характеризуется постепенным выполаживанием складок и флексурным погружением меловых отложений в сторону Куринской депрессии.

В зоне Алавердского антиклинория преобладает кулисообразно-коробчатая складчатость чехла с поперечными, частью диагональными сбросово-надвиговыми нарушениями.

В Севано-Ширакской синклинорной зоне структуры ундулирующие, линейно вытянутые, преимущественно близширотного простирания. В строении структур преобладают локальные четкообразные складки, осложненные разрывами.

В геологическом строении области принимают участие разнообразные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы, при этом в строении Антикавказского оротектонического пояса преобладают вулканогенные породы (порфириты, кератофиры, их туфы и туфобрекчии) мезозоя, прорванные гранитоидными интрузиями. Подчиненное распространение имеют карбонатные породы, слагающие ряд брахиантиклинальных структур.

В пределах Севано-Ширакского синклинория развиты преимущественно вулканогенно-осадочные породы палеогена, мезозоя, отчасти девона, прорванные палеозойскими, мезозойскими и более молодыми интрузиями.

Фундамент в этой тектонической зоне представлен комплексом метаморфических сланцев кембрия-докембрия, обнажающихся в системе Памбакского хребта и его отрогов.

В морфологии области отмечается постепенное повышение рельефа с северо-востока на юг—юго-запад. Низкие и средневысотные складчато-глыбовые горы северо-востока, разделенные поперечными и диагональными долинами с интенсивно расчлененным рельефом, к юго-западу постепенно переходят в средневысотные и высокогорные складчато-глыбовые хребты с резко расчлененным рельефом и продольными близширотными долинами.

Характерной особенностью морфологии области является более резкая и интенсивная расчлененность южных и юго-западных склонов хребтов по сравнению с северными. Наряду с этим географическое положение и экспозиция хребтов предопределяют также распределение чехла рыхлообломочных новообразований, которые развиты преимущественно на склонах северной экспозиции, водораздельных плато и в речных долинах.

Горные сооружения рассматриваемой области ориентированы преимущественно в близширотном направлении, что наряду с другими физико-географическими факторами предопределяет характер ее природного ландшафта (комплекса).

С юга область оконтуривается Ширакским, Памбакским, Арегунийским и Севанским хребтами, являющимися водоразделом бассейнов рек Кура и Аракс. Параллельно водораздельной линии, несколько севернее протягивается система Базумского и Мургузского хребтов, далее к северо-востоку расположены Сомхетский, Гугарский, Иджеванский, Ахумский, Тавушский и Хндзорутский хребты, которые постепенно переходят в предгорье Куринской депрессии.

Складчатый комплекс области, за исключением южных склонов Памбакского, Арегунийского и Севанского хребтов, дренируется правыми притоками р. Кура—реками Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш и Хндзорут.

Большие колебания высотных отметок рельефа и географическое положение хребтов обуславливают наличие переходных разностей между сухим умеренно-теплым и холодным горным климатическими поясами с характерными для них среднегодовыми температурами, количеством осадков и зонами почвенно-растительного покрова.

Почти все склоны северной экспозиции покрыты лесом, занимающим около 40—45% площади области. Многолетнее среднегодовое количество осадков в соответствии с вертикальной поясностью колеблется в пределах 500—700 мм, при этом область в целом характеризуется положительным балансом влаги.

В гидрогеологическом отношении все породы, за исключением известняков и доломитов, а также пород зон разрывных нарушений, слабо водопроницаемы. Развиты в них литогенетические трещины и трещины выветривания, свободно сообщающиеся обычно в пределах глубин порядка 200—300 м от дневной поверхности, книзу они довольно быстро затухают или выполнены вторичными образованиями цементирующих веществ, что хорошо видно в разрезе глубоких горизонтов эксплуатируемых рудных месторождений. Пористость материнских пород ничтожна и как фактор водопроницаемости и водоносности в рассматриваемой области практической роли не играет. На пологих склонах узких водораздельных плато и в долинах рек материнские породы перекрыты чехлом рыхлообломочных новообразований, которые, благодаря рыхлому сложению, являются основными поглотителями атмосферных и поверхностных вод.

Слабые фильтрационные свойства пород, сильно пересеченный рельеф и крутые склоны хребтов способствуют формированию значительного поверхностного стока и резкому преобладанию его над стоком подземным.

На долю питания трещиноватой зоны коры выветривания и раздробленных зон приходится лишь небольшая часть атмосферных осадков и конденсирующейся влаги, причем инфильтрующиеся вглубь воды обычно образуют локальные обводненные зоны, приуроченные к узловым участкам трещиноватости и контактам литологических разновидностей пород.

В вулканогенных породах какой-либо закономерности в распределении подземных вод не наблюдается.

Глубина циркуляции инфильтрационных вод ограничивается отметками эрозионного вреза основных водных артерий. Подсчеты показывают, что глубинный сток составляет лишь ничтожную часть общих ресурсов подземных вод области (Вегуни, 1962).

Главная масса инфильтрационных вод разгружается в эрозионных врезах в виде малодебитных родников, приуроченных к трещиноватым зонам, контактам различных литологических горизонтов, а еще больше—к контакту материнских пород с перекрывающими элювиально-делювиальными образованиями.

Вулканогенные породы, представленные различными туфогенами, порфиритами, туфами и туфобрекчиями, слагают Базумский, Ширакский, Памбакский, Мургузский, Арегунийский, Севанский хребты и их отроги. Несмотря на обширную площадь распространения и дислоци-

рованность, они в целом слабо водообильны. Трещины в них мелкие, неглубокого заложения, склоны хребтов круты и бедны растительным покровом. Для большей части площади распространения туфогенных пород модуль подземного стока не превышает 0.5—0.6 л/сек.

Большинство родников, приуроченных к вулканогенным и туфогенным породам, имеет дебит до 0.8 л/сек, резко переменный режим и небольшую область питания, вследствие чего многие из них в конце лета высыхают.

Трещинные и пластово-трещинные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород за редким исключением пресные, мягкие (до 8—10 мг/экв), холодные, при этом температура зависит от гипсометрической высоты областей питания, разгрузки и путей циркуляции вод.

В пределах рассматриваемой области подчиненное площадное распространение имеют породы мезозойской карбонатной формации, выступающие в ядрах Ширакской и Базумской антиклинальных хребтов и в ядрах ряда брахиантиклинальных структур в Иджеванском, Ноемберянском и Спитакском административных районах.

Карбонатные породы представлены плотными, сильно трещиноватыми, разнослоистыми разновидностями мергелистых, песчанистых, отчасти кремнистых известняков и доломитами. Трещиноватость развита как по пластам, так и по вертикальному разрезу толщ, причем трещины обычно между собой сообщаются и создают единую обводненную зону. На интенсивно дислоцированных участках трещины обычно зияющие, открытые для свободного доступа атмосферных вод. Несмотря на это, карстовые явления отмечаются лишь на отдельных участках распространения юрских и меловых известняков в Иджеванском и Ноемберянском районах.

Обилие атмосферных осадков (500—700 мм в год), наличие леса и отсутствие во многих участках покровных водоупорных образований способствуют значительному обводнению известняков, водоносность которых оценивается сравнительно повышенными значениями модуля подземного стока и расхода родников.

Расход большей части родников, связанных с известняками, не превышает 1 л/сек, однако на этом фоне в зонах надвиговых и других типов разрывных нарушений отмечаются родники с дебитом в несколько л/сек (зона надвига южного склона Базумского антиклинория и др.).

Воды известняков местами разгружаются в перекрывающие склоны рыхлообломочные новообразования, являясь причиной их заболачивания и оползневых смещений (Иджеванский и Ноемберянский районы).

Режим подземных вод находится в закономерной связи с гипсометрической высотой родников, а также с соотношением областей их питания и разгрузки.

Развитые на коренных породах рыхлообломочные новообразования обводняются непосредственно атмосферными осадками и водами коренных пород. Для этих образований модуль подземного стока обычно не превышает 0.4—0.5 л/сек при преобладающем дебите родников до 1.0 л/сек.

Наиболее обводнены пойменные отложения долин рек Дебед и Агстев, особенно в пределах бассейнов их нижних течений. На широких участках пойм отмечаются выдержанные горизонты грунтовых вод, режим которых регулируется в основном стоком реки.

В пределах рассматриваемой области значительный интерес пред-

ставляют малые артезианские бассейны, приуроченные к ступенчатым тектоническим депрессиям и запрудным озерным чашам долины верхнего течения р. Памбак. Отмеченные депрессии и запрудные чаши выполнены озерно-речными песчано-глинисто-галечными отложениями, частично туфами и пеплами антропогена.

Детально изучен Налбандский бассейн напорных вод, приуроченный к ядру одноименной брахиантиклинали. Горизонт напорных вод по всем категориям запасов порядка 360 л/сек приурочен к четвертичной песчано-галечной свите, перекрытой водоупорными глинами.

Большой интерес в отношении наличия напорных вод представляют синклинальные структуры, которые сложены верхнеюрскими, нижне- и верхнемеловыми трещиноватыми известняками и погребены под водоупорными вулканогенно-осадочными и песчано-глинистыми отложениями палеогена. Выступающие в ядрах и крыльях смежных с ними структур, свиты известняков являются областью питания. Не исключена возможность наличия в этих структурах термальных углекислых вод, ибо они местами охвачены разрывными нарушениями, по которым может поступать нагретый метаморфогенный углекислый газ.

В этом отношении наиболее перспективными являются:

а. Юго-западное предмалокавказское моноклинальное крыло Куринской депрессии, которое сложено меловыми известняками, перекрытыми третичными водоупорными породами. Флексурный изгиб погребенной части моноклинали позволяет рассматривать последнюю как артезианский склон.

б. Иджеванская синклиналь. Сложена верхнеюрскими известняками мощностью 400—500 м, которые перекрываются водоупорными вулканогенно-осадочными породами турона—коньяка. Выше залегает свита верхнемеловых известняков, лишенная водоупорной покрышки.

в. Дилижан-Кироваканский синклинорий. Сложен 500 м мощности свитой верхнемеловых известняков, перекрытой мощной толщей вулканогенных пород палеогена. Структура подвержена сбросово-надвиговым нарушениям, к зонам которых приурочены многочисленные проявления минеральных вод.

г. Чичханская синклиналь. Расположена между Базумским и Ширакским антиклинальными хребтами. Сложена свитой верхнемеловых трещиноватых известняков, перекрытой мощной толщей палеогена. По северному крылу синклинали проходит крупный надвиг, с которым связаны выходы пресных и минеральных вод.

Перспективными являются также синклинальная структура бассейна среднего течения р. Памбак между городами Спитак—Кировакан, в строении которой принимают участие погребенные палеогеновыми водоупорными породами верхнемеловые и частично юрские трещиноватые известняки.

Такова общая характеристика условий области северных и северо-восточных складчато-глыбовых хребтов.

Центральное вулканическое нагорье занимает часть Севанского оротектонического пояса и смежных тектонических зон, бронированную мио-плиоценовыми и четвертичными лавами. Последние в виде мощного покрова протягиваются по центральной полосе территории Армянской ССР с СЗ на ЮВ, маскируют все древние структуры, затрудняя расшифровку гидрогеологических условий.

Рассматриваемая область сложена исключительно породами послескладчатого структурного этажа, представленными сильнотрещинова-

тыми лавами, их пирокластическими разностями (шлаки, пемзы, брекчии), а также озерно-речными отложениями.

Эти образования перекрывают пологий, пенепленизированный рельеф древних складчатых структур, сложенных преимущественно водоупорными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами домиоценового возраста.

На поверхности лав широкое площадное распространение имеют каменные россыпи, образующие местами непроходимые «каменные моря». Покров рыхлообломочных новообразований обычно имеет небольшую мощность и встречается в виде разобщенных участков. В привершинных зонах вулканических массивов изредка встречаются также останцы ледниковых отложений.

В морфологии рассматриваемой области преобладают молодые вулканические формы рельефа—нагорья и плато. Рельеф нагорья слабо расчлененный, полого-волнистый, бугристо-грядовой, средне- и высокогорный. В зонах долавовых, действующих поныне глубинных разломов отмечаются глубокие ущелья и каньоны, прорезающие толщу лав местами до основания. Особые формы рельефа создают узкие языковидные потоки молодых лав, заливающих выработанные в средне-верхнечетвертичное время долины, с ними обычно связаны подлавовые реки, разгружающиеся в виде мощных родников.

Почти по всему нагорью усеяны многочисленные шлаковые конусы и центры извержений лав с хорошо сохранившимися кратерными воронками, которые, зачастую заполнены атмосферными водами. Расположение центров извержений, кажущееся на первый взгляд хаотичным, по существу проявляет закономерную приуроченность к зонам омоложенных глубинных разломов и оперяющих нарушений. Динамика новейших тектонических движений и эрозии направлена на расчленение обширного лавового покрова и превращение его в геологическом будущем на разобщенные останцы. Она в значительной степени изменяет также факторы подземной гидродинамики, способствуя постепенному перемещению лавовых трещинных вод (подземного водоупорного базиса меж- и подлавовых водных потоков) вглубь толщи до осадочного фундамента.

Высокое гипсометрическое положение нагорья (1500—4000 м) обуславливает наличие нескольких климатических зон при преобладании холодного горного и нагорно-тундрового климата. Для большей части нагорья годовая сумма осадков составляет 600—800 мм, среднегодовая температура 2—4°, зима продолжительная, с глубоким снежным покровом.

В пределах описываемой области преобладает почвенно-растительный покров зон горных степей и высокогорных альпийских лугов, лес отсутствует, куполовидная и сводообразная форма рельефа области предопределяют центробежный характер поверхностного и подземного стока, который за исключением СЗ части Памбакского хребта, восточных склонов Джавахетского хребта и Лорийского плато, дренируется р. Аракс.

Центральное вулканическое нагорье, охватывающее высокогорные тектоно-вулканические антиклинальные и сводовые структуры (Джавахетский, Члдырский, Гегамский и Варденисский хребты, массивы гор Арагац, Араилер, Ишхансар, а также ряд плато—Лорийское, Апаранское, Алагелярское, Аргичинское, Сюникское и др.), играет исключительную роль в образовании основных ресурсов общего баланса подземных вод территории Армянской ССР.

Из общих ресурсов подземных вод, оцениваемых около 130 м³/сек, примерно 90—100 м³/сек приходится на долю лав вулканического нагорья, которые питают не только родниковый сток, но и входящие в пределы нагорья межгорные котловины.

Как отмечалось, вулканическое нагорье сложено исключительно трещиноватыми андезито-базальтовыми лавами и частично их пирокластическими разностями. Высокая фильтрационная способность этих пород, обусловленная густой сетью литогенетических трещин отдельностей на всю мощность толщи, способствует интенсивному поглощению атмосферных осадков, талых вод и конденсирующейся в покровных образованиях парообразной влаги.

Благодаря значительной обнаженности лав, широкого распространения на их поверхности каменных россыпей и рыхлому сложению чехла новообразований (элювий, делювий), выпадающие в нагорье атмосферные осадки большей частью поступают на питание меж- и подлавовых водных потоков. Для последних водоупором служит кора выветривания подстилающих лавы осадочных комплексов или закальматированная поверхность ранее излившихся покровов лав.

Мощная толща лав состоит из многочисленных перекрывающих друг друга покровов и потоков, являющихся разультатом нескольких циклов излияний. За время затишья (перерывов) вулканической деятельности происходило частичное расчленение лавового рельефа и скопление продуктов выветривания в пониженных участках, на плато и пологих склонах. При этом на возвышенных участках, являющихся областью денудации, сохранилась открытая система трещин.

Таким образом, между покровами лав различных циклов излияний имеются как участки, покрытые водонепроницаемой корой выветривания (водоупорное ложе), так и площади, свободно пропускающие инфильтрационные воды вглубь (т. н. «гидрогеологические окна»). Отмеченное обстоятельство создает благоприятные условия для формирования внутри лавового комплекса многоэтажных водных потоков.

Многоэтажное залегание меж- и подлавовых вод хорошо фиксируется в глубоких ущельях рек Азат, Арпа, Воротан, на склонах массива горы Арагац, Мокрых гор и др., где на различных гипсометрических отметках к контактам разновозрастных лавовых покровов приурочены очаги разгрузки лавовых вод.

Огромную роль в питании подземных вод рассматриваемой области играют каменные россыпи, составляющие кору морозного выветривания андезито-базальтовых лав. На площади высокогорных плато они занимают обширные территории, образуя непроходимые каменные нагромождения мощностью местами до 20—30 м.

Каменные россыпи обладают исключительно высокими фильтрационными свойствами, поступающие в них атмосферные и талые воды полностью поглощаются. Отмеченная особенность может быть успешно использована для искусственного пополнения ресурсов лавовых вод путем направления поверхностного стока на участки скопления каменных россыпей.

Схема питания и формирования подземных вод лавового комплекса представляется следующим образом. Инфильтрационные, инфлюационные и конденсационные воды, поступая в недра толщи лав, в погребенных последними оврагах и лощинах формируют мощные потоки, которые, стекая по уклону водоупора, разгружаются в конечных частях лавовых покровов (потоков), в каньонах рек или поступают на питание напорных горизонтов межгорных депрессий.

Необходимо отметить, что значительная часть ресурсов меж- и подлавовых вод разгружается в пределах отметок 1500—2300 м, соответствующих, очевидно, уровню долавового, слабо наклонного пенеплена, и лишь в периферических частях Араратской межгорной котловины лавовые воды выходят на дневную поверхность на отметках 850—900 м (в зоне Кулибеклю-Айгерличских родников, где дебит их достигает 20—22 м³/сек).

Более глубокие водные потоки лавового комплекса питают водоносные горизонты озерно-речных отложений котловины.

При гидрогеологической оценке послескладчатого структурного этажа (эффузивного комплекса) большой практический и научный интерес представляют подземные воды, приуроченные к молодым лавовым потокам. Последние тяготеют к узким палеодолинам и прослеживаются от центров извержений на значительные расстояния, определяя направление погребенных долин и идущих по ним вод. В рельефе нагорья отчетливо выделяются Арзнинский, Карасунахбюрский, Гарнинский, Апаранский, Гюмушский, Акункский, Карчахбюрский, Цаккарский, Личкский, Ацаратский, Кечутский, Элегисский, Малишкинский, Казанчинский, Члдырский, Гукасянский, Зуйгахбюрский, Новосельцовский, Мухутарянский, Базарчайский, Спандарянский, Шакинский и многие другие потоки молодых лав, к которым приурочены одноименные родники с расходом от 500 до нескольких тысяч литров в секунду. Большой перепад (порядка 1000—1500 м) отметок между конечными частями лавовых потоков открывает широкие перспективы перехвата концентрированных водных потоков на более высоких гипсометрических отметках для целей водоснабжения.

Подземные воды описываемой области характеризуются исключительно высокими питьевыми качествами: температура их колеблется в пределах 2—10° (в зависимости от гипсометрического положения области питания), а минерализация составляет преимущественно 0,06—0,3 гр/л.

В пределах области центрального вулканического нагорья выделяется ряд дробных таксономических единиц, указанных в приложении № 1.

Южные и юго-восточные складчатые хребты охватывают южные части Кафанской моноклинальной, Мисхано-Зангезурской антиклинорной и Еревано-Ордубадской синклинорной тектонических зон в составе Ераносского, Бозбурунского, Урцского, Айоцдзорского, Зангезурского, Баргушатского и Мегринского хребтов. Складки линейно вытянутые, часто ундулирующие в общекавказском направлении. В Ереванской синклинальной зоне складки дугообразно изогнутые и имеют преимущественно антикавказское простирание. В швах тектонических зон отмечаются крупные глубинные разломы и связанные с ними многочисленные проявления углекислых минеральных вод.

Рассматриваемая область охватывает южную и юго-восточную лишенную эффузивного покрова, часть территории Армении.

В геологическом строении восточной части области преобладают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные породы, а в западной—осадочные с широким развитием пород соленосно-гипсоносной формации миоцена и карбонатной формации палеозоя.

Геоморфологически область характеризуется наличием сильно расчлененных хребтов, глубоких ущелий и долин.

На сравнительно небольших расстояниях (порядка 10—15 км)

отмечается резкое превышение отметок водоразделов над днами долин, достигающее местами 2500—3000 м. Южные склоны хребтов обычно сильно расчленены, более крутые и лишены почвенно-растительного покрова, северные склоны, наоборот, изрезаны сравнительно слабо, характеризуются наличием довольно мощного чехла рыхлообломочных образований и лесного покрова.

Область в целом относится к аридной зоне с континентальным климатом; на этом фоне чередуются вертикальные переходные климатические пояса между сухим субтропическим (Приараксинская полоса) и нагорно-тундровым (водоразделы Зангезурского, Баргушатского и Мегринского хребтов).

Вследствие больших колебаний абсолютных отметок области (от 500 до 3900 м) и расположения хребтов сильно колеблется количество осадков (200—800 мм), среднегодовые температуры (2—12°) и величина испарения. Отмеченное обстоятельство наряду с другими факторами является причиной исключительного разнообразия условий питания, образования и распределения ресурсов поверхностных и подземных вод.

Высокогорные зоны хребтов отличаются значительным обводнением трещиноватой коры выветривания и многочисленными выходами подземных вод, в то время как предгорная зона зачастую лишена ресурсов подземных и поверхностных вод, характеризуясь в целом отрицательным балансом влаги.

Речная сеть области представлена левыми притоками р. Аракс—реками Азат, Веди, Арпа, Воротан, Вохчи и Мегри, которые формируют сток в основном в пределах средне- и высокогорных зон.

В геологическом разрезе области принимают участие осадочные и отчасти вулканогенные породы палеозоя, мезозоя, палеогена, породы соленосно-гипсоносной формации неогена, а также различные интрузивные породы. Последние в южной Армении слагают обширный Мегринский плутон. Отмеченные породы до нижнего неогена включительно интенсивно дислоцированы и слагают ряд структурных этажей.

Породы среднепалеозойского структурного этажа представлены вулканогенной и осадочной фациями. В юго-восточной части области развиты весьма слабо водообильные порфириты и туфосланцы, включающие местами пачки и прослои трещиноватых, иногда сильно обводненных известняков.

Породы осадочной фации (трещиноватые известняки, мергели, кремнистые сланцы) более водообильны, особенно в раздробленных зонах разломов.

Аналогичную гидрогеологическую характеристику имеют породы пермо-триасового структурного этажа.

Породы среднего мезозоя—порфириты, их туфы и туфобрекчии, а также нижнемеловые известняки, развитые в пределах Кафанской зоны, характеризуются наличием обводненных участков лишь в коре выветривания со значениями модуля подземного стока 0,7—1,0 л/сек. Значительно обводнены рудные поля некоторых месторождений, где сказывается дренирующее влияние горных выработок и роль дизъюнктивных нарушений.

В пределах Кафанской антиклинали юрская вулканогенная толща перекрывается трещиноватыми известняками нижнего мела. Последние более водообильны, но вследствие структурного положения формирующиеся в них подземные воды, стекая по кровле водоупорных вулкано-

генных пород, поступают на питание прилегающей с востока синклинали.

Породы верхнемезозой—нижнекайнозойского структурного этажа (конгломераты, известняки, мергели, различные туфогены и порфириты) имеют большое площадное распространение и слагают среднюю и высокогорную зоны Урцского, Айоцдзорского, Баргушатского, Мегринского и Зангезурского хребтов.

Большое площадное распространение имеют вулканогенно-осадочные и подчиненные им нормально-осадочные породы верхнемезозой—нижнекайнозойского структурного этажа, слагающие бассейны рек Азат, Веди, Арпа, Воротан и Вохчи. Представлены они плотными, разнослоистыми, плитчатыми, различной степени трещиноватыми туфогенами, конгломератами и известково-мергельными породами. Наиболее обводненными среди пород рассматриваемого структурного этажа являются известняки и мергели, которые сравнительно более трещиноваты и во многих участках слагают ядра антиклинальных хребтов (Ераносский, Урцский, Айоцдзорский).

При оценке водоносности пород карбонатной формации необходимо учесть то обстоятельство, что вследствие интенсивной трещиноватости и благоприятных условий питания толщи известняков, мергелей и доломитов могут оказаться обводненными на значительных глубинах, хотя большая часть связанных с ними трещинных вод разгружается в эрозионных врезах. Усредненные значения модуля родникового стока для площадей, сложенных известково-мергельными породами, колеблются в пределах 1,0—2,5 л/сек. Преобладающая часть родников, приуроченных к раздробленным зонам известняков, имеет дебит более 1,0 л/сек.

Для площадей распространения туфогенных и вулканогенных пород характерны локальные обводненные зоны с многочисленными выходами малодебитных трещинно-контактовых родников. При этом дебит родников возрастает по мере повышения гипсометрических отметок местности.

На участках, прилегающих к центральному вулканическому нагорью, поверхностная трещиноватая зона туфогенных и вулканогенных пород питается лавовыми водами и обычно отмечается интенсивно обводненной полосой (с довольно мощными родниками) вдоль фронтальной кромки лав, значительно ниже их контакта.

Такие обводненные полосы туфогенных и вулканогенных пород прослеживаются вдоль юго-западных, южных и западных склонов Гегамского, Варденисского и Зангезурского хребтов.

Среднекайнозойский структурный этаж представлен преимущественно водоупорными песчано-глинистыми отложениями олигоцен-среднемиоценового возраста, которые имеют широкое распространение в окрестностях гор. Еревана и местами слагают водоупорное ложе Араратского артезианского бассейна. Области развития пород рассматриваемого структурного этажа характеризуются засушливым климатом и крайне ограниченными ресурсами поверхностных и подземных вод. Проявления подземных вод отмечаются исключительно в коре выветривания песчаников, конгломератов, мергелей и известняков, особенно на тех участках, где эти отложения граничат с эффузивными породами послескладчатого структурного этажа (плиоцен—антропоген).

В пределах юго-восточной Армении большое распространение имеют интрузивные породы. Они слагают обширный плутон, занимающий

почти 90% Мегринского района. Плутон интенсивно и глубоко расчленен системой р. Мегри и другими многочисленными притоками р. Аракс.

Интрузивные породы охвачены трещинами выветривания, которые в высокогорной зоне заключают в целом небольшие, но сравнительно устойчивые ресурсы трещинно-грунтовых вод. Трещиноватость проникает на глубину до нескольких десятков метров за исключением зон раздробления, которые повсюду отмечаются интенсивной обводненностью.

В отношении обводненности особняком стоят зоны регионально выраженных глубинных разломов и оперяющих разрывных нарушений (Хуступ-Гиратахский, Дебаклинский, Воротанский, Арпинский, Двин-Вединский и др.), являющиеся резервуарами пресных и минеральных трещинно-жильных вод. Разломы выражены полосами раздробленных пород с многочисленными разветвлениями оперяющих нарушений, по которым заложена речная эрозионно-дренажная сеть. При таком сочетании морфоструктурных и орогидрографических элементов создаются исключительно благоприятные условия для накопления подземных вод в зонах разломов. Одновременно по зонам глубинных разломов на многих участках проникает глубинный магматогенный и метаморфогенный углекислый газ—один из главных факторов формирования минеральных вод.

Доминирующая часть инфильтрационных вод циркулирует в верхних частях геологического разреза области, ограничиваясь по глубине отметками эрозионного вреза. Однако сильная дислоцированность структур, наличие многочисленных нарушений, а также отдельных слоев и свит трещиноватых пород, безусловно, создают благоприятные условия для проникновения вод вглубь и образования пластово-трещинных водоносных горизонтов в погребенных синклинальных и моноклинальных структурах. Подземные воды в этих структурах скорее всего могут оказаться минерализованными, минеральными или промышленными.

В пределах рассматриваемой области к числу благоприятных структур можно отнести следующие:

Элпин-Ехегнадзорская синклиналь. Расположена в долине среднего течения р. Арпа, между Варденисским и Айоцдзорским широтными антиклиналями. Выполнена неогеновыми и палеогеновыми туфогенными и осадочными образованиями, которые подстилаются карбонатными породами мезозоя и верхнего палеозоя. Водоносными могут оказаться горизонты трещиноватых известняков и мергелей среднего эоцена, верхнего мела и палеозоя на глубинах от 300 до 1500 м.

Северо-восточное крыло Кафанской антиклинали. Охватывает водораздел бассейнов нижних течений рек Воротан и Вохчи. Сложена нижнемеловыми сильно трещиноватыми, местами закарстованными известняками, которые погружаются к восток—юго-востоку под слабоводопроницаемые и водоупорные породы верхнего мела и третичного возраста.

Шагаплинская синклиналь. Расположена между Урцским и Гндасарским хребтами. К северо-западу структура погружается и пересекается близширотным глубинным разломом. Сложена третичными туфогенными породами, которые подстилаются палеозойскими известняками. Водоносными могут оказаться горизонты известняков в северо-западной части погружения структуры—в районе сел Веди и Чиман.

Чатминская синклиналь. Расположена между Ераносским и Шекасарским (Бозбурунским) антиклинальными хребтами, в ядрах ко-

торых выступают верхнемеловые известняки и мергели.

Синклиналь раздвоена и выполнена мощной туфогенно-флишевой толщей палеогена. Вследствие ограниченной площади известково-мергельных пород на окаймляющих водораздельных хребтах и засушливого климата ресурсы подземных вод на глубине могут оказаться весьма ограниченными.

Межгорные котловины. Несмотря на территориальную разобщенность и принадлежность к различным тектоническим зонам, наиболее крупные межгорные котловины проявляют исключительное сходство состава выполняющих их послескладчатых геологических формаций и характеризуются одинаковыми условиями питания, залегания и разгрузки подземных вод.

Межгорные депрессионные зоны, образовавшиеся в результате плиоцен-антропогеновых тектонических погружений, выполнены озерно-речными отложениями, лавами, пеплами и туфами. Весь процесс накопления осадков до образования современных аккумулятивных равнин сопровождался накоплением пресных вод в песчано-галечных горизонтах, приведшим к формированию горизонтов напорных вод.

На территории Армении наиболее крупными бассейнами напорных вод являются Араратская, Севанская, Ширакская и Сисианская межгорные котловины.

Араратский артезианский бассейн расположен в долине среднего течения р. Аракс и в пределах СССР занимает площадь около 1200 кв. км. В морфоструктурном отношении представляет собой овального очертания крупную межгорную депрессию, ограниченную с севера массивами гор Арагац и Араилер, с востока—Гегамским хребтом, с юга—хребтом Армянский пар и массивами Б. и М. Арарата, а с запада—Карсским плато. Общая протяженность котловины от устья р. Ахурян до Волчьих ворот около 120 км при средней ширине левобережной половины долины порядка 20 км.

Описываемая котловина в современном виде представлена обширной аккумулятивной равниной в пределах абсолютных отметок 700—1000 м. Климат Араратской равнины сухой континентальный с большим дефицитом влажности, годовое количество атмосферных осадков 250—300 мм, среднегодовая температура воздуха 10—12° с большими колебаниями абсолютных температур.

Собственно котловина выполнена комплексом озерно-речных отложений, представленным чередующимися песчано-гравелисто-галечными образованиями и глинами, имеющими общую мощность до 400 м.

В плио-плейстоценовое время—в период существования озерного режима—происходило излияние андезито-базальтовых лав из окружающих котловину вулканов, при этом отдельные потоки лав залили озерную чашу, а впоследствии были перекрыты озерно-речными отложениями. В результате в разрезе комплекса наблюдается переслаивание лав, вулканических песков и туфов с рыхлообломочными образованиями. Таким образом, лавовые потоки в виде рукавов спускаются от нагорной зоны до осевой части котловины, являясь путями питания водоносных горизонтов.

Горные хребты и массивы, окаймляющие котловину, сложены преимущественно сильно трещиноватыми андезито-базальтовыми лавами и их пирокластическими разностями.

В предгорной зоне ЮВ части обнажаются доверхнетретичные туфогенные, песчано-глинистые и известково-мергельные породы, кото-

рые, погружаясь под комплекс озерно-речных отложений, слагают региональное водоупорное ложе артезианского бассейна.

В разрезе комплекса озерно-речных отложений сверху вниз отмечаются следующие водоносные горизонты:

а) горизонт грунтовых вод, залегающий на глубине 0,0—15 м; воды пресные, солоноватые, местами соленые и являются причиной засоления почво-грунтов. Водоупором являются пласты озерных коричневых глин мощностью 10,0—40,0 м;

б) субартезианский водоносный горизонт—залегает в песчано-гравелисто-галечных отложениях, имеющих мощность местами до 50—60 м. Горизонт ограничен сверху коричневыми, а снизу сине-зелеными жирными озерными глинами. В центральной части бассейна субартезианский горизонт имеет положительный напор воды в скважинах, на остальной площади имеет отрицательный уровень;

в) под мощным слоем сине-зеленых глин на глубине 35,0—350,0 м залегает горизонт фонтанирующих вод, приуроченный к песчано-гравелисто-галечным отложениям и трещиноватым лавам. Напорный горизонт ниже абсолютной отметки рельефа +846 м дает самоизлив с дебитом отдельных скважин до 900 л/сек (в среднем 10—20 л/сек) и положительным напором до 17—20 м.

Воды Араратских артезианских горизонтов слабо минерализованы (обычно до 0,6 гр/л), мягкие, температура 8—16°С, относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу.

Напорные горизонты питаются подземными водами окружающих котловину горных хребтов, а также подрусловыми водами левых притоков р. Аракс. Поверхностный сток и выпадающие на площади равнины атмосферные осадки в основном питают лишь горизонт грунтовых вод.

Севанский артезианский бассейн расположен в одноименной межгорной депрессии, большая часть которой (до отметок 1898 м) занята оз. Севан. Бассейн напорных вод приурочен к равнине долины р. Масрик (площадью около 300 кв. км), ограниченной с севера Севанским, с востока—Восточно-Севанским, с юга—Варденисским, а с запада—Гегамским хребтами.

Климат бассейна холодный, горный, среднегодовая температура 2—4°, количество осадков 400—700 мм.

Горные сооружения севера сложены мощным (до 300 м) комплексом озерно-речных отложений, представленным песчано-гравелисто-галечными образованиями и чередующимися пластами глин. Комплекс озерно-речных отложений подстилается водоупорной толщей неогена, которая, погружаясь к СЗ, придает водоносным горизонтам характер артезианского склона.

Трещинные подземные воды горных сооружений в разрезе озерно-речного комплекса на глубинах 20—40 м, 60—80 м и 100—110 м формируют горизонты напорных вод. Нижние два горизонта фонтанируют, при этом пьезометрический уровень постепенно падает от предгорий к осевой части равнины и сравнивается с зеркалом воды в пределах озера. Отмеченное обстоятельство указывает на то, что напорные воды частью разгружаются в озеро.

Второй и третий сверху горизонты находятся на 20—60 м ниже дна озера. Верхний горизонт, ввиду отсутствия сплошного непроницаемого перекрытия, во многих участках питает грунтовые воды, глубина залегания зеркала которых колеблется в пределах 0,0—15,0 м.

Напорные воды обладают хорошими питьевыми качествами—мяг-

кие (жесткость 4—5 мг/экв), слабо минерализованы (до 0,5 г/л). С глубиной температура воды снижается, что объясняется гипсометрическим положением областей питания, т. е. области питания глубоких горизонтов расположены на отметках с более низкими значениями среднегодовых температур.

В юго-западной части бассейна в прибрежной зоне озера имеются фонтанирующие углекислые минеральные воды (между городами Камо и Мартуни).

Ширакский (Ленинаканский) артезианский бассейн расположен в пределах одноименной межгорной депрессии, ограниченной с севера Ширакским антиклинальным хребтом, с востока и юга—Памбакским хребтом и массивом г. Арагац, а с запада—Карсским плато. Бассейн напорных вод охватывает долину среднего течения р. Ахурян в пределах отметок 1300—1550 м. Водоносные горизонты приурочены к мощному (до 300—400 м) комплексу озерно-речных отложений. Фундамент комплекса представлен вулканогенно-обломочными породами неогена, более древние породы обнажаются в пределах окаймляющих котловину Ширакского и Памбакского хребтов.

Напорные воды залегают в горизонтах песчано-гравелисто-галечных образований, чередующихся с пластами водоупорных глин. Питаются они трещинными и пластово-трещинными водами окружающих горных сооружений.

В южной части бассейна воды минерализованы, содержат углекислый, серо-водородный и в незначительном количестве углеводородный газы. Высота напора над устьем скважин местами достигает 8—10 м.

Основной водоносный горизонт мощностью до 30 м залегает в интервале глубин 45—280 м, средний дебит скважин 2—5 л/сек. Грунтовые воды приурочены к современным аллювиальным и древним террасовым отложениям.

Грунтовые воды имеют хорошие питьевые качества, с древних времен они использовались подземными галереями (кягризы), часть которых действует и поныне.

Сисианский артезианский бассейн расположен в бассейне среднего течения р. Воротан. Образовался в верхнем плиоцене в результате вулканических извержений, запрудивших долину р. Воротан в среднем ее течении. Напорные воды приурочены к чередующейся толще озерных диатомитовых глин, рыхлых песчаников, песков и галечников. Отмеченная толща вниз по течению р. Воротан фациально замещается вулканогенно-обломочной толщей, которая запрудила долину реки и создала в среднем ее течении озерный водоем размерами около 20×50 км. Основание озерной толщи представлено юрскими и эоценовыми породами. В пределах левобережья бассейна р. Воротан озерная толща перекрывается обширным покровом плио-плейстоценовых андезито-базальтов. Последние являются носителями пресных подземных вод и основным резервуаром, питающим напорные горизонты.

Кроме отмеченных артезианских бассейнов на территории Армянской ССР имеется ряд более мелких межгорных котловин (Гукасян—Арпиличская, Апаран-Алагязская, Аргичинская и другие), в которых установлено наличие напорных вод или предполагается по аналогии.

ГЛАВА IV

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ СЕВЕРНЫХ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫХ СКЛАДЧАТЫХ И СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫХ ХРЕБТОВ

Северные и северо-восточные складчатые и складчато-глыбовые хребты, представляющие собой центральную часть горных сооружений Малого Кавказа, дугообразно окаймляют вулканическое нагорье Армении. Они расположены кулисообразно, двумя рядами, при этом северо-восточный ряд, примыкающий к Куринской депрессии, составляет внешнюю зону, а юго-западный, являющийся водоразделом бассейнов рек Кура и Аракс—внутреннюю.

Такое деление, кажущееся на первый взгляд чисто орографическим, в корне своем базируется на учете различий морфо-структурных, геологических и физико-географических особенностей северо-восточных хребтов. Выделенные зоны хребтов отличаются также своей ролью в образовании и распределении подземных водных ресурсов, поэтому рассматриваются в отдельности.

ЗОНА ВНЕШНИХ ХРЕБТОВ

Расположена в северо-восточной части Армянской ССР и занимает около 15% ее территории.

С северо-востока и востока зона ограничивается республиканской границей с Грузинской и Азербайджанской ССР. Южная граница проходит по долинам рек Дзорагет, Марцигет, среднего течения рек Агстев и Гетик.

В административном отношении рассматриваемая территория входит в состав Калининского, Степанаванского, Гугаркского, Туманянского, Дилижанского, Иджеванского, Ноемберянского, Шамшадинского и Красносельского районов.

В орографическом отношении в зону входят Сомхетский, Папакарский, Мургузский (Миапорский), Ахумский, Тавушский, Хндзорутский хребты, а также Гугарацкие горы, включающие Воскепарский, Севордяцкий, Мтиасарский, Кешский диагональные и поперечные хребты второго порядка.

В структурном плане северо-восточной Армении указанные хребты занимают Прикуринскую моноклинальную и Алавердскую антиклинальную зоны, при этом структурные хребты, примыкающие к Куринской депрессии, характеризуются постепенным выполаживанием складок и флексурным погружением мезозойских (юра, мел) пород под молодые отложения депрессии.

На крайнем севере рассматриваемой зоны в широтном направлении протягивается Сомхетский хребет, являющийся водоразделом между бассейнами рек Дебед и Храми; характеризуется сглаженным рельефом водораздельного гребня, над которым возвышаются

массивы гор Лалвар и Леджан с абсолютными отметками соответственно 2558 и 2545 м.

На западе хребет примыкает к Лорийскому плато, здесь склоны в значительной степени сглажены и покрыты мощным элюво-делювием. Центральная часть хребта, особенно в пределах Алавердского рудного поля, интенсивно и густо расчленена глубокими ущельями. Последние заложены по зонам тектонических нарушений. На склонах массива г. Лалвар отмечаются ледниковые формы рельефа и скопления моренных отложений. К югу Сомхетский хребет высокими уступами обрывается к глубокому каньону р. Дебед.

Важной единицей орографии зоны является система Гугарацских гор, занимающая междуречье рек Агстев и Дебед. Гугарацские горы с извилистым очертанием гребневой зоны протягиваются от Халабского хребта на северо-восток, разветвляясь на многочисленные хребты второго порядка и отроги. Наиболее крупными среди них являются Севордяцский, Воскепарский, Мтиасарский и Каенский хребты протяженностью 20—40 км.

Гугарацские горы, сложенные главным образом вулканогенными, туфогенными и известковыми породами юры, отчасти мела, характеризуются глубоким расчленением, скалистыми, крутыми, зачастую отвесными склонами и оголенностью остроконечных, зубчатых вершин. С юга на север отметки рельефа постепенно уменьшаются и на границе Куринской депрессии хребты переходят в широкую предгорную наклонную равнину.

Известково-мергельные породы хребтов интенсивно трещиноватые, на склонах и у подножьев они образуют мощные скопления перемещающихся каменных россыпей.

Мургузский хребет со своими северо-восточными отрогами—Ахумским, Тавушским и Хндзорутским хребтами второго порядка занимает обширную площадь, ограниченную реками Агстев и Гетик, а также Куринской депрессией. Хребет протягивается от устья р. Гетик в близширотном направлении и сочленяется с Севанским хребтом у истоков отмеченной реки, у высоты Кашатах (2901,1 м).

Мургузский хребет характеризуется обращенным рельефом, по его северному склону проходит взброс, по которому нижнеюрские породы надвинуты на среднеюрские.

Северные склоны хребта расчленены глубокими ущельями рек Ахум, Тавуш, Хндзорут, образующими одноименные водораздельные узкие хребты. Эти средневысотные хребты параллельными рядами протягиваются до Куринской депрессии.

Рассмотренные выше хребты внешней зоны в целом характеризуются слабоскладчатыми типами рельефа, однако по мере удаления от Куринской депрессии складки становятся более крутыми, а рельеф приобретает более резкие черты.

Важными орографическими единицами зоны являются также глубокие долины средних течений рек Дебед и Агстев и межгорные впадины.

Река Дебед ниже гор. Кировакана почти под прямым углом пересекает складчатые структуры Базумского, Халабского и Севордяцского хребтов, образуя глубокую долину с крутыми высокими склонами у бровок водоразделов и узким ущельем—каньоном у дна. Ниже устья р. Дзорагет каньон р. Дебед заложен в базальтовых лавах или по контакту их с вулканогенными породами, причем на многих участках река течет по отложениям древней долины.

Долина верхнего течения р. Агстев протягивается в широтном направлении между Памбакским и Халабским хребтами, в среднем течении совпадает с крупным Иджеванским синклинорием. В нижнем течении долина расширяется, а глубина вреза постепенно уменьшается. Здесь выделяется серия аккумулятивных террас. На участках между с. Фиолетово и гор. Дилижан и ниже до с. Хаштарак долина р. Агстев сужается, образуя ряд ступенчато расположенных ущелий.

Речные долины в верхних и средних своих частях обычно характеризуются узкими, скалистыми, отвесными и изрезанными склонами. Ущелья глубокие с крутым падением, со скалистым дном, но местами с мощными скоплениями речных наносов.

По выходе из горных теснин, долины большей части рек становятся широкими с мягко сглаженными склонами. Течение рек здесь спокойное, местами они меандрируют. Долины сложены делювиальными образованиями. Русла рек заполнены аллювием, иногда большой мощности.

Межгорные впадины (синклинальные депрессии)— Чичханская, Спитакская, Кироваканская, Гамзачиманская и Гетикская, характеризуются ровным, спокойным рельефом с пологим повышением к склонам горных хребтов. Эти впадины, в основном, являются долинами рек. Последние имеют спокойное течение и зачастую меандрируют.

К вулканическим формам рельефа относятся ровные плато, образовавшиеся вследствие лавовых излияний, снивелировавших древний рельеф. Морфологически они представляют собой узкие, вытянутые вдоль течения р. Дебед лавовые плато. Местами лавы залили приустьевые части ее притоков (рек Мерцигет, Качачкут, Учкилиса и др.). На северо-западе лавовый покров примыкает к обширному Лорийскому плато.

Климат зоны внешних хребтов характеризуется исключительным многообразием и вертикальной поясностью, обусловленной сложным горным рельефом. В целом, климат рассматриваемого района континентальный со значительными суточными и годовыми амплитудами колебания температуры воздуха. В его пределах выделяются следующие климатические зоны:

1. Сухая субтропическая зона, с жарким, сухим продолжительным летом и короткой мягкой зимой, без устойчивого снежного покрова. Охватывает низменные части исследованной территории в пределах абсолютных отметок 400—700 м.

2. Умеренно жаркая недостаточно влажная зона, с жарким умеренно влажным летом и непродолжительной, умеренной, малоснежной зимой. Расположена на высотах от 700 до 800—1000 м.

3. Умеренно теплая влажная зона, с теплым сравнительно влажным летом и умеренно холодной зимой, с глубоким и устойчивым снежным покровом. Расположена на высотах от 800—1000 до 1400 м.

4. Умеренно влажная зона с умеренно теплым влажным летом и продолжительной зимой, с глубоким устойчивым снежным покровом. Охватывает высоты от 1400 до 2000 м.

5. Прохладная зона с коротким холодным летом и продолжительной суровой зимой. Охватывает высоты от 2000 до 2500 м.

6. Холодная зона расположена выше 2500 м и отличается суровым климатом, продолжительной зимой, очень холодным и коротким летом. Эта зона высокогорных альпийских пастбищ.

Средняя годовая температура воздуха по мере повышения гипсо-

метрических высот колеблется от 11,4° (Узунтала, Шнох) до 2,7° для горных районов. В годовом ходе средних декадных температур, самые низкие приходятся на январь—февраль месяцы, наивысшие—на август.

Минимум многолетних среднемесячных температур приходится на январь месяц и колеблется в пределах от —1,9° до —13,8°С (Узунлар).

Максимальная среднемесячная температура воздуха колеблется от 24,2° (Ламбалу) до 19,4° (Узунлар), а в высокогорных районах уменьшается до 12—13°.

Температура воздуха весенних месяцев ниже температуры осенних, поэтому климат внешней зоны хребтов отличается от типичного континентального. Такой режим температуры объясняется выпадением в весенние месяцы максимума осадков и облачностью, а также продолжительностью сохранения снежного покрова на водораздельных частях, постепенное таяние которого в летние месяцы регулирует питание подземных вод в период наиболее сухих летних месяцев.

На температурный режим района в значительной степени влияет также лесной покров.

Атмосферные осадки на территории рассматриваемого района распределяются неравномерно.

Максимум атмосферных осадков (800 мм) выпадает в вершинной части Мургузского хребта, минимум—400—450 мм приходится на зону, примыкающую к Куринской депрессии. При этом средний плювиометрический градиент составляет около 20 мм/100 м.

В годовом ходе осадков наблюдается один резкий максимум в мае—июне; второй, менее выраженный, максимум падает на сентябрь—октябрь.

В мае и июне атмосферные осадки носят ливневый характер и выпадают, большей частью, после полудня.

Неравномерное распределение осадков в течение года отчетливо влияет на изменение дебита родников.

Снеговой покров, являющийся источником питания и регулирования режима подземных вод, образуется в различное время, при этом мощность его также зависит от гипсометрической высоты местности и форм рельефа. Мощность снежного покрова колеблется от нескольких см до 1 и более метров.

Анализируя весь приведенный материал по климату, нужно отметить, что с увеличением высоты местности закономерно возрастают количество осадков и скорость ветра с одновременным понижением температуры воздуха и атмосферного давления. Однако эта связь иногда нарушается, вследствие различных экспозиций склонов, изрезанности рельефа, изменения растительного покрова и прочих факторов.

Гидрографическая сеть северо-восточной части Армянской ССР хорошо развита, вследствие большого количества атмосферных осадков, слабой проницаемости слагающих ее пород и больших перепадов абсолютных отметок местности.

Реки текут с большим уклоном. Скорости течения их большие. Они разрабатывают глубокие каньоны, узкие ущелья, иногда и относительно широкие долины.

Основными водными артериями здесь являются следующие реки:

Река Памбак—берет свое начало из родников на восточном склоне Джаджурского перевала на высоте 1810 м. Бассейн ее с севера окаймлен Ширакским и Базумским хребтами, с запада—Джаджурским перевалом, с юга—Памбакским хребтом. Вначале река течет в

широтном направлении; у с. Якублы Гугарского района она меняет свое направление на северо-восток и течет в скалистом каньоне до слияния с р. Дзорагет, после чего она называется р. Дебед.

В пределах Спитакской межгорной впадины на отметках 1510—1515 м река принимает справа свой первый приток—р. Вортнав. На этом участке ширина поймы реки достигает 300 м, далее, за пределами впадины, пойма реки сужается.

В пределах г. Кировакана на отметках 1305—1328 м пойма реки опять расширяется до 300 м, здесь река принимает свой второй приток—р. Вартанлу. Ниже по течению у восточной окраины города ширина долины реки резко сужается до 100—150 м, а глубина ущелья увеличивается, достигая 0,5 км. В пределах этого ущелья река протекает в коренных породах третичной вулканогенной толщи, а аллювиальные отложения почти отсутствуют.

Водный режим реки неустойчивый. Весеннее половодье начинается в апреле и сопровождается резким подъемом. Спад половодья происходит значительно медленнее и продолжается до начала августа. Межень реки наступает в августе.

Река Памбак формируется за счет атмосферных осадков и выходов подземных вод. Режим реки зависит почти целиком от метеорологических факторов.

По данным гидрометстанции Ягублу, минимальный расход реки наблюдается в зимнее время (от 1,7 до 5,3 м³/сек), максимальный—в мае (от 11,0 до 31,0 м³/сек).

Река Дзорагет—берет свое начало из родников на восточных и южных склонах Джавахетских гор и северных склонах Базумского хребта (на отметках 2500—3000 м). Начальное направление реки—восточное. После впадения левого притока—р. Ташир, она меняет свое направление на юго-восток до слияния с р. Памбак, с которой образуют реку Дебед.

Длина реки около 70 км, а площадь водосбора 1460 кв. км. Река высокогорная со средней отметкой водосбора 1700 м. Бассейн ее с севера и северо-востока окаймлен Сомхетским хребтом, с юга—Базумским хребтом, а с запада—южными отрогами Джавахетского хребта. Северную часть бассейна представляет Лорийское горное плато.

Весенний паводок обычно начинается с конца марта и длится 60 дней. Отдельные паводковые пики достигают больших размеров. Средний максимальный многолетний расход реки у Степанавана составляет 8,7 м³/сек, а минимальный—4,0 м³/сек. Питание реки грунтовое, снеговое и дождевое.

Река Дебед формируется на отметке 870 м, после слияния рек Памбак и Дзорагет. Начальное направление реки—северное. В районе ж. д. станции Санаин она меняет свое направление на северо-восток и так протекает до слияния с рекой Храми. После выхода из горной теснины в равнинную часть, река именуется Борчало.

Бассейн реки окаймлен с севера—Сомхетским, с востока—Гугарцским, а с запада—Джавахетским хребтами.

Питание реки грунтовое, снеговое и дождевое.

Весеннее половодье начинается с марта месяца. Период паводка продолжительный, иногда доходит до четырех и более месяцев, с большими паводковыми пиками и спадами.

По данным гидрометрических станций ДзораГЭС и Айрум многолетний среднегодовой расход реки составляет соответственно 29,8 и 35,5 м³/сек.

Река Марцигет (Бабаджан)—самый крупный правый приток р. Дебед, берет начало на западных склонах отрогов Гугарацского хребта и впадает в р. Дебед на абсолютной отметке 829,5 м. Протяженность реки 30,6 км, площадь водосборного бассейна 251 км. Питание реки смешанное—родниковое, снеговое и дождевое; в ее режиме отмечаются весенние продолжительные паводки. Многолетний среднегодовой расход реки, по данным гидрометрического поста Марцигет—Туманян, составляет 2,6 м³/сек.

Река Агстев берет свое начало из грунтовых и талых вод северного склона Памбакского хребта в районе вершины Тежсар.

Сначала река протекает в ложбине северных отрогов Памбакского хребта и имеет северное направление, затем по выходе из ложбины она меняет свое направление на восток до слияния с правым притоком—р. Гетик; далее течет в северо-восточном направлении до впадения в р. Куру. Длина реки около 133 км с площадью водосбора 2500 кв. км.

Бассейн реки окаймлен с запада—Гугарацским хребтом, с юга—Памбакским и Арегунийским хребтами, а с востока—северными отрогами Мургузского хребта.

Основное питание реки в меженный период происходит за счет подземных вод, поэтому зимний и летний стоки реки почти одинаковые. Весенний паводок реки начинается в апреле и продолжается до конца июня. Осенние паводки реки редки.

По данным гидрометпостов Агстев—Дилижан и Агстев—Иджеван многолетний среднегодовой расход реки составляет соответственно 2,5 и 8,7 м³/сек.

Река Гетик—наиболее крупный приток р. Агстев длиною 53 км с площадью водосбора 5,81 кв. км. Берет начало на западных склонах г. Кошатаг на абсолютной отметке 2900 м и до устья течет в близширотном направлении. В верховьях долина реки узкая, но на территории райцентра Красносельск расширяется, образуя широкую пойму и террасы. У поста Гетик—Алачух среднегодовой расход реки составляет 3,6 м³/сек.

Река Воскепар—берет начало на восточных склонах г. Чатин. Длина реки 29 км, площадь водосборного бассейна 178 км². Является левым притоком р. Агстев. Многолетний среднегодовой расход составляет 1,04 м³/сек.

Река Ахум—берет свое начало на северных склонах Мургузского хребта. Протяженность реки 71 км, площадь водосбора 210 кв. км. Протекает в северо-восточном направлении и впадает в реку Куру. Многолетний средний годовой расход составляет 1,3 м³/сек.

Реки Тавуш и Хндзорут—слияние этих двух рек образует р. Таузчай—правый приток р. Ахум. Реки Тавуш и Хндзорут берут начало на северных склонах Мургузского хребта на отметках 1700—1800 м. Суммарный среднегодовой расход рек составляет 3,8 м³/сек.

Горный рельеф северной и северо-восточной частей Армении обуславливает неравномерность режима рек.

Таяние снега в различных частях бассейнов рек происходит не одновременно, по этой причине паводки продолжительные. Максимум весенних паводков происходит в мае, а осенних—в сентябре.

Реки имеют большие скорости течения, в силу чего они не замерзают.

Почвенно-растительный покров района имеет вертикальную зональность. На высотах от 700 до 900 м распространены каштановые и светло-каштановые почвы со степной растительностью. Выше отметок

2000 м они переходят в горнолесные почвы с лесной растительностью, а еще выше—в горно-черноземные и горно-луговые почвы с разнотравной и луговой растительностью.

В бассейне р. Памбак распространены буро-коричневые и буролесные почвы с богатой лесной растительностью.

Бассейн верхнего течения р. Дзорагет покрыт горно-луговыми почвами, которые в равнинных частях сменяются на горно-черноземные с богатой растительностью.

Верхняя зона бассейна р. Агстев сложена каштановыми почвами, которые в бассейне среднего течения реки переходят в каштаново-карбонатные почвы.

В Туманянском, Дилижанском, Шамшадинском и Иджеванском районах лесная растительность имеет большое распространение (дуб, кедр, граб и др.) и большей частью приурочена к северным и северо-восточным склонам горных хребтов.

Лесной покров способствует постепенному таянию снега, сохранению повышенной влажности верхней зоны грунтов и умеренной температуре воздуха, тем самым обеспечивая равномерное питание подземных вод.

Высокогорные зоны покрыты альпийскими и субальпийскими лугами.

В геологическом строении внешней цепи горных хребтов принимают участие различные по генезису и возрасту осадочные, вулканогенные и интрузивные породы.

На территории внешних гор наибольшее площадное распространение имеют юрские, затем меловые и палеогеновые породы.

Сводный геологический разрез представляется в следующем виде (снизу—вверх):

Эопалеозой—представлен толщей разнообразных метаморфических сланцев, обнажающейся в верховьях бассейна р. Ахум, на северных склонах Мургузского хребта, а также в бассейне истоков правых притоков р. Агданагет.

На указанных участках метаморфическая толща выступает в ядре антиклинальной складки близширотного простирания с видимой мощностью более 1000 м.

Юра. Юрские породы занимают широкую полосу, простирающуюся в общекавказском направлении между предгорьями Куринской депрессии и северными склонами Мургузского и Гугарацского хребтов. Юрским комплексом пород сложены бассейны средних течений рек Хндзорут, Тавуш, Ахум, Агстев, Воскепар и Дебед.

Юра представлена всеми тремя отделами: нижняя—чередующимися песчано-глинистыми сланцами, порфиритами и туфобрекчиями. Эти породы развиты преимущественно в верховьях рек Ахум, Тавуш, Хндзорут, где слагают крылья антиклинали. Средняя юра имеет наибольшее распространение на площади отмеченной выше полосы. Представлена преимущественно в вулканогенной фации с подчиненными толщами вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Верхняя юра представлена свитой известняков, песчаников и глин, слагающей моноклинальные крылья складок Прикуринской зоны.

Мел—представлен двумя отделами. Нижний мел выражен преимущественно известковыми и песчано-глинистыми породами с подчиненными телами внутриформационных вулканитов. Меловые породы развиты почти исключительно в крайней северо-восточной части внеш-

них хребтов, ими сложены также отдельные участки бассейна среднего течения р. Агстев.

Палеоген. Породы палеогена представленные преимущественно вулканогенной и туфогенной фациями с подчиненными свитами нормально осадочных пород, слагают обширные площади Мургузского, Гугаркского и Сомхетского хребтов в пределах бассейнов средних течений рек Агстев и Памбак—Дебед.

Палеогеновая толща претерпевает сложные фациальные изменения по площади и разрезу.

Неоген. Представлен покровами и потоками андезито-базальтовых лав. Последние слагают Лорийское плато и узкими потоками прослеживаются по ущелью р. Дебед до северной границы республики.

Антропоген. Представлен элювиальными, делювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-речными и ледниковыми образованиями. Развиты они в предгорных зонах, в долинах рек и на пологих склонах хребтов.

В подобласти внешних гор развиты преимущественно разновидности гранитоидной магмы. Они локализованы на отдельных участках Антикавказского оротектонического пояса, образуя Алавердскую, Кохбскую и Шамшадинскую группы интрузий.

В тектоническом плане зона внешних гор охватывает Прикуринскую моноклинальную и Алавердскую антиклинальную зоны. Первая характеризуется постепенным выполаживанием складок и флексурным погружением мезозойских отложений в сторону Куринской депрессии. В зоне Алавердского антиклинория доминируют кулисообразно-коробчатые структуры северо-восточного простирания, разбитые диагональными сбросово-надвиговыми нарушениями. В региональном плане эти складки являются гофрировкой северо-восточного крыла названного антиклинория, сложенного главным образом юрскими, частично меловыми породами.

Приближаясь к соседнему Севанскому оротектоническому поясу, синклинальные складки широко раскрываются, а антиклинальные погружаясь, замыкаются и переходят в смежную зону общекавказского направления.

Ресурсы подземных вод территории внешних хребтов всецело зависят от количества атмосферных осадков, однако наряду с этим в формировании подземных вод решающую роль играют также особенности геологического строения, литологический состав пород, характер геологических структур, морфология местности и физико-географические факторы.

Различное сочетание перечисленных факторов предопределяет разнообразие условий формирования подземных водных ресурсов и различную направленность гидрогеологических процессов.

Согласно принятой схеме подразделения геологических образований, в пределах зоны внешних хребтов развиты следующие водовмещающие комплексы пород:

1. Элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные и озерные отложения.
2. Вулканические (лавовые) образования.
3. Известково-мергельные породы.
4. Вулканогенно-осадочные (туфогенные) породы.
5. Вулканогенные породы.
6. Интрузивные породы.

Рассмотрим условия образования и пространственного распределения подземных вод в перечисленных выше комплексах пород.

1. Комплекс элювиально-делювиальных, аллювиально-пролювиальных отложений имеет довольно большое площадное распространение на пологих склонах, поверхностях выравнивания, на древних речных террасах и в поймах рек Дебед, Агстев, Воскепар, Ахум, Тавуш, Хндзорут и др. Литологически комплекс представлен обломочными образованиями с песчаным и супесчаным заполнителем, различными песками, суглинками, глинами и другими рыхлообломочными новообразованиями.

Гидрогеологическая роль этих образований в аккумуляции ресурсов подземных вод проявляется лишь в тех случаях, когда они залегают в благоприятных условиях, имеют значительную мощность и большое площадное распространение. В этом отношении практический интерес представляют в основном валунно-галечные отложения пойм рек, конусов выноса и шельфовые образования предгорных наклонных равнин.

Мощность рыхлообломочных образований колеблется в пределах от нескольких десятков сантиметров до 50—60 и более метров.

В зависимости от генезиса и механического состава, рыхлообломочные образования подразделяются на следующие группы.

Делювиальные образования. Литологически эти отложения представлены глиной, песком, дресвой, щебнем и обломками различного размера. Мощность делювиальных наносов возрастает книзу по склонам, при этом в высокогорных частях территории делювиальные образования обладают более высокой водопроницаемостью, чем у подножий склонов. На террасах речных долин рек Памбак, Дебед, Агстев и др., эти породы в основном состоят из суглинков с мелкими обломками скальных пород. Они уплотненные и почти водоупорные. На многих участках пологих склонов делювиальные образования характеризуются спорадическим распространением горизонта грунтовых вод.

Аллювиальные образования. Имеют большое распространение в бассейнах рек Дебед (от ж. д. станции Садахло до устья реки), Джинга, Гергер, Агстев и Гетик.

Механический состав аллювия—гальки, гравий, пески, глины и валуны. Эти отложения обычно чередуются и проявляют косослоистость. Аллювиальные отложения слагающие террасы рек на многих участках покрыты мощными делювиальными наносами. Пойменные аллювиальные отложения питаются водами рек и коренных пород склонов долин.

Аллювиально-пролювиальные образования у подножьев пологих склонов горных хребтов образуют полосу пролювиального шлейфа, слагают конусы выноса мелких ручьев и временно действующих водных потоков.

Литологически они представлены гальками, щебнем, дресвой, песками, суглинками, глыбами и валунами.

В прибрежной полосе р. Агстев, от гор. Дилижан до пос. Кривой мост, в нижних течениях р. Дебед и Нальтегет, а также в среднем течении р. Гетик, в пределах развития пойменных и надпойменных террас имеется горизонт грунтовых вод.

Источником питания последнего в основном являются подземные воды коренных пород и поверхностные водотоки. Атмосферные осадки играют второстепенную роль.

В долине р. Гетик в районе сс. Орджоникидзе—Красносельск, грунтовые воды аллювиально-пролювиальных отложений питаются преимущественно за счет инфильтрации поверхностных вод, вследствие

чего существует тесная связь между поверхностными и подземными водами. Разгрузка последних происходит в виде рассеянных родников, или непосредственно в русла в виде дренажных вод. По данным буровых работ, уровень грунтовых вод в большинстве участков стоит намного выше уреза воды в реках. Более высокое стояние уровня воды наблюдается в левобережье р. Агстев (в 2,5 км севернее гор. Иджеван) и в правобережье рч. Нальтегет. Местами уровень грунтовых вод совпадает с урезом реки или располагается ниже.

Проведенные Управлением геологии Армянской ССР опытно-фильтрационные работы в районе гор. Иджеван показывают, что удельные дебиты скважин колеблются в пределах от 0,71 до 1,79 л/сек, а коэффициенты фильтрации аллювиальных отложений от 3,4 до 11,6 м/сутки.

Как показывает соотношение между проявлением и установлением уровня, а также восстановлением его после откачки, местами горизонт грунтовых вод имеет незначительный напор, вследствие наличия водоупорных глинистых линз и пропластков.

Максимальный напор, равный 7,2 м, отмечен в скважине 13, где водоносный горизонт представлен валунно-галечными и гравийно-галечными образованиями с песчаным заполнителем.

В бассейне нижнего течения р. Дебед выявлен мощный горизонт подрусловых грунтовых вод, который в настоящее время эксплуатируется вертикальными водозаборами для технического водоснабжения. Ниже горизонта грунтовых вод здесь, в коре выветривания материнских пород вскрыты минеральные воды.

Грунтовые воды спорадического распространения отмечаются в мощных делювиальных и пролювиальных отложениях подножьев склонов рассматриваемых хребтов, в бассейнах рек Качачкут, Учкилиса, Марцигет и др. Обводненность делювиальных образований в значительной степени зависит от их состава, сложения, а также от водопроницаемости подстилающих коренных пород. На участках, где делювиальные образования более водопроницаемы, чем подстилающие коренные породы, инфильтрационные воды приурочиваются к их контакту, питая т. н. делювиальные родники. Если коренные породы более водопроницаемы, то поступающие в делювиальный покров воды инфильтруются вглубь, образуя обводненную зону в трещиноватой коре выветривания коренного ложа.

Комплекс вулканических (лавовых) образований. Вулканические породы распространены в основном в долине р. Дебед. Толща вулканических пород расчленяется на нижнюю и верхнюю свиты. Нижняя свита представлена долеритовыми базальтами, а верхняя—андезито-дацитами.

Долеритовые базальты темно-серые и серые, мелкозернистые, плотные. Они являются водоупором подземных вод, формирующихся в верхней толще андезито-дацитов.

Андезито-дациты имеют серый и темно-серый цвет, пористые, трещиноватые. В своих недрах они заключают мощные водные потоки. Андезито-дациты на многих участках покрыты продуктами выветривания и мощными глыбовыми скоплениями. Последние благоприятствуют инфильтрации атмосферных осадков и временных поверхностных водотоков.

Лавы имеют большое площадное распространение в пределах Лорийского плато, откуда в виде узкого потока протягиваются к югу и востоку и заполняют долину р. Дзорагет и Дебед.

Базальты Лорийского плато состоят из нескольких потоков, отличающихся друг от друга по характеру и времени излияния. Мощность отдельных потоков базальтов колеблется от 2—3 до 20 метров. Потоки отделяются друг от друга прослойками суглинков и пепла, мощностью до 3-х метров. Выходы подземных вод в виде родников в районах распространения этих лав ограничены.

Базальтовые лавы в виде потоков тянутся по ущелью р. Дебед от пос. Туманян до ж. д. станции Садахло с некоторыми перерывами, образуя узкие плато и террасовидные останцы, покрытые слоем делювиально-пролювиальных образований и частично вулканическими песками. Общая мощность их местами достигает 300 метров. Лавы сильно трещиноватые, местами отмечаются громадные пещеры и пустоты. Растительный покров на лавах представлен разнообразными травами и культурными растениями. Благодаря этим обстоятельствам лавы являются превосходным коллектором атмосферных осадков, которые очень быстро проходят сквозь них, накапливаются на контакте лав с подстилающими вулканогенными породами. Этот контакт хорошо отбивается в ущельях рек Дзорагет и Дебед, которые дренируют толщу базальтов. Однако, ввиду незначительной площади распространения, лавы в долине р. Дебед слабо обводнены.

Комплекс известково-мергельных пород. Породы этого комплекса распространены в Ноемберянском, Иджеванском, Шамшадинском, Гугаркском районах и по времени образования относятся к юре и мелу.

Верхнеюрские известняки развиты в левобережной части реки Агстев в районе гор. Иджевана. Представлены они трещиноватыми породами светло-серого цвета.

Известняки нижнемелового возраста распространены в Шамшадинском районе, где протягиваются узкой полосой вдоль северных склонов гор по направлению гор. Иджеван—сс. Берд и Норашен. Известняки мраморизованные, частично окремненные, трещиноватые. Мощность их колеблется от 70 до 100 метров.

Известняки верхнего мела—плотные, сильно трещиноватые, рассланцованные, с преобладанием тонкоплитчатых разностей.

Породы описываемого комплекса сильно выветрены; сеть трещин развита как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, глубина трещин выветривания небольшая.

Толща известняков характеризуется спорадическим распространением трещинных вод. Сложенные ими структуры вследствие наличия крутых склонов, сильно пересеченного рельефа и отсутствия водоупорных горизонтов хорошо дренируются. Выпадающие атмосферные осадки не успевают проникать глубоко по трещинам, а на участках, где проникают, то беспрепятственно уходят вглубь или разгружаются в речную сеть.

Местами по крутым обрывистым склонам хребтов, сложенных отмеченными породами, наблюдаются многочисленные родники, иногда с большим дебитом. Родники выходят как из трещин скальных пород, так и из перекрывающих делювиальных наносов и осыпей. Наиболее мощные родники распространены в районе гор. Иджевана, сс. Кривой мост, Н. и В. Агдан, а также у подножья г. Джейран-олан. Родники—нисходящие.

Подземные воды, вскрытые буровыми скважинами в более глубоких горизонтах, обладают напором. По данным скв. № 14, пробуренной во дворе пив-завода гор. Иджевана, вода появилась на глубине

117,5 м в мергелистых трещиноватых известняках, а уровень воды установился на глубине—18,5 м от дневной поверхности. Удельный дебит скважины составляет 0,23 л/сек/м.

Аналогичная картина наблюдается в скважине № 16, пробуренной в 800 м к СЗ от с. Верхний Агдан. Водоносные трещины вскрыты в интервалах 62,8—74,5 м и 132—140,9 м в мергелистых трещиноватых известняках.

Вода появилась на глубине 62,8 м и установилась на уровне—1,0 м от дневной поверхности. Удельный дебит скважины 1,09 л/сек/м.

Так как циркуляция подземных вод происходит в трещинах различной ориентации, пробуренные здесь горизонтальные и горизонтально-восстающие скважины вскрыли трещинные воды. Скважина № 17, пробуренная в 4,8 км к ЮЗ от гор. Иджеван, вскрыла водоносные трещины в интервалах—101,2—103,9 м, 145—146 м, 226,4—227,0 м с дебитом соответственно—0,2 л/сек, 12,5 л/сек. Аналогичные результаты получены по скважинам № 18, 19, 20, пробуренным на территории Иджеванского района.

Отдельные мощные выходы подземных вод (до 7—10 л/сек) отмечаются также в зонах тектонических нарушений.

В целом породы рассматриваются как водообильные с модулем подземного стока от 1,5 до 7,0 л/сек/км^2.

Колебание расхода родниковых вод описываемого комплекса находится в зависимости от гипсометрической отметки, выхода подземных вод и площади области питания. Родники высокогорной зоны характеризуются незначительным расходом и весьма переменным режимом. Режим родников среднегорной зоны носит относительно постоянный характер—соотношение максимального расхода к минимальному не превышает 2—2,3, при этом период максимальных расходов для низко расположенных родников наступает в июле, а высоко расположенных родников—в мае.

Более устойчивый режим имеют воды, выходящие из горизонтальных скважин.

Воды комплекса известково-мергельных пород—пресные (0,15—0,99 г/л) и относятся преимущественно к гидрокарбонатному кальциевому типу.

Комплекс вулканогенных пород—имеет широкое распространение в центральной и северной частях рассматриваемой зоны, где представлен трещиноватыми порфиритами, кератофирами, их туфами и туфобрекчиями с суммарной мощностью до 2000 метров. Вулканогенная толща слагает обширную антиклиналь северо-западного простирания. Рельеф участков, сложенных породами рассматриваемого комплекса, исключительно сильно изрезан, покрыт большей частью лесами и кустарниками.

Вулканогенная толща юрского времени на территории северной части Армении широкой полосой протягивается от Туманянского района на юго-восток до Мургузского хребта. Представлена она, в основном, порфиритами и туфобрекчиями.

Породы вулканогенной толщи мелового возраста распространены в бассейнах рек Агстев и Тавуш, представлены туфобрекчиями, реже порфиритами.

Толща вулканогенных пород в общей массе слабо трещиновата, относительно большой трещиноватостью отличаются порфириты и туфобрекчии среднеюрского и третичного времени.

Водоносность вулканогенной толщи описываемой территории не-

большая. Вследствие крутизны склонов, сильной изрезанности рельефа и перекрытости пород наносами, выпадающие атмосферные осадки лишь частично проникают вглубь, обводняя контакт наносов с коренными породами. Вследствие этого родники, выходящие из-под делювия, в основном маломощные и зачастую носят сезонный характер.

Порфириты и туфобрекчии среднеюрского возраста местами отличаются хорошей водопроницаемостью, вследствие интенсивной дислоцированности и трещиноватости.

Основная часть приуроченных к ним подземных вод не выходит на дневную поверхность, а накапливается в глубоких горизонтах, в трещиноватых резервуарах, что подтверждается вскрытием фонтанирующей воды скважиной № 1 (16), пробуренной в пос. Ленрудник. Скважина дала самоизлив с глубины 275 м с дебитом 2 л/сек. Подземные выработки Алавердского, Агвинского, Ахтальского и Шамлугского месторождений также вскрыли трещинные воды на глубоких горизонтах с дебитом от капежа до 3,0 л/сек.

Родники, приуроченные к трещинам пород, большей частью, имеют дебит до 0,2 л/сек, и лишь в местах, где вулканогенная толща прорвана интрузиями (Туманянский район), дебит родников достигает 8,0 л/сек.

Модуль подземного стока вулканогенных пород в пределах рассматриваемой зоны варьирует от 0,25 л/сек/км^2 (Иджеванский район) до 0,6 л/сек/км^2 (Туманянский район).

Порфириты вулканогенной толщи в Ноемберянском районе безводны, вследствие незначительной трещиноватости, небольшой площади питания, характера рельефа и др.

Режим подземных вод, связанных с данным комплексом, подвержен значительным колебаниям. Преобладающее большинство родников, приуроченных к породам порфиритовой серии, имеет сезонный характер. Объясняется это тем, что циркуляция подземных вод происходит в верхней зоне выветривания, на глубинах порядка 20—25 м, вследствие чего они находятся в полной зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. По данным скважины № 801, пробуренной в с. Ревазлу Иджеванского района, обводненная зона вскрыта на глубине 20 м в туфобрекчиях.

Аналогичная картина наблюдается в Шамшадинском районе (скв. № 1119, 1127), где зона трещиноватости ниже глубины 20—25 м, не распространяется. Удельный дебит скважин не превышает 0,03 л/сек/м.

В годовом ходе колебание расхода родников, приуроченных к коре выветривания порфиритов, варьирует в широких пределах и не подчиняется определенной закономерности.

Максимальный расход наблюдается в период весеннего половодья, и, в зависимости от гипсометрического расположения родников, продолжается до июля, а минимальный—в декабре—январе. Коэффициент неравномерности (соотношение максимального расхода к минимальному) колеблется в широких интервалах—от 1,25 до 8,0, т. е. от относительно постоянного значения до весьма переменного. По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатному кальциевому и гидрокарбонатному натриевому типам с сухим остатком от 0,14 до 0,92 г/л и в качественном отношении вполне удовлетворительны для питьевого водоснабжения.

Комплекс вулканогенно-осадочных (туфогены) пород. Объединяет туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты мезо-кайнозоя, которые имеют широкое распространение в юго-западной части рассматриваемой зоны. Этими породами сложены отдельные

площади Сомхетского, Гугарацского и Мургузского хребтов. Вся область их распространения характеризуется сильно расчлененным средне- и высокогорным рельефом.

Породы комплекса отличаются слабой трещиноватостью, проникающей до глубины 30—40 м, за исключением зон разрывных нарушений.

Большая часть родниковых вод этого комплекса приурочена к контакту коренных пород с делювием.

Следует отметить, что относительно повышенная обводненность вулканогенно-осадочных пород отмечается на слабо эродированных и менее крутых участках склонов и привершинных плато. В условиях разнообразия геологических образований и сильной расчлененности рельефа, исключается возможность формирования значительных по площади водоносных горизонтов и наблюдаются лишь небольшие обводненные участки и зоны. На этих участках локализованы области питания, циркуляции и дренажа.

Совпадение областей питания, распространения и дренажа является характерной особенностью почти всех участков развития вулканогенно-осадочных пород. В целом водоносность пород рассматриваемого комплекса крайне неравномерна.

Песчаники верхнемелового возраста имеют ограниченное распространение в Ноемберянском районе. Родники, выходящие из этих песчаников, в основном, имеют дебит от 0,1 до 0,5 л/сек. Выход крупного родника из этих песчаников отмечен у с. Котигех (дебит до 3-х л/сек), на базе которого организовано водоснабжение данного села.

Крупные родники отмечены также в районе сс. Чинги и Тоуз с дебитом до 2—2,5 л/сек. Воды всех родников пресные и используются для питьевых и хозяйственных целей.

Туфогенные породы Мургузской толщи характеризуются значительной обводненностью в полосе, примыкающей к зоне разрывных нарушений. Здесь дебит отдельных родников достигает 5 л/сек. Общий модуль подземного стока равен 1,5—5,0 л/сек/км^2.

В Туманянском районе, в разрезе Сомхетского хребта наиболее водообильными являются средне- и верхнеюрские песчаники, которые слагают основание полого-всхолмленного водораздельного гребня Цулукарского отрога. Здесь песчаники вмещают, перекрываются, а местами прорываются пластовыми телами альбитофиров и погружаются на С—СВ к бассейну р. Бануш.

Песчаники охвачены густой сетью трещин отдельностей и зонами дизъюнктивных нарушений. Пластовые тела альбитофиров, перемежающие пласты песчаников, также представлены трещиноватыми, плотными породами; по степени водопроницаемости они не уступают песчаникам и являются основными транспортерами трещинных вод. Корни внедрения альбитофиров, тяготеющие к северным склонам водораздельного гребня, в условиях моноклинального пологого падения песчаников на С—СВ, безусловно, местами создают водоупорную преграду, что в свое время было отмечено А. И. Германовым; однако, ввиду несплошного характера указанной водоупорной завесы по простиранию моноклинального крыла (вдоль водораздельного гребня) и наличия многочисленных секущих разрывных нарушений, часть трещинных вод песчаников проходит между корнями внедрения альбитофировых силл, затем движется по плоскости напластования песчаников и дренируется в бассейне р. Бануш.

Как было отмечено, водоносность вулканогенно-осадочных пород

обычно ограничивается глубиной коры выветривания. В этом отношении исключение составляет бассейн р. Марцигет. Пробуренные здесь в 1951—1953 гг. трестом «Кавказуглегеология» скважины вскрыли три напорных водоносных горизонта, приуроченных соответственно (сверху—вниз) к следующим породам:

1) туфопесчаникам и туфобрекчиям, залегающим на глубине порядка 120—200 м, водоупором которых служат мергелисто-глинистые отложения. Средняя мощность горизонта 80 м. Дебит вод этого горизонта (по данным скважин) колеблется в пределах 0,5—2,5 л/сек. Температура вод колеблется в пределах 15—17°С. По типу вода относится к гидрокарбонатным кальциево-натриевым с минерализацией 0,3—0,6 г/л. Вода прозрачная, без цвета и запаха, пригодная для питья.

В пределах северного крыла Марцигетской синклинали горизонт имеет большую водосборную площадь, с чем, вероятно, связано постоянство расхода воды.

2) глинистым песчаникам и песчаникам, подстилающимися водоупорными ракушечниками и угленосными глинами, и перекрывающимися глинисто-мергелистым горизонтом. Водоносный горизонт залегает на глубине примерно 300—350 м; средняя мощность 50 м. Дебит скважин колеблется в пределах 0,1—2,0 л/сек. Вода гидрокарбонатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,4 г/литр. Температура воды 15—17°С, прозрачная, без вкуса и запаха, пригодная для питья.

3) базальным конгломератам, туфопесчаникам и туфобрекчиям среднего эоцена. Кровля водоносного горизонта залегает на глубине порядка 370 м. В скважинах, вскрывших этот горизонт, после интенсивного фонтанирования с бурным выделением газов установился постоянный дебит равный 0,01—0,02 л/сек. В воде в значительном количестве содержится H_2S. Температура воды 16°С с минерализацией 1,3 г/л. По типу вода гидрокарбонатно-хлоридная натриевая.

Таким образом, в пределах Марцигетской синклинали выделяется два выдержанных изолированных напорных водоносных горизонта—пресных вод и трещинных минеральных вод. Последние, по-видимому, связаны с системой трещин юрских отложений.

Комплекс интрузивных пород. Значительным распространением пользуются интрузивные породы, обнажающиеся в пределах Гугарацского, Мургузского и др. хребтов, в окрестностях сс. Чочкан, Ахпат, Цахкашат, Лорут, Марц, Атан, Качачкут, Шнох, Памбак, пос. Шамлуг, Воскресенка и др. Представлены они гранитами, гранодиоритами и сиенитами. Под действием денудационных процессов эти породы выветриваются, образуя на поверхности мощные скопления дресвы.

Породы в основном слабо трещиноватые, за исключением поверхностной зоны и контактовых частей интрузивных тел с окружающими вулканогенными породами. Рельеф участков, где обнажаются данные породы, сильно расчлененный, покрыт лесами.

Вследствие ограниченного площадного развития и расчлененности рельефа, эти породы не содержат в себе запасов подземных вод и поэтому особой роли в гидрогеологии района не играют. Дебит преобладающего большинства родников, приуроченных к интрузивным породам, не превышает 0,5—1,0 л/сек, лишь в зоне разрывных нарушений северных склонов Мургузского хребта отмечаются некоторые родники с дебитом 5,0—10,0 л/сек.

Часть подземных вод проникает в кору выветривания интрузивных пород и накапливается в контактовых частях с окружающими породами. Вследствие слабой трещиноватости пород, мощной покрышки делю-

виальных отложений и незначительного количества атмосферных осадков все указанные породы обводнены весьма слабо.

Подземные воды северо-восточной части Армянской ССР преимущественно пресные, гидрокарбонатные, холодные (до 20°С), без цвета, без запаха и вкуса. Сульфатные и хлоридные воды имеют весьма небольшое распространение и связаны с рудничными водами и загрязнением подземных вод промышленными отходами.

Подземные воды рассматриваемой территории в зависимости от приуроченности их к различным литологическим разностям пород имеют следующую характеристику:

Подземные воды базальтов, андезито-базальтов и андезито-дацитов слабо минерализованы с температурой 5—7°С. Минерализация этих вод колеблется в пределах от 80 до 160 мг/л, а общая жесткость от 0,6 до 1,2 мг/экв. В тех случаях, когда подземные воды проходят через делювиальные и аллювиальные отложения, минерализация достигает 200—300 мг/л, а общая жесткость 1,2—3,5 мг/экв. Воды эти используются населением для питьевых и хозяйственных нужд.

Подземные воды, приуроченные к карбонатным породам (известняки, мергелистые известняки) гидрокарбонатные кальциевые, со сравнительно повышенной минерализацией (400—1000 мг/л). Высокая их минерализация обусловлена интенсивностью выщелачивания пород подземными водами, насыщенными углекислотой. Несмотря на высокую жесткость, воды родников используются населением для питья.

Подземные воды, приуроченные к порфиритам и туфобрекчиям, слабо минерализованные (до 200—250 мг/л), гидрокарбонатные кальциевые. Вследствие неглубокой циркуляции, температура этих вод высокая, особенно в предгорных частях Шамшадинского, Иджеванского и Ноемберянского районов.

ЗОНА ВНУТРЕННИХ ХРЕБТОВ

Выделенная зона охватывает систему близширотных хребтов Севано-Ширакской тектонической зоны в пределах бассейнов верхних течений рек Памбак, Агстев, Гетик, Дзкнагет и Мармарик.

В пределы зоны входят Базумский, Ширакский, Памбакский, Арегунийский и Севанский средне- и высокогорные складчато-глыбовые хребты, разделенные продольными близширотными долинами. Географическое положение и экспозиция хребтов обуславливают более интенсивную и резкую расчлененность их южных склонов.

Северные, менее расчлененные склоны названных хребтов покрыты на многих участках мощным чехлом рыхлообломочных новообразований и лесной растительностью.

Зона в целом характеризуется преимущественно холодным горным климатом. Среднегодовая температура 2—6°С, годовая сумма осадков 500—800 мм, баланс влаги в целом положительный.

В геологическом отношении зона сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами мезозоя и третичного периода. Весь разрез прорван кислыми, основными и ультраосновными интрузиями палеозой-неогенового возраста. В пределах зоны фундамент представлен комплексом метаморфических сланцев кембрия—докембрия, обнажающимся в пределах Апаран-Арзаканского массива.

В геоструктурном отношении рассматриваемые хребты входят в Севано-Ширакскую интрагеосинклинальную зону. Здесь структуры ундулирующие, имеют преимущественное широтное простирание. Преобладают четкообразные структуры, осложненные сбросами и надвигами.

В гидрогеологическом отношении эти структуры преимущественно раскрытые, промытые. Для свит, сложенных туфогенными и карбонатными породами, характерно наличие локальных зон пластово-трещинных вод. Подземные воды большей частью приурочены к трещиноватой зоне коры выветривания. Возможно наличие напорных вод в крупных закрытых синклинальных структурах. Наиболее водообильны зоны разрывных нарушений, проходящих вдоль Ширакского, Базумского и Памбакского хребтов.

Ниже приводится характеристика отдельных геолого-гидрогеологических единиц зоны внутренних хребтов.

БАЗУМСКИЙ ХРЕБЕТ

Базумский хребет расположен в северо-западной части АрмССР и вытянут с запада на восток и юго-восток. Северной границей хребта являются южные отроги Джавахетского хребта и долина р. Дзорагет, с востока—северо-западные отроги Мургузского и Арегунийского хребтов, с юга—бассейны рек Памбак и Чичхан, с запада—бассейн р. Ахурян.

Территориально рассматриваемый хребет входит в пределы Гукасянского, Степанаванского, Гугарского и Спитакского районов АрмССР.

Базумский хребет протягивается от южной оконечности Джавахетского хребта на восток—юго-восток до ущелья р. Памбак, где сочленяется с Халабским хребтом, являющимся его орографическим и структурным продолжением. Длина хребта вместе с Халабским около 85 км, максимальная ширина 20 км. Хребет характеризуется структурным, денудационно-эрозионным сильно расчлененным рельефом. Средняя абсолютная отметка хребта колеблется в пределах от 2100 до 2300 м.

На высокогорном поясе западной части хребта отдельные вершины достигают 2700—3000 м высоты (Анаб—3016 м, Урасар—2992 м и др.).

В районе г. Кировакана, хребет пересекается р. Памбак, образуя глубокую теснину с крутыми берегами. Рассматриваемый хребет характеризуется сильно пересеченным рельефом с отдельно выступающими вершинами, узкими глубокими ущельями и впадинами речных долин.

Основными морфологическими типами хребта являются возвышенности и межгорные впадины. К межгорным впадинам относятся Чичханская и Дзорагетская, которые характеризуются ровным, спокойным рельефом (в верховьях) с пологим повышением к склонам хребта.

Ледниковые формы рельефа встречаются на склонах хребта, в верховьях рек Чичхан и Дзорагет, где встречаются флювигляциальные и моренные отложения, являющиеся результатами ледниковой деятельности.

Климат рассматриваемого хребта умеренно холодный, горный, со значительными суточными и годовыми амплитудами колебаний температуры воздуха. Наиболее холодным месяцем является январь, а наиболее теплым—август.

Среднемесячная температура июля колеблется от 16,5 до 19,6°С. Абсолютный максимум колеблется от 31,3° до 33,8°С, а абсолютные минимумы доходят до —29,2°С. Многолетнее среднегодовое количество осадков в зависимости от гипсометрических высот колеблется в пределах 500—700 мм.

Почвенно-растительный покров хребта, как и весь комплекс подвержен вертикальной зональности. В бассейнах рек Дзорагет и Чичхан развиты горно-луговые почвы, которые в равнинных частях сменяются на горно-черноземные с богатой растительностью. Высокогорные зоны

покрыты альпийскими и субальпийскими лугами, ниже которых северные склоны хребта покрыты лесом (дуб, кедр, граб и др.).

Гидрографическая сеть представлена системой рек Памбак—Дебед. Северные склоны хребта дренируются притоками р. Дзорагет, а южные р. Чичхан.

Подробное описание р. Дзорагет будет дано при рассмотрении Лорийского плато, так как основной сток реки формируется за счет Джавахетского хребта и отмеченного плато.

Река Чичхан формируется у с. Башгюх в результате слияния двух ручьев—Санасарджур и Хотопджур. Протяженность реки 15 км. Она впадает в р. Памбак ниже с. Налбанд. Река меандрирует с сильным размывом левого берега. Скорость течения вод в начальной части реки 0,2—0,4 м/сек, а в устьевой 1,0—1,2 м/сек.

В геологическом строении Базумского хребта принимают участие вулканогенные и осадочные породы.

По литологическому составу и гидрогеологическим особенностям эти породы подразделяются на следующие водоносные комплексы.

Комплекс делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений имеет большое площадное распространение на склонах, обращенных к Лорийскому плато, а также в бассейне р. Чичхан.

Мощность наносных образований вниз по склонам возрастает и у подножьев местами достигает 25—30 м. Породы рассматриваемого комплекса представлены щебенисто-дресвянистыми и супесчано-суглинистыми образованиями, которые, большей частью имеют рыхлое сложение и являются хорошей средой для накопления атмосферных вод. Воды, поступающие в наносы, большей частью стекают по контакту их с коренными породами и выходят на дневную поверхность в виде малодебитных родников. На тех участках, где наносы подстилаются трещиноватыми породами, вода инфильтруется в зону коры выветривания последних. В среднегорной зоне северных склонов Базумского хребта, южнее сс. Катнахбюр, Куйбышев, Арманис и Гергер в эрозионных оврагах отмечаются многочисленные родники делювиального типа, большая часть которых в конце лета перестает действовать.

В отложениях конусов выноса правых притоков р. Дзорагет и временных водотоков отмечается постоянный поток подрусловых вод, которые питаются, как водами рек, так и трещинными водами коренных пород склонов оврагов. В пределах предгорного шлейфа северных склонов Базумского хребта отмечаются значительные по площади горизонты грунтовых вод, которые в отдельных случаях имеют незначительный местный напор.

Южные склоны хребта хорошо обнажены, покров наносных образований имеет спорадическое распространение, за исключением левого борта долины р. Чичхан, где отмечаются родники с дебитом 0,1—0,7 л/сек.

Значительная часть вод наносных образований, в виде рассеянных струй, поступает непосредственно в эрозионные врезы, формируя сток мелких ручьев.

Комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород имеет весьма большое площадное распространение. Представлен порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, а также различными туфогенными породами, которые слагают крылья Базумского антиклинория и широкой полосой прослеживаются от ущелья р. Памбак до Верхнеахурянской котловины.

Отмеченные породы преимущественно слабо трещиноватые, зона обводнения обычно ограничивается мощностью коры выветривания и носит спорадический характер.

Следует отметить, что относительно повышенная обводненность отмечается на слабо эродированных пологих участках склонов хребта и в зоне разлома, проходящего по северному крылу антиклинали. В условиях большого разнообразия геологических образований комплекса и сильно пересеченного рельефа формирование значительных по площади обводненных зон исключается. Обычно области питания, циркуляции и дренажа локально обводненных зон совпадают, поэтому ресурсы воды в них скудны, а родники большей частью претерпевают резкие колебания расхода.

В бассейне р. Черная и в верховьях р. Дзорагет констатированы родники с дебитом 1,7—2,4 л/сек, приуроченные к контакту интенсивно трещиноватых порфиритов и туфогенных пород, при этом почти повсеместно по своей обводненности туфогены уступают порфиритам.

Для отдельных площадей распространения порфиритов модуль подземного стока достигает 1,7—2,1 л/сек в то время как для туфогенов редко достигает 1,5 л/сек/км^2.

Комплекс известково-мергельных пород. Имеет небольшое площадное распространение, известковые породы обнажаются в северо-западной части Базумского хребта в бассейнах рек Желтая и Черная. Трещиноватость пород рассматриваемого комплекса развита как по плоскостям напластования, так и по разрезу отдельных пластов. Ширина трещин в известняках колеблется от нескольких миллиметров до 10 см.

Несмотря на небольшую площадь обнажения породы комплекса значительно обводнены. Коэффициент фильтрации карбонатных пород здесь колеблется в пределах от 3,7 до 14,3 м/сут, а модуль подземного стока от 1 до 4,5 л/сек/км^2.

Расход большинства родников, приуроченных к известково-мергельным породам, обычно не превышает 0,8—1 л/сек, но в зоне разлома отмечаются более мощные родники с дебитом до 2,7 л/сек.

Ввиду значительной трещиноватости известняков инфильтрационные воды просачиваются на значительную глубину и в эрозионных врезах дренируются руслами рек или поступают в перекрывающие склоны делювиальные образования.

Комплекс интрузивных пород представлен небольшими выходами гранитоидов в присводовой зоне северо-западной части Базумского хребта. Ввиду ограниченной площади питания и слабой трещиноватости интрузивные породы обводнены весьма слабо, редко встречающиеся родники малодебитны и в летнее время превращаются в мочажины.

Подземные трещинно-грунтовые воды Базумского хребта пресные, принадлежат к гидрокарбонатному кальциевому химическому типу и обладают высокими питьевыми качествами.

В пределах Базумского хребта, в зонах дизъюнктивных разломов отмечаются также выходы минеральных вод, которые по дебиту зачастую не уступают пресным родникам. Необходимо отметить, что в гидрогеологическом отношении Базумский хребет является одним из слабоизученных районов Армении.

ШИРАКСКИЙ ХРЕБЕТ

Ширакский хребет расположен в междуречье рек Ахурян, Памбак и Чичхан. Протягивается он в широтном направлении от долины р. Аху-

рян до устья р. Чичхан—притока р. Памбак и имеет длину около 80 км.

От средней части хребта отходят в меридиональном направлении два отрога, которыми он на севере сочленяется с Базумским, а на юге—Памбакским хребтами.

Эти отроги, южный из которых называется Ширакским (Джаджурским) перевалом, являются водоразделом водосборных бассейнов рек Ахурян и Памбак.

Над гребневой зоной хребта, имеющей среднюю высоту 2100—2200 м, возвышается наиболее высокая вершина Езнасар с абсолютной отметкой 2550 м.

По своему гипсометрическому положению и по формам рельефа хребет относится к среднегорным. Он имеет антиклинальное строение и характеризуется интенсивно расчлененным, эрозионно-денудационным рельефом.

Морфологически Ширакский хребет характеризуется отчетливой асимметрией склонов. Южные склоны крутые, на многих участках оголены и лишены растительного покрова. Здесь изобилуют селевые русла, выносы которых образуют широкий шлейф, притесняющий р. Памбак к югу.

Северные склоны хребта, обращенные к долинам рек Чичхан и Черной (приток р. Ахурян), пологие и на многих участках покрыты мощным чехлом рыхлообломочных образований. Последние местами обводнены и смещены оползневыми процессами.

Климат Ширакского хребта умеренно-холодный горный, характеризуется довольно суровой продолжительной (5—5,5 месяцев) зимой и теплым летом. Многолетняя среднегодовая температура колеблется от 5,6°С (Джаджур—восточный портал) до 4° (вершинная зона). Амплитуда колебания максимальных температур достигает 55—60°С. Снежный покров, мощностью от 30 до 80 см (в зависимости от гипсометрических высот) устанавливается в конце октября, в начале ноября и сохраняется до апреля—мая. В ложбинах северных склонов снег сохраняется до середины июня.

В пределах южных склонов обычно потепление начинается сразу, вследствие чего происходит интенсивное таяние снегов и резкое увеличение расхода рек.

Вследствие того, что меридиональные отроги, отходящие от центральной части хребта являются барьером для проносимой атмосферной влаги, количество выпадающих осадков повышенное и составляет в среднем 600—700 мм. В отдельные годы сумма осадков превышает 800 мм.

Широтное направление хребта предопределяет существенное различие микроклимата и природного ландшафта в целом в пределах его южного и северного склонов.

Гидрографическая сеть Ширакского хребта представлена притоками рек Памбак и Ахурян, общая характеристика которых дана в первой главе работы.

Густая сеть ущелий, оврагов и балок, изрезывающая склоны хребтов, интенсивно дренирует поверхностные и подземные воды, при этом отмечается большая водообильность ручьев, дренирующих северные склоны.

В геологическом строении Ширакского хребта участвуют различные по составу и генезису породы верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичного периода.

Наиболее древними породами являются отложения верхнего мела,

представленные средне- и тонкослоистыми, трещиноватыми известняками. Среди известняков встречаются мергелистые и песчанистые разности. Они обнажаются в ядре антиклинали и узкой полосой прослеживаются от центральной части хребта на запад до с. Канс на р. Ахурян.

На известняках верхнего мела без следов перерыва в осадконакоплении налегает свита чередующихся туфогенно-флишоидных пород палеоцена—нижнего эоцена, представленная туфопесчаниками, туфоалевролитами, аргиллитами и мергелями. Эти породы широкой полосой окаймляют верхнемеловые отложения и прослеживаются вдоль северного крыла антиклинали. Отмеченные породы несогласно перекрываются толщей переслаивающихся вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена с отдельными пластовыми залежами габбро-диоритового и габбро-перидотитового состава. Эти породы обнажаются в пределах южных склонов хребта вдоль оси антиклинали.

Неоген представлен андезитами, оливиновыми базальтами, туфобрекчиями и туфоконгломератами, которые имеют весьма ограниченное распространение и перекрывают различные горизонты мела и палеогена.

Плиоценовые вулканогенно-обломочные породы и галечники в пределах западной части хребта слагают южные крылья и круто погружаются на юг в Ширакскую котловину.

Четвертичные образования, представленные делювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями, преимущественно развиты на пологих склонах, в пределах предгорных шлейфов, конусов выноса и в поймах рек.

Интрузивные породы представлены продуктами основной и ультраосновной магмы, имеют небольшое распространение и в виде мелких выходов обнажаются преимущественно в центральной и западной частях хребта.

В структурном отношении Ширакский хребет представляет собой асимметричный антиклинорий с пологим северным и крутым южным крыльями.

По южному крылу складки вдоль ее оси проходит крупный разлом, по которому известняки верхнего мела надвинуты на породы среднего эоцена.

Природные факторы Ширакского хребта (гипсометрическое положение, расчлененность рельефа, крутизна и экспозиция склонов, литологический состав, условия залегания и трещиноватость пород, состав, сложение и распространение рыхлообломочных пород, климат и др.) в в целом исключают возможность образования в его пределах выдержанных горизонтов подземных вод.

Приподнятость хребта по отношению смежных долин, интенсивная расчлененность рельефа и слабая водопроницаемость пород, резко влияют на величину подземной составляющей водного баланса.

В силу отмеченных обстоятельств выпадающие атмосферные осадки, несмотря на значительное их количество, главным образом, формируют поверхностный сток и испаряются.

Лишь небольшая часть атмосферных вод просачивается в кору выветривания пород и, накапливаясь в наиболее трещиноватых участках, образует локальные обводненные зоны.

Глубина проникновения инфильтрационных вод обычно не превышает 30—50 м вследствие уменьшающейся с глубиной трещиноватостью.

Более благоприятны условия обводнения покровных наносных образований подножьев пологих склонов, отложений русел рек и кону-

сов выноса. Эти отложения имеют рыхлое сложение, поэтому легко поглащают часть осадков, выпадающих непосредственно на площади их распространения, воды, дренируемые из коренных пород склонов, а также поверхностный сток.

В пределах Ширакского хребта подземные воды имеют спорадическое распространение, приурочены к локальным трещиноватым зонам и характеризуются небольшими ресурсами, претерпевающими резкое количественное изменение в течение года.

Подземными водами особенно бедны южные склоны, в пределах которых, начиная от с. Налбанд до западной оконечности хребта, отмечается лишь несколько водообильных родников, которые приурочены к зоне надвига и имеют особые условия питания. Большинство родников маловодные и имеет сезонный характер.

На общем фоне скудности ресурсов подземных вод хребта, обводненность слагающих его комплексов пород различна.

Комплекс делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений. Делювиальные образования имеют широкое распространение на склонах северной экспозиции. Из этих образований на южных бортах долин рек Черная и Чичкан выходят многочисленные родники с дебитом 0,1—0,8 л/сек. Эти образования особенно водообильны на центральном участке хребта, примыкающем к Джаджурской центриклинали. Последняя представляет собой оваловидную впадину, дренирующую подземный сток окружающего горного обремления.

В подземных выработках, пройденных здесь с целью разведки угленосной толщи, отмечается значительный водоприток.

Аллювиально-пролювиальные отложения пойм рек и конусов выноса значительно обводнены за счет вод, дренируемых из коренных пород и вод, поступающих непосредственно из русел рек.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород имеет большое площадное распространение особенно в пределах северных склонов хребта, но исключительно беден подземными водами. Породы комплекса слабо трещиноваты и в целом являются водоупорными. Однако на площади распространения туфогенных пород встречаются родники с дебитом 0,8—1 л/сек, которые приурочены к оперяющим зону надвига нарушениям, а в пределах северного склона хребта, в долине р. Чичхан, к контактам различных свит.

В долине р. Черная, на северном склоне Ширакского хребта выходы некоторых родников приурочены к контакту туфогенных и габбро-диоритовых пород.

Комплекс известково-мергельных пород занимает большую площадь в центральной части хребта. По сравнению с другими породами они более водообильны, но на средних и верхних частях склонов выходы родниковых вод не встречаются. Объясняется это тем, что по литогенетическим трещинам, сообщающимся с трещинами выветривания поверхностной зоны, атмосферные воды просачиваются на значительные глубины и дренируются глубоко врезанными руслами рек.

Группа мощных родников, питающихся водами известково-мергельных пород, выходит в зоне надвига вдоль шоссейной дороги Кировакан—Ленинакан на расстоянии 1—1,5 км к западу от с. Лусахбюр. Наиболее сосредоточенный выход с дебитом около 20—25 л/сек приурочен к зияющим трещинам зоны перемятия пород. Остальные выходы расположены ниже линейным рядом между шоссейной и железной дорогами.

К западу от Ширакского перевала с зоной надвига связан целый ряд малодебитных родников.

Гидрогеологическая роль надвига заключается в следующем. Он представлен зоной перемятых, превращенных в глинку трения пород мощностью 2—3 м. Плоскость надвига полого падает на север и является непроницаемым экраном. Воды, просачивающиеся по трещинам пород южного склона хребта, накапливаются в висячем блоке надвига и, встретив водоупорный барьер, выходят на дневную поверхность.

Подземные трещинно-грунтовые воды Ширакского хребта претерпевают большие изменения режима расхода и температуры, за исключением вод глубокой циркуляции в зоне надвига.

Воды пресные (0,3—0,4 г/л), в известково-мергельных породах минерализация достигает 0,8—0,9 г/л, температура колеблется в пределах от 7 до 13°С в зависимости от гипсометрического расположения области питания и глубины циркуляции. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого типа.

ПАМБАКСКИЙ ХРЕБЕТ

Памбакский хребет занимает территорию от средней части Ширакского хребта у Джаджурского перевала до западных границ Севанской котловины. Ширина хребта составляет 15 км, рельеф его денудационно-эрозионный, структурный, отличается значительной расчлененностью. Высота гребневой зоны в центральной части превышает 2600—2800 м. Наивысшими точками здесь являются: г. Тежсар—3109 м, г. Маймех—3091 м, г. Архашан—3052 м, г. Халхал—2977 м и др. К западу и востоку от высокогорного пояса наблюдается общее понижение рельефа.

Склоны Памбакского хребта неодинаковы по своему облику: северный—короткий, до 5—6 км, крутой, южный—длинный, до 12—14 км, пологий, расчлененный на ряд отрогов.

Различная протяженность склонов, а также разница абсолютных отметок у их подножий (до 2000 м у южных и до 1500 м у северных) обусловили резко асимметричное строение поперечного профиля хребта и неравномерную развитость поверхностных форм в отдельных его частях. Центральная часть северного склона отличается большой крутизной и местами обрывистостью. В его основании в устьях рек, располагаются мощные конусы выносов с наклонными поверхностями (5—7°). Южный склон, наоборот, характеризуется сравнительно дробным эрозионным расчленением с большим количеством выходов коренных пород, образующих обрывы и останцы.

Юго-восточные и частично восточные склоны имеют множество горных отрогов в виде округлых увалов с мягкими формами. Склоны, обращенные к долине р. Раздан, резко расчленены глубокими оврагами.

Кроме перечисленных эрозионно-структурных форм в пределах района выделяются отдельные участки развития вулканического рельефа. Они представлены небольшими лавовыми потоками, образующими наклонные равнины и урочища Алтун-тахт, гор. Кировакана и в привершинной части г. Гяда Маймех. Поверхности их наследуют долавовый погребенный рельеф и характеризуются сильно эродированным бугристо-грядовым ландшафтом.

В целом климат Памбакского хребта умеренно-холодный. Зима продолжительная и многоснежная. Средняя температура воздуха в январе —1,3°С (Дилижан), —4,8°С (Кировакан), —7,0°С (Анкаван), —10°С (Раздан). Весна продолжительная, дождливая, лето прохладное

умеренное. Средняя температура июля +16°С (Анкаван), +17,3°С (Раздан), +18°С (Кировакан), +18,8°С (Дилижан).

Выпадающие осадки весьма обильны и составляют за год 569 мм (Кировакан), 572 мм (Дилижан), 591 мм (Анкаван), 597 мм (Раздан). Относительная влажность воздуха колеблется от 50 до 60%.

Большая пересеченность рельефа Памбакского хребта служит причиной пестроты направления ветров. В период мая—октября ветры дуют с возвышенностей в низины, а в июне—сентябре—в обратном направлении. Выше отметок 3000 м преобладают западные ветры. Среднегодовая скорость ветра достигает 5—6 м/сек.

Основными водными артериями, берущими начало на склонах хребта, являются: с севера—реки Агстев (верхнее течение), Памбак (среднее течение) с притоками Тандзут, Ванадзор и др., с юга—р. Мармарик с притоками Цахкадзор (Улашик), Меградзор, Агавнадзор и др. Общим в геоморфологии бассейнов этих рек является наличие эрозионных долин и узких пойм, а также развитие на склонах аккумулятивных и цокольных террас.

Большинство из них начинается в водосборных воронках, расчленяющих гребневую зону и верхние части склонов, а затем текут в глубоких V-образных долинах. Продольный профиль рек отличается, как правило, выпуклой формой, т. е. невыработанностью и наличием порогов и перекатов.

Питание рек смешанное. Источником его служат талые, дождевые и подземные воды. Из них только подземные воды имеют более или менее постоянный режим. Остальные источники питания неравномерны, вследствие чего режим рек крайне изменчивый в годовом разрезе. Так, максимум расходов для всех водотоков отмечается весной и осенью, минимум—летом и зимой.

Среднегодовой расход р. Агстев (Кривой мост) составляет примерно 13,3 $м^3$, модуль стока—7,0—0,1 л/сек/$км^2$. Эти же показатели для р. Памбак (Туманян) составляют соответственно 11,6 $м^3$ и 8,5 л/сек/$км^2$.

В районе Памбакского хребта развиты в основном горно-лесные почвы с подразделением на горно-лесные остепненные почвы и горно-лесные коричневые почвы сухих лесов и кустарников.

Для описываемого региона характерна степная растительность: злаковые и разнотравнозлаковые степи, местами с трагантовыми элементами.

В стратиграфическом разрезе Памбакского хребта принимают участие различные по возрасту толщи пород от верхнего протерозоя до четвертичного периода включительно.

Протерозой—нижний кембрий. Породы этого возраста обнажаются в верховьях р. Мармарик и ее притоков—ручья Ятам-дзор и Кемадзор, а также по левобережью р. Касах, слагая ядро Цахкуняцкого массива. Литологически они представлены различными метаморфическими образованиями: сланцами, гнейсами, амфиболитами, мраморами мощностью свыше 2000 м. Толща прорвана гранитоидными интрузиями.

Верхний мел (турон—сенон). На древнюю метаморфическую толщу резко трансгрессивно и несогласно налегают отложения верхнего мела, представленные конгломератами, переслаивающимися песчаниками, туфогенными песчаниками и туфами, свитой темных глинистых песчаников и аргиллитов, а также толщей известково-мергельных пород. Обнажаются эти породы преимущественно в западной части хребта, в верховьях р. Касах образуют отдельные выступы, обширное распространение имеют в бассейнах рек Качкара и Памбак, где мело-

вые породы под углом 50—80° погружаются к осевой части Памбакской межгорной впадины. Далее они простираются на восток и появляются из-под вулканогенной толщи эоцена уже на северо-востоке с. Фиолетово. На фоне общего погружения верхнемеловая толща осложнена мелкой вторичной складчатостью.

Палеоген. Сенонские известняки несогласно и трансгрессивно перекрываются мощной (более 2,5 км) толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, слагающих центральную полосу и всю восточную часть хребта. Палеогеновая толща представлена: а) среднеэоценовыми туфоконгломератами, кварцевыми порфирами, порфиритами и их пирокластами мощностью около 800 м, б) средне-верхне-эоценовыми туфоконгломератами, туффитами, андезитами и их туфами, трахи-андезитами, дацитами, липаритами мощностью 800—1000 м, в) верхний эоцен-олигоценовыми щелочными эффузивами мощностью около 750 м.

Олигоцен. Породы олигоцена имеют локальное развитие в пределах Кировоканской межгорной впадины и представлены песчано-глинистыми и туфовыми образованиями, трансгрессивно налегающими на вулканогенные породы среднего эоцена. Общая мощность толщи свыше 250 м.

Плиоцен—представлен разобщенными потоками трещиноватых андезитовых, андезито-базальтовых и андезито-дацитовых лав, залегающих в виде покрова в западной части Памбакского хребта, а также небольшими островками у сс. Улашик, Каракала, Алавар и др.

Четвертичные образования—представлены небольшим потоком андезитовых лав у гор. Кировакан, пластами вулканических туфов у сел Чайдарлы и Макарашен, а также аллювиальными и делювиальными отложениями.

Интрузивные породы представлены разнообразными гранитоидами, щелочными сиенитами и др.

В структурном отношении Памбакский хребет представляет собой крупный синклинорий, ось которого на всем протяжении складки ундулирует. Важную роль в гидрогеологии хребта играют дизъюнктивные нарушения. Южная граница хребта оконтуривается Анкаванским глубинным разломом. К Анкаванскому разлому у с. Улашик примыкает диагональный Галаварский разрыв надвигового характера. Простирание его СЗ 305—350°, падение СВ под углом 55—90°. Среди разрывов СВ простирания выделяется поперечный Улашикский сброс, рассекающий хребет примерно на две части.

Вдоль северных склонов хребта проходит система Дилижан—Кировоканских разломов сбросового характера.

Все перечисленные зоны дизъюнктивных дислокаций фиксируются с поверхности полосами дробления, смятия, рассланцевания и милонитизации пород. Вдоль многих из них наблюдаются следы интенсивной гидротермальной деятельности, травертиновые купола, а также выходы минеральных источников.

В стратиграфическом разрезе Памбакского хребта принимают участие различные по возрасту, генезису и водным свойствам комплексы пород от палеозоя до антропогена включительно.

Ниже приводится краткая характеристика водоносности отдельных литологических комплексов пород.

Комплекс делювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений—имеет широкое распространение и представлен различными литологическими типами рыхлообломочных образований.

При благоприятном сочетании физико-географических, литологи-

ческих и морфологических факторов, все генетические типы пород рассматриваемого комплекса являются средой локальных скоплений грунтовых вод. На пологих склонах северной экспозиции, в конусах выноса, а также в пределах предгорных шлейфов делювиальные и аллювиально-пролювиальные образования несут довольно мощные потоки грунтовых вод.

Рассмотрим гидрогеологические особенности главнейших генетических типов рыхлообломочных образований.

Аллювиальные отложения широко распространены в поймах рек Памбак, Агстев, Мармарик и др., представлены в основном песчано-галечными образованиями. Последние всюду заключают грунтовые водные потоки, питание которых происходит за счет атмосферных осадков и речных вод. Однако, вследствие небольших мощностей наносов, а также размеров самих долин, образование значительных по площади водоносных горизонтов исключается.

Грунтовые воды аллювиальных отложений широко распространены в пределах Памбакской, Спитакской, Кировоканской (бассейн реки Памбак), Мармарикской и Амзачиманской (верховье р. Агстев) впадин, где отмечается мощное скопление наносов. Часть этих впадин рассматривается в специальном разделе.

Делювиальные образования, представленные щебнисто-дресвянисто-супесчаными скоплениями, в виде различной мощности чехла, развиты на пологих склонах и у подножьев хребта.

Обводненность делювия носит спорадический и сезонный характер, за исключением случаев, когда делювиальный покров питается за счет трещинных вод подстилающих материнских пород.

Расход родников, связанных с делювием, невелик (0,1—0,3 л/с) и всецело зависит от количества атмосферных осадков, площади питания и типа наносов. В засушливое время большинство из них пересыхает. По химизму делювиальные воды отражают характер коренных пород, а также геохимические особенности самих почво-грунтов.

Комплекс лавовых образований—является наиболее обводненным. Воды лавовых образований циркулируют в андезитах, андезито-дацитах и андезито-базальтах, образующих небольшие разобщенные потоки в наиболее приподнятых (свыше 2000 м) участках хребта. Благодаря сильно развитой трещиноватости и хорошей обнаженности, эти породы являются отличными коллекторами атмосферных осадков и конденсаторами влаги. Подстилающие их слабо проницаемые вулканогенные отложения способствуют образованию в лавах отдельных водных струй, которые, после непродолжительной циркуляции, выклиниваются у их окончаний в виде многочисленных источников с дебитом от 1 до 5 л/сек. Такие выходы отмечены в сильно раздробленных андезитах урочища Алтунтахт, залегающих на нефелиновых сиенитах, а также на контакте андезито-базальтов с порфиритами и туфогенами в районе г. Гяда-Маймех и Ширакского перевала.

На андезито-базальтах у гор. Кировакан не зарегистрировано сколько-нибудь значительных выходов подземных вод ввиду того, что последние большей частью дренируются аллювиально-пролювиальными образованиями, налегающими на указанные породы.

Подлавовые воды характеризуются низкой минерализацией (100—200 мг/л), гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатным натриевым составом.

Температура подлавовых вод колеблется от 4 до 10°С и зависит от гипсометрического положения области питания и очага разгрузки.

Комплекс вулканогенных образований эоцена. Среди трещиноватых пород эоцена водоносными являются порфириты, туфы и туфобрекчии. Слагая большую часть Памбакского хребта, указанные разности в силу плохих коллекторских свойств характеризуются гораздо меньшей водообильностью, чем отмеченный выше лавовый комплекс. Водоносность вулканогенных пород определяется в основном трещинами отдельностей, кливажа, скола и напластования, которые развиты преимущественно в поверхностной зоне и не могут служить хорошими проводниками воды. Тем не менее в условиях обильно выпадающих осадков и конденсации атмосферной влаги в них накапливаются локальные ресурсы, питающие многочисленные родники с дебитом 0,5—1,0 л/сек. Встречающиеся иногда довольно крупные выходы с дебитом до 5,0 л/сек приурочены к раздробленным зонам тектонических нарушений.

Минерализация вод вулканогенных пород колеблется в широких пределах от 50 до 400 мг/л, закономерно возрастая от водоразделов хребта к его основаниям.

Комплекс известково-мергельных пород, включающий карбонатные породы сенона, обнажается на склонах Памбакского хребта в виде нешироких разобщенных полос, представленных трещиноватыми известняками, песчаниками, мергелями и др. Обводненность этих отложений на разных участках различна. Так, на участке Гаварского перевала, на отметках выше 2000 м, крупные выходы трещинных вод отсутствуют. Лишь на контакте карбонатных пород с вулканогенной толщей эоцена появляются единичные источники с дебитом 0,8—1,0 л/сек. Наоборот, на северных склонах хребта, в бассейне р. Качкара и у гор. Спитак в известняках зафиксирована группа родников со средним дебитом 2—3 л/сек. Несколько меньшая водообильность (0,9—1,5 л/сек) характерна для известняков, обнажающихся в ядре крутой Дзкнагетской антиклинали у с. Фиолетово.

Ввиду значительной раздробленности пород рассматриваемого комплекса можно было бы допустить существование горизонтов грунтовых вод, но этому препятствует ограниченность распространения пород и резкая пересеченность рельефа. В этих породах встречаются лишь локальные обводненные зоны.

По химическому составу воды известково-мергельных отложений идентичны между собой и являются гидрокарбонатными кальциево-натриево-магниевыми. В них, при преобладающем значении иона Ca (42—56% экв.) содержатся примерно одинаковые количества ионов Na (27—32% экв.) и Mg (16—26% экв.). Среди анионов господствует ион HCO_3 (91—94% экв.). Общая минерализация вод составляет 240—300 мг/л, а температура 8—10°С.

Комплекс метаморфических пород. Кристаллические породы древнего основания, несмотря на интенсивную раздробленность, относятся к наименее обводненным, так как основная часть трещин поверхностей зоны заполнена продуктами гидротермальной деятельности. Вытекающие из сланцев водные струи в большинстве случаев имеют незначительный дебит (0,1—0,8 л/сек), который лишь на отдельных участках зон нарушений повышается до 1,0 л/сек. По составу—это гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые или кальциево-магниевые воды с минерализацией от 100 до 200 мг/л и температурой 11—14°С.

Комплекс интрузивных пород. Интрузивные породы обнажаются на различных участках хребта и в целом занимают небольшую площадь. Трещиноватость характерна лишь для поверхностной зоны выветривания

интрузивных тел, поэтому обводненность носит локальный и временный характер. Несмотря на это, на массиве г. Тежсар и в западной части Памбакского хребта констатируются многочисленные выходы малодебитных родников (участок Спитакского перевала).

Воды, связанные с щелочными и нефелиновыми сиенитами, а также гранитоидами, слабо минерализованы. Они относятся к гидрокарбонатному кальциево-натриевому типу. Наименьшее содержание минеральных веществ 50—130 мг/л характерно для вод интрузивных пород—щелочных и нефелиновых сиенитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и т. д., которые четко выделяются повышенными концентрациями Ca (57—76% экв.) и Na (20—41% экв.) при полном отсутствии Mg. Из анионов присутствуют в основном ионы HCO_3 (62—81% экв.) и Cl (13—22% экв.), иногда SO_4 (10—15% экв.).

Воды кварцевых порфиров имеют минерализацию 90—250 мг/л. Большинство из них при том же анионном составе отличаются повышенным содержанием Na (52—65% экв.). В эффузивных породах северного склона хребта на участках сульфидных рудопроявлений встречаются гидрокарбонатные сульфатно-хлоридные воды, в которых параллельно с ростом содержания сульфат-иона несколько возрастает и общая минерализация (до 350 мг/л).

Таким образом, в пределах рассматриваемого хребта развиты грунтовые и трещинные воды. В целом они имеют локальное распространение в зоне приповерхностных трещин материнских пород региона, а также в рыхлых образованиях дна и склонов горных долин. Мощность зоны грунтового стока, равная глубине активного поглощения атмосферной влаги, составляет примерно 150—200 м от поверхности.

В пределах Памбакского хребта, вследствие слабой проницаемости горных пород, а также резкой расчлененности рельефа, преобладает поверхностный сток, нисходящая миграция подземных вод выражена весьма слабо. При этом, направление движения подземных вод и их разгрузка подчинены исключительно местной дренирующей овражно-речной сети. Миграция вод происходит исключительно быстро и завершается выходами по склонам ущелий и долин многочисленных источников с небольшим дебитом. Режим родников подвержен сезонным изменениям и тесно связан с количеством выпадающих осадков, а также с явлениями конденсации атмосферной влаги. Последняя особенно развита в высокогорном поясе Памбакского хребта, вершины которого большую часть года бывают закрыты туманом.

На водоразделах и склонах, сложенных коренными породами, условия для накопления грунтовых вод неблагоприятны, так как значительная часть осадков расходуется здесь на поверхностный сток. Грунтовые потоки сосредоточены преимущественно в пределах лавовых покровов, разбитых по всей мощности литогенетическими трещинами, а также в рыхлых отложениях дна и склонов долин. На этих участках нередко встречаются крупные источники с довольно высоким дебитом и наиболее постоянным режимом.

По химическому составу грунтовые воды представлены пресными и ультрапресными разновидностями. При незначительной общей минерализации (0,1—0,3 гр/л), большинство из них имеют гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый и гидрокарбонатный кальциевый состав. На этом фоне выделяются локальные потоки пресных хлоридно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод зоны Улашикского нарушения, гидрокарбонатно-сульфатных натриево-

кальциевых вод участков развития мелких сульфидных рудопроявлений.

Температура грунтовых потоков в большинстве случаев отображает среднегодовую температуру воздуха. Исключение составляют пресные воды источника Такахпюр, циркулирующие на контакте щелочных интрузивов с вмещающими вулканогенными образованиями, температура которых на выходе составляет 27°С.

АРЕГУНИ-СЕВАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Севанский хребет самый высокий из складчато-глыбовых хребтов внутренней зоны Армянской ССР, является водоразделом между бассейном озера Севан и речной системой правых притоков р. Куры. К северу от с. Шорджа он узкой перемычкой соединяется с Арегунийским хребтом (с вершиной Кирхити-даг). От вершины г. Шах-даг (2901 м) Севанский хребет на сравнительно низких высотах (2400—2600 м) протягивается в юго-восточном направлении, а далее, воздымаясь, проходит через вершины гор Коджа-даг и Гинал-даг и соединяется с Зангезурским хребтом.

Несмотря на свои значительные высоты, хребет лишен следов оледенения, и поэтому здесь господствует среднегорный структурный рельеф. Хребет отличается резкой асимметрией поперечного профиля. Северо-восточные его склоны широкие и в общем довольно пологие, юго-западные—обращенные к Севанской котловине, весьма узкие, крутые и нередко обрывистые, особенно в северо-западной части хребта.

Юго-западный склон Севанского хребта прорезан многочисленными речными долинами, которые несколько различаются по размерам, но морфологически очень сходны между собой. Кроме долин, начинающихся от водораздела хребта, юго-западный склон рассекается рядом более коротких и менее глубоких оврагов, часто лишенных постоянного водотока, которые достигают подножья хребта, не впадая в более крупные долины.

Арегунийский хребет имеет небольшую ширину и длину и отличается значительной асимметрией склонов. Северный склон его несколькими уступами, сперва плавно, а затем более круто опускается к котловине р. Гетик. Южный склон резким ступенчатым обрывом спускается к впадине оз. Севан. Водораздельная область имеет мягкий увалисто-холмистый рельеф. Южный склон отличается крутизной и выпуклостью. Он расчленен относительно слабо разработанными, весьма крутосклонными ложбинами.

Наличие в районе такого крупного водоема, как оз. Севан, и большая высота расположения озера обуславливают сравнительную однородность климата, при большой разности абсолютных отметок. Здесь чередуются нагорно-степной и альпийский пояса и только в высокогорной части района холодный горный климат альпийской зоны переходит в горно-тундровый.

Зима умеренно-холодная с продолжительным устойчивым снежным покровом. Самый ранний снежный покров в высокогорной зоне наблюдается в начале октября, а самый поздний сход снежного покрова—в конце мая. Число дней со снежным покровом на отметках 2500 м и выше достигает 160. Снежный покров на средних высотах достигает 40 см.

Лето—умеренно-теплое, солнечное. Среднегодовая температура по многолетним наблюдениям равна 3,6°С. Годовая амплитуда равна 24,5°С.

Наиболее холодными месяцами являются январь и февраль, наибо-

лее теплыми—июль и август. Переход температур постепенный. Резкое повышение температуры наблюдается в апреле—июне (среднее до 40°С), наиболее резкое падение температуры наблюдается в сентябре—ноябре (среднее 6°С).

Относительная влажность воздуха сравнительно большая, в среднем за год 70%. Количество атмосферных осадков за год в среднем равняется 423 мм. По сезонам сумма атмосферных осадков распределяется примерно следующим образом: весною—115 мм, летом—128 мм, осенью—124 мм, зимою—56 мм.

Наиболее крупными речными системами являются правые притоки р. Масрик—реки Зод и Конгур.

Река Зод берет свое начало на западном склоне Севанского хребта на высоте 2400 м и течет в направлении с востока на запад. Длина реки примерно 15 км, площадь водосбора превышает 50 кв. км.

Река Конгур берет свое начало с западных склонов Севанского хребта на высоте 2500—2600 м и течет также с востока на запад. Длина реки до с. Агеахуш составляет примерно 15 км. Далее она поворачивает строго на юг и теряется в прибрежных отложениях озера. Площадь водосбора 40 кв. км.

Реки Зод и Конгур в своих частях образуют узкие ущелья с отвесными высокими бортами. В дальнейшем к западу борта немного отступают и реки текут по широкой долине.

Река Гетик начинается несколькими истоками на северных склонах Севанского хребта и впадает в р. Агстев. В верхнем течении р. Гетик имеет характер равнинной реки, долина ее хорошо выработана, имеет широкую заболоченную пойму и целую серию террас.

Из многих незначительных по дебиту речек следует отметить р. Инакдаг, берущую начало с юго-западных склонов горы 2456,3 м, и текущую с востока на запад. Длина ее составляет 4—5 км, долина реки характеризуется своим асимметричным строением.

Реки малодебитны. Половодье на всех реках начинается в конце марта или в начале апреля и длится до конца июня. В продолжение всего остального времени года уровни воды в реках относительно стабильны.

Основное развитие в районе получают обедненные довольно сухие луга с невысоким травянистым покровом в основном из однородных злаковых растений. Отметки произрастания субальпийских лугов колеблются в пределах от 2140 до 2590 м.

Альпийские луга развиты на отдельных незначительных по площади участках, расположенных на высоте 2750—2900 м. Здесь встречается ряд представителей альпийской флоры.

Арчевые леса, представленные преимущественно древовидным можжевельником, поднимаются высоко по склонам Севанского хребта до высоты 2600 м.

Развиты горно-коричневые и горно-луговые почвы. Горно-коричневые почвы сухих лесов и кустарников занимают значительную площадь. Почвообразующей породой является известняк и коренные изверженные породы. Нижние горизонты отличаются высокой карбонатностью. Горно-луговые почвы распространены в водораздельной части Севанского хребта. Здесь, в зависимости от высоты, выделяются горно-луговые коричневые типичные и горно-луговые дерново-торфянистые почвы альпийских лугов.

Рассматриваемые хребты характеризуются сложным геологическим строением, которое обуславливается разнообразием литологического состава пород и их возраста, внедрением крупных и малых интрузив-

ных тел различного состава (от ультраосновных до кислых) и, наконец, неоднократными тектоническими движениями, приведшими к изменению нормального расположения стратиграфических свит.

Отложения нижнего сенона имеют широкое распространение и представлены вулканогенной толщей. Литологически эта толща характеризуется измененными диабазовыми и порфиритовыми лавами и подчиненными им линзами мраморизованных рифовых известняков, известковистых песчаников и песчанистых известняков. Общая мощность достигает 1000 м.

Верхний сенон представлен свитой известняков и мергелей, согласно перекрывающих отложения нижнего сенона. Общая мощность составляет примерно 1200 м. Отложения верхнего сенона без видимого углового несогласия сменяются породами палеоцена (трансгрессивная свита базальных конгломератов и песчанистых известняков) общей мощностью 270 м.

Средний и верхний эоцен представлен вулканогенной толщей (порфириты, туфобрекчии и туфоконгломераты) мощностью 1500 м.

Отложения олигоцена развиты в районах сс. Зод и Инакдаг. Представлены они андезитами, липаритами, туфобрекчиями и известняками.

Отложения плиоцена с видимой мощностью в 150 м имеют незначительное распространение. Они узкой полосой обнажаются к западу от с. Памбак и выражены толщей конгломератов и брекчий с прослойками суглинков.

Современные отложения выражены аллювиально-делювиальными наносами, представленными галечно-щебневым, галечным и песчано-глинистым материалом.

В тектоническом отношении рассматриваемые хребты входят в складчатую зону Армении и образуют так называемую Севанскую интрагеосинклинальную зону. Она характеризуется широким развитием мощных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований мезо-кайнозоя.

Для Севанской зоны характерно то, что интрузивный магматизм имел здесь довольно мощное проявление, в результате чего образовалась полоса ультрабазитов.

Интенсивные колебательные и горообразовательные процессы породили основные тектонические структуры исследованной области, представленные антиклиналями и синклиналями.

В пределах Севанской зоны, кроме складчатой дислокации имели место также дизъюнктивные нарушения как сбросового, так и надвигового характера.

Питание подземных вод Арегунийского и Севанского хребтов происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, причем значительная роль принадлежит снеготаянию.

Областью питания подземных вод являются наиболее возвышенные участки, расположенные в приводораздельных частях хребтов и составляющие небольшие площади (измеряемые в 3—5 кв. км) для каждого отдельно взятого речного бассейна.

Ниже приводится краткая характеристика водоносности отдельных литологических комплексов, слагающих описываемые хребты.

Комплекс рыхлообломочных новообразований. Воды циркулируют по обычно маломощному наносному покрову коренных пород. Благодаря исключительной обнаженности хребтов воды этого комплекса имеют весьма ограниченное распространение и теснейшим образом связаны с выпадением осадков. В период дождей выходы этих вод весьма много-

численны. Дебиты их колеблются от 0,2—0,3 л/сек до мочежин. Большая крутизна склонов и маломощность коры выветривания пород не благоприятствуют накоплению значительного количества влаги. Продолжительность существования выходов чрезвычайно небольшая.

Воды подзоны аэрации характеризуются весьма малой минерализацией и высокими питьевыми качествами. По химическому составу они в основном гидрокарбонатные кальциевые. В отдельных случаях в катионном ряду наблюдается превалирование Na^+ над Ca^{2+} или Mg^{2+} над Ca^{2+}. Общая минерализация колеблется от 111 до 209 мг/л, в среднем составляет 150 мг/л.

Циркуляция грунтово-трещинных вод в основном происходит по двум различным по составу комплексам пород: вулканогенно-осадочных и пород основного и ультраосновного состава. Эти комплексы значительно приподняты по отношению к региональному базису эрозии и располагаются в зоне интенсивного выщелачивания.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород. Аналогичность водных свойств двух вулканогенно-осадочных толщ средне-верхнего эоцена и нижнего сенона позволило нам объединить их в один комплекс—вулканогенно-осадочных пород, занимающих значительную площадь. Пополнение запасов подземных вод этого комплекса происходит исключительно за счет атмосферных осадков путем инфильтрации по системам трещин.

Подземные воды комплекса вулканогенно-осадочных пород составляют значительную часть общего баланса всей территории. Характерной чертой источников является их малодебитность и приуроченность к определенным гипсометрическим отметкам. Расходы колеблются в интервале 0,3—0,6 л/сек. Реже встречаются родники с дебитом, превышающим 1,0 л/сек. Режимные наблюдения позволили установить большие колебания дебита в годовом разрезе, в зависимости от атмосферных осадков. Температура вод источников колеблется от 6 до 12°С.

В водах, циркулирующих в породах этого комплекса, наблюдается некоторое повышение общей минерализации по сравнению с водами элювиальных отложений. Некоторая разница в величинах общей минерализации и химического состава наблюдается также в водах, циркулирующих в породах нижнего сенона и в туфогенах среднего и верхнего эоцена. Химический состав вод, циркулирующих в породах среднего и верхнего эоцена—гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый. с минерализацией в среднем 270 мг/л.

Общая минерализация вод, циркулирующих в породах нижнего сенона, составляет в среднем 340 мг/л. По химизму эти воды характеризуются гидрокарбонатным кальциево-магниево-натриевым составом. Такое различие обусловлено рельефно-морфологическими особенностями изучаемой территории.

Сильная дислоцированность пород среднего и верхнего эоцена (часто они поставлены «на голову») и исключительная обнаженность не благоприятствуют длительной циркуляции подземных вод в пределах этого комплекса. В то же время более спокойное залегание туфогенов нижнего сенона создает возможность сравнительно длительного передвижения в них грунтово-трещинных вод, что и приводит к повышенной общей минерализации последних.

Комплекс ультраосновных пород. Ультраосновные породы представленные в основном габбро-перидотитами, характеризуются достаточной трещиноватостью, которая способствует накоплению и передвижению в них подземных вод. Воды имеют инфильтрационное происхождение. Большинство родников, выходящих из габбро-перидотитовой формации,

носит характер просачивания из мелких трещин. Родники, дебиты которых превышают 1,0 л/сек, встречаются очень редко. Чаще всего расходы их колеблются от 0,2 до 0,3 л/сек.

Грунтово-трещинные воды комплекса ультраосновных пород характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциево-натриевым составом. Общая минерализация этих вод мало чем отличается от таковой вышеописанных.

Комплекс известняков и мергелей верхнего мела широко развит на изучаемой территории.

Формирование вод происходит исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков по многочисленным трещинам. Достигнув горизонта сравнительно водоупорных пород, эти воды приобретают горизонтальное направление движения по плоскостям напластования известняков и мергелей, подверженных пликативной дислокации. Слагая значительную толщу, расчлененную эрозионными врезами, породы верхнего мела служат средой для аккумуляции подземных вод по отдельным горизонтам.

Большинство родников выклиниваются вдоль эрозионных врезов. Обычно грифоны приурочены к трещинам известняков и мергелей. Среди родников, выступающих в пределах распространения вышеуказанных пород, многие имеют значительные расходы, в среднем 1,0—2,5 л/сек. Дебиты этих источников в годовом разрезе более или менее постоянны.

По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые. Общая минерализация вод не превышает 440 мг/л. В зависимости от длительности циркуляции, общая минерализация в водах меняется, однако соотношение компонентов химического состава сохраняется.

Комплекс известково-мергельных пород слагает нижние этажи стратиграфического разреза хребтов.

Областью питания трещинных вод комплекса является высокогорная часть Севанского хребта.

Основная масса подземных вод, циркулируя по трещинам вышеуказанных пород, направляется в озеро Севан, и лишь незначительная часть уходит в нижние зоны, пополняя запасы вод зоны глубокой циркуляции.

Родники имеют нисходящий характер, расходы более постоянны и колеблются в пределах от 1,5 до 3,0 л/сек. Температура этих вод варьирует от 11 до 14°С. Наиболее водообильны родники в сс. Шишкая и Гюней, воды которых отличаются высокими питьевыми качествами.

Воды этого комплекса характеризуются гидрокарбонатным кальциево-натриево-магниевым составом. Общая минерализация составляет 320—520 мг/л.

Значительная минерализация вод зоны регионального стока является следствием продолжительной циркуляции этих вод в породах верхнемелового возраста.

ГЛАВА V

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Центральное вулканическое нагорье протягивается по центральной полосе территории Армянской ССР в виде мощного покрова миоплиоценовых и четвертичных лав, бронирующих пенепленизированный рельеф древних складчатых структур, сложенных образованиями домиоценового возраста.

Мощная толща лав состоит из многочисленных перекрывающих друг друга отдельных покровов и потоков, являющихся результатом нескольких циклов излияний. Между ними имеются участки, покрытые водонепроницаемой корой выветривания, образовавшейся во время затишья вулканической деятельности (водоупорное ложе) и площади, свободно пропускающие инфильтрационные воды вглубь (гидрогеологические окна). Оба обстоятельства создают условия, благоприятные для формирования многоэтажных водных потоков.

Центральное вулканическое нагорье играет главную роль в образовании основных водных ресурсов территории Армянской ССР.

Морфологически оно представлено вулканическими хребтами, массивами и плато.

Из них главные: хребты—Джавахетский, Чилдырский, Гегамский и Варденисский; массивы—Араган, Аранлер, Ишхансар; плато—Лорийское, Апаранское, Алагезское, Аргичинское, Сюникское и др.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ И МАССИВЫ

ДЖАВАХЕТСКИЙ ХРЕБЕТ

Расположен в северо-западной части Армянской ССР, представляет собой вытянутый в меридиональном направлении вулканический щитовидный массив, известный в литературе также под названием «Мокрые горы». Абсолютные отметки гребневой линии хребта колеблются в пределах 2800—3200 м.

Орографически рассматриваемый хребет характеризуется сравнительно сглаженными формами рельефа обширных пологих плато и возвышающимися над ними куполовидными вершинами Легли (3198), Елмикли (3150), Нур Ахмет, Караных и др.

Джавахетский хребет является водоразделом бассейнов рек Ахурян и Дзорагет, над примыкающим с востока Лорийским плато он возвышается на 1000—1800 м, а над верхнеахурянской котловиной—800—1000 м. Таким образом хребет отличается асимметрией склонов, что предопределяет различную степень расчлененности последних.

Джавахетский хребет на северо-западе сочленяется с Ахалкалакским вулканическим нагорьем с крупными вулканами Большой Абул, Самсар, Шавнабад, Тавкветели и др., абсолютная высота которых

достигает 3300 м. Эти массивы несут отчетливые следы деятельности ледников. Здесь зарегистрированы многочисленные неглубокие озера моренного и запрудного происхождения.

У перевала Карахач (2272 м), расположенного на южном фланге системы, Джавахетский хребет сопрягается с западной оконечностью Базумского хребта, сложенного верхнемеловыми и эоценовыми отложениями.

Склоны Джавахетского хребта в результате эрозионной деятельности и ледниковой экзарации расчленены глубокими ущельями и ледниковыми карами. Джавахетский хребет в четвертичный период подвергся интенсивному оледенению. Ледники, заполнившие древние эрозионные долины и водосборные бассейны, произвели большие разрушения в эффузивных породах, слагающих вершинный пояс хребта. Здесь образовались громадные по своей величине ледниковые формы рельефа. На обоих склонах хребта Г. К. Габриеляном описано до 15 ледниковых цирков, сохранивших свои первоначальные формы. Длина цирков колеблется в пределах 2—4 км, ширина—от 1 до 3 км, глубина—от 150—200 до 500 м. Многие из них переходят в короткие троговые долины, в пределах которых расположены конечные и береговые моренные суглинисто-валунные накопления мощностью до нескольких десятков метров.

Многие озера, расположенные у подножья вершин Легли, Акчала и др., образовались благодаря запрудам конечно-моренных гряд последнего оледенения. В образовавшихся чашах в дальнейшем скопились талые снеговые воды. Ледниковые накопления в виде морен наблюдаются также на отдельных участках в приводораздельной части. Эти морены служат хорошим водоупором, обеспечивающим формирование поверхностного стока.

О климате Джавахетского хребта можно судить по средним многолетним данным метеорологических станций Степанаван, Калинино, Шахназар, Лорплемсовхоз, Шурабад, Гукасян и Ленинакан. В пределах Джавахетского хребта выделяются (без учета микроклиматических особенностей) три типа климата (по классификации В. Кеппена): 1. умеренный, с теплым продолжительным летом и холодной зимой, 2. умеренный, с непродолжительным прохладным летом и холодной зимой и 3. климат нагорных тундр.

Ниже в табл. 13 приводятся некоторые характеристики различных климатических зон.

Таблица 13

Границы высотных зон	Средняя продолжительность периода (дни)					Сумма осадков за год
	безморозные	с температурой воздуха выше				
		0°	5°	10°	15°	
1400—1700	170—150	270—250	210—190	150—130	70—20	600—700
1700—2500	150— 90	250—195	190—140	130— 70	20— 0	700—800
2500—3200	90— 60	195—140	140— 80	70— 15	0	800—900

По данным метеорологических станций рассматриваемого района количество атмосферных осадков увеличивается с повышением высоты. Так, например, прирост осадков при повышении рельефа на 100 м (т. е. плювиометрический градиент) для восточных склонов Джавахетского хребта составляет 38 мм, а годовое количество выпадающих атмосферных осадков—850 мм.

Устойчивый снежный покров устанавливается в третьей декаде

ноября. Таяние снега начинается с конца марта—мая в зависимости от гипсометрической высоты местности.

Среднее число дней со снежным покровом в году в районе хребта увеличивается с 120 (на высотах 1800—2200 м) до 240 в вершинном поясе. Средняя высота снежного покрова на Джавахетском хребте составляет до 100 см и более.

Благодаря интенсивной трещиноватости лавовых покровов, атмосферные воды просачиваются вглубь эффузивной толщи, образуя меж- и подлавовые водные потоки.

Последние, стекая по склонам погребенных под лавы речных долин и ущелий, концентрируются в их руслах и выходят на дневную поверхность в виде мощных групп родников там, где обнажается подошва лавовых потоков.

Питание подземных водотоков происходит по хаотически расположенным трещинам и лишь местами через поры и пустоты шлаковых конусов. Движение подземных водотоков обычно имеет радиальное направление.

Лавовые покровы имеют пологое падение, что способствует замедленному движению поверхностного и подземного стока. Вместе с этим рельеф лавовых покровов осложнен многочисленными скоплениями глыб и большей частью лишен чехла наносных образований. Все это способствует повышению фильтрации и понижению поверхностного стока. Ввиду низкой температуры воздуха на склонах хребта испарение незначительное, а часть испаряющейся воды благодаря резкому колебанию температуры воздуха заново конденсируется и дает питание подземным водам мощных водотоков.

Воды вечных снегов, расположенных в оврагах гребневой зоны Джавахетского хребта, регулируют питание подземных вод в период отсутствия дождей.

Гидрографическая сеть представлена мелкими притоками и временными водотоками рек Ахурян и Дзорагет, которые имеют смешанное питание. В формировании меженного стока рек главную роль играют подземные воды, а зимой реки почти полностью переходят на подземное питание.

Поверхность Джавахетского хребта характеризуется наличием маломощного щебенисто-дресвянисто-супесчаного почвенного покрова с альпийской растительностью. На значительных площадях поверхность эффузивного покрова оголена и покрыта глыбовыми скоплениями.

В геологическом строении фундамента эффузивной толщи Джавахетского хребта принимают участие мезозойские (верхнемеловые) и палеогеновые (эоценовые, олигоценовые?) осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, которые обнажаются в разрезе Базумского хребта и на дальних периферических частях рассматриваемого хребта.

Мощный эффузивный покров хребта покоится на выпуклом щитовидном фундаменте, причем, как показывает анализ гидрогеологических материалов, подземный водораздел фундамента располагается несколько восточнее по отношению поверхностного. Вследствие этого инфильтрационные воды вершинной и привершинной зон восточных склонов питают подземные воды западных склонов, т. е. эти зоны принадлежат к подземному водосборному бассейну последних.

Отмеченное подтверждается воднобалансовыми расчетами, доказавшими несравненно большую обводненность западной части Джавахетского хребта.

Обширные покровы основных, средних и частично кислых лав

Джавахетского хребта большинство исследователей относит к мио-плиоцену и четвертичному времени. Центры излияния лав распространены на гребне и восточном склоне хребта. Беря начало из вулканов, потоки лав в западном направлении тянутся по склонам вниз, слагают обширное Гукасянское плато и доходят до северо-западных окраин гор. Ленинакан. Далее, по данным буровых скважин, лавы прослеживаются под нижнечетвертичной озерной толщей Ширакской котловины на юг и вновь выступают на поверхность в ущелье р. Ахурян в окрестностях сел Когач, В. Джрапи, Н. Джрапи, Айкадзор.

Потоки лав в восточном направлении протягиваются от центра хребта до устья реки Дзорагет и далее по ущелью реки Дебед прослеживаются до ж. д. станции Садахло, образуя на своем пути нагорные равнины (Лорийское плато) и обширные террасовидные плато, покрытые мощным (до 10—15 м) слоем делювиально-пролювиальных суглинков и, частично, вулканическими песками. Общая длина этих потоков 85 км.

В северо-восточном направлении потоки лав прослеживаются по руслам притоков р. Храм, причем во многих местах в основании лав залегают желтые суглинки и другие делювиальные накопления мощностью до 40—50 м.

По данным П. Л. Епремяна, отмечаются четыре горизонта лавовых пород, которые генетически связаны с разнофазностью вулканических извержений, т. е. каждый тип лавовых излияний является результатом извержения отдельных порций лав.

Первый, самый нижний горизонт, имеет распространение в долине р. Дзорагет и представлен разнообразными базальтами, среди которых преобладают долеритовые базальты. Второй горизонт представлен андезито-базальтами и базальтами, распространенными в верховьях р. Дзорагет и на склонах Джавахетского хребта. Третий горизонт представлен разнообразными андезитами и занимает склоны хребта. Последний, четвертый горизонт, представлен дацитами, андезито-дацитами и занимает вершинную часть Джавахетского хребта.

Таким образом, как видно из вышеизложенного, излияния лав начинаются основными и кончаются кислыми разностями. Причем надо отметить, что основные лавы имеют сравнительно большее площадное распространение.

Среди вышеописанных лав выделяются следующие разновидности:

1. Долеритовые и другие базальты—это плотные, большей частью пористые, сравнительно слабо трещиноватые породы, темно-серого цвета, местами с ноздреватой текстурой.

Базальтовые лавы представлены в виде потоков и покровов, поверхность которых в значительной степени закольматирована.

2. Андезито-базальты представлены несколькими разновидностями. По цвету различаются черные, темно-серые, серые и светло-серые. Андезито-базальты, трещиноватые, распространены в районе сс. Илмазлу и Соух-булах, а на западном склоне в пределах абсолютных отметок 1700—1600 м. Вторая разновидность андезито-базальтов представлена черными плотными породами. Эти породы почти не имеют пористости и распространены на восточном склоне хребта, к западу от с. Илмазлу. Третья разновидность представлена черными, темно-серыми пористыми андезито-базальтами, имеющими незначительное распространение в районе г. Клор-сар. Четвертый тип андезито-базальтов имеет сравнительно широкое распространение и отличается от остальных разновидностей своей плитчатой отдельностью, но, в основном, они тонко-

слоистые, а местами—толстослоистые. В свежем изломе имеют светло и темно-серый цвет. Макроскопически по цвету и по текстурным особенностям эти породы аналогичны таким же породам Октемберянского плато.

3. Андезиты—макроскопически серые, светло-серые и реже серо-розоватые породы, поверхность излома неровная. Эти породы развиты на юго-восточном склоне хребта. Указанные лавы благодаря небольшой вязкости (основные и частью средние эффузивы) покрыли громадную площадь. Под лавовым покровом, по-видимому, имеется сильно пересеченный рельеф доплиоценового возраста с хорошо развитой речной сетью. В гидрогеологическом отношении Джавахетский хребет является типичной областью, где наиболее наглядно выражена роль эффузивного покрова в формировании меж- и подлавовых водных потоков, а также—несовпадения поверхностного и подземного водосборных бассейнов.

В деле формирования подземных вод и обводнения различных комплексов геологических образований Джавахетского хребта главными факторами являются: физико-географические, геолого-структурные и геоморфологические. Эти факторы находятся в тесной зависимости друг от друга и с повышением интенсивности одного из них, соответственно изменяется роль остальных.

Потоки и покровы лав Джавахетского хребта в своих недрах несут большие динамические ресурсы подземных вод. Последние выходят на дневную поверхность в виде многочисленных рассредоточенных родников в среднегорной зоне или концентрированных водотоков у восточных и западных подножий хребта.

Обычно родники приурочиваются к конечным частям лавовых потоков, к обнаженным контактам последних с подстилающей толщей или к периферическим зонам прилегающих межгорных впадин, где кромка лав подпирается комплексом озерно-речных отложений.

Основным источником питания подземных вод и формирования речного стока являются атмосферные осадки. Поэтому количество осадков, выпадающих на Джавахетском хребте, и анализ их распределения имеет особое значение при определении общего водного баланса.

Джавахетский хребет как область питания мощных подземных водотоков можно разбить на три зоны:

1. Высокие и средние склоны хребта, расположенные выше абсолютных отметок 1900 м, являются областью питания и транзита подземных вод и формирования водотоков.

2. Низкие склоны в пределах абсолютных отметок 1700—1900 м являются областью ограниченного питания и частичной разгрузки подземных вод.

3. Предгорная часть в пределах абсолютных отметок 1450—1700 м является областью интенсивного дренирования и выхода подземных вод. В пределах этой области разгружаются Казанчинский, Гукасянский, Зуйгахпюрский, Калининский мощные водотоки. Последний водоток питает Новосельцовские, Кызкалинские и Аксюдинские родники. Как было отмечено выше, мощная толща эффузивов Джавахетского хребта состоит из многочисленных лавовых покровов и потоков, являющихся продуктами различных циклов излияния, о чем свидетельствуют имеющиеся между отдельными потоками межформационные образования, представленные преимущественно суглинками и обожженным делювием, мощностью 2—3 м (по данным скважин, пробуренных в 1959 г. и 1964 г. во время разведки Казанчинского и Калининского водотоков).

В пределах Джавахетского хребта, как и остальных вулканических хребтов, образование выдержанных водоносных горизонтов исключается, поскольку рельеф погребенного под эффузивы осадочного фундамента имеет форму выпуклого щита. Здесь имеются лишь обводненные зоны, меж- и подлавовые водотоки с большими динамическими запасами подземных вод.

Ниже приводится краткое описание наиболее мощных водотоков:

1. **Казанчинский водоток** формируется в пределах западных склонов Джавахетского хребта и выходит на дневную поверхность в виде крупных родников на южной окраине с. Казанчи. Площадь области питания Казанчинского водотока составляет около 120 кв. км. Группа Казанчинских родников состоит из 38 выходов с суммарным дебитом 997,28 л/сек с модулем подземного стока 8,33 л/сек с одного кв. км площади. Воды Казанчинского водотока приурочены к трещинам и порам андезито-базальтов и их пирокластов и выходят из-под кромки лавового потока.

2. **Гукасянский водоток,** его выходы расположены на южной окраине районного центра Гукасян. Площадь области питания 50 кв. км, выходят 26 родников с общим дебитом 291 л/сек. Модуль подземного стока—5,8 л/сек с одного кв. км площади. В районе с. Гукасян наблюдаются два языка лавового потока, которые недалеко от села соединяются. По-видимому, до излияния лав по направлению указанных потоков проходили балки, которые потом были заполнены излившимися лавами.

3. **Зуйгахпюрский поток,** область питания находится на юго-западных склонах хребта; площадь лавового потока, питающего водоток, составляет 51 кв. км. Водоток питает 24 родника с суммарным дебитом 118,05 л/сек. Модуль подземного стока составляет 2,3 л/сек кв. км. Недалеко от выходов родников участок заболочен, что говорит о частичной инфильтрации родниковых вод в аллювиально-делювиальные отложения. К югу от зоны разгрузки Зуйгахпюрской группы родников простирается межгорная котловина, заполненная озерно-речными отложениями. Последние заключают горизонты грунтовых и напорных вод. По данным поисково-разведочных и опытных работ 1957 г. (А. А. Саркисян) и 1967 г. (В. Т. Вегуни, О. А. Агинян) мощность и водообильность горизонтов увеличивается в сторону Зуйгахпюрской группы родников. Отмеченный факт говорит о том, что водотоки питают наносные образования прилегающих котловин и приведенные выше модули подземного стока дают лишь ориентировочное представление о производительности водотоков.

4. **Калининский водоток,** область питания расположена на восточных склонах Джавахетского хребта, общая площадь—295 кв. км. Суммарный расход всех выходов подземных вод, расположенных на склонах хребта и на Лорийском плато, составляет 1814,1 л/сек, с модулем подземного стока 6,1 л/сек кв. км.

Водами рассматриваемого водотока питаются Новосельцовские, Аксютинские и Кизкалинские группы родников.

Стационарными режимными наблюдениями, проведенными над Казанчинским, Гукасянским, Вардахпюрским и Калининским водотоками, установлено, что колебание режима родников незначительное.

После выпадения осадков увеличение расхода родников наступает с определенным запозданием в зависимости от отдаленности области питания и гидродинамических условий (фильтрационных свойств среды) водотока. Поэтому, если максимум атмосферных осадков и таяние

снегов наблюдается в начале весны, то максимальные дебиты родников отмечаются только в конце весны и в начале лета (с 15 апреля по 30 июня). Второй, менее выраженный, максимум расхода родников наблюдается осенью.

Воды родников, расположенных на склонах Джавахетского хребта, пресные и ультрапресные, что обусловлено составом водоносных пород и условиями циркуляции, т. е. близостью областей питания и разгрузки. Здесь, в основном, распространены воды гидрокарбонатного кальциевого типа. Температура вод колеблется от 2 до 8°С, причем сравнительно низкой температурой характеризуются родники, расположенные на более высоких гипсометрических отметках.

Резюмируя все вышеизложенное, можем сказать:

1. Джавахетский хребет сложен основными, средними и, частично, кислыми лавами, относящимися к верхнему плиоцену. Эти лавы покрыли громадную площадь. Под лавовым покровом имеется сильно пересеченный рельеф доплиоценового возраста с хорошо развитой речной сетью.

2. В условиях Джавахетского хребта водоносных горизонтов с устойчивой мощностью быть не может. Здесь имеются обводненные зоны—подлавовые потоки с большим динамическим запасом. Таких потоков в основном насчитывается четыре: Казанчинский, Гукасянский, Зуйгахпюрский и Калининский. Подземные воды этих водотоков приурочены к трещиноватым базальтам и их шлакам и выходят из шлаков и ошлакованных базальтов, залегающих на контакте лавовых потоков.

3. Вследствие большой площади бассейна подземного питания вышеуказанных водотоков, достаточного количества выпадающих атмосферных осадков (850 мм/год), а также регулирующей роли снеговых покровов и однообразного литолого-петрографического состава пород, в режиме этих водотоков почти не наблюдается колебаний расходов, минерализации и температуры вод.

4. По химическому составу подземные воды Джавахетского хребта отнесены к типу гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых вод с низкой минерализацией.

ГЕГАМСКИЙ ХРЕБЕТ

Гегамский хребет расположен в центральной части республики и занимает площадь около 2800 км^2.

С севера и северо-запада по р. Раздан нагорье граничит с Памбак-Цахкунянской складчатой областью, а с запада, юга и востока оно ограничено Араратской, Аргичинской и Севанской межгорными впадинами.

В административном отношении территория рассматриваемого хребта входит в состав Севанского, Разданского, Абовянского, Арташатского, Вединского, Мартунинского и им. Камо районов.

Гегамский хребет представляет собой ландшафт недавно угасшей вулканической деятельности. Это огромное, овально-вытянутое щитовидное нагорье расположено на абсолютных отметках преимущественно более 2000 м. Водораздельная его часть располагается на высоте около 2800—3200 м и представляет собой платообразную поверхность лавовых покровов и потоков, над которой возвышаются отдельные вулканические вершины и останцевые экструзивные купола—Аждаак (3598 м), Спитаксар (3560 м), Севкатар и др.

Орографическая характеристика Гегамского вулканического хребта (по данным Г. К. Габриеляна, 1966) приведена в табл. 14.

Таблица 14

Название хребта	Длина хребта, км	Суммарная длина отрогов, км	Длина всей системы, км
Гегамский	84	72	156

По направлению с севера на юг наблюдается возрастание абсолютных отметок водораздельной части от 2000 до 3500 м. Гребневая зона хребта переходит в область ступенчатых склонов, которые серией уступов спускаются к молодым бугристым лавовым полям, окружающим массив.

В целом склоны этого громадного овального щита имеют асимметричное строение. Склоны, обращенные к оз. Севан, имеют более пологое падение с волнисто-увалистым рельефом. Западные склоны, обращенные к Араратской котловине, спускаются более крутыми, четко выраженными уступами.

В периферических частях хребта расположены отдельные вулканические конусы Атис, Гутансар, Армаган и др.

В формировании современной морфологии Гегамского хребта важное значение имели структурно-литологические особенности субстрата эффузивного комплекса и происходившие в нем тактонические движения.

По своему геоморфологическому строению Гегамский хребет четко разделяется на две части. Северная часть сложена новейшими эффузиями, большей частью сильно трещиноватыми, глыбовых лав типа *«аа»* и характеризуется совершенной свежестью форм рельефа и отсутствием поверхностного стока.

Северная часть нагорья представляет собой в целом полого выпуклый лавовый щит, который в центре возвышается в среднем до 2300 м. Отдельные вершины—вулканы поднимаются до 2400—2500 м и занимают локальное положение. Пологая поверхность лав, образующих плато-образное основание вулканов, имеет среднее падение склонов к западу и востоку на 3—4°. Она сложена интенсивно трещиноватыми бугристо-глыбовыми лавами новейших вулканических конусов Ератумбер (на востоке), Менаксар и др. (на севере), прекрасно сохранившими первичные формы вулканических аппаратов—кратеры, барранкосы, накопления бомб, лапиллей, шлаков, пеплов и т. д. Средняя мощность четвертичных лав, по данным скважин и анализа морфологии лавовых потоков, не превышает 300 м.

Древние речные долины по отношению к структурам имели продольные направления. В их образовании большая роль принадлежала дизъюнктивным нарушениям.

Основная часть северной половины Гегамского хребта, занятая новейшими покровами и потоками лав, принадлежит бассейну р. Палеораздан.

Южная часть хребта, в отличие от северной, имеет значительно бóльшую высоту и интенсивно расчлененный высокогорный альпийско-гляциональный рельеф. Она сложена древней мио-плиоценовой вулканогенно-обломочной толщей, выступающей из-под лавового покрова в виде расчлененных эрозией и ледниковой экзарацией высоких вершин экструзивных липарито-обсидиановых куполов Большого и Малого Спитаксара, древних денудационных поверхностей, сложенных вулканогенно-обломочной, т. н. вохчабердской толщей, глубоких врезов уще-

лий и трогов, где обнажаются дислоцированные вулканогенные породы палеогена, и, наконец, местами, перекрывающими все это плиоценовыми и древнечетвертичными эффузивами, которые несут на себе следы оледенений, морозно-снежного выветривания и других высокогорных процессов деструкции.

Климат Гегамского хребта характеризуется как умеренно-континентальный, зимой удерживается умеренно-морозная погода, лето безоблачное, сухое, прохладное, осень продолжительная, весна теплая.

Средние многолетние значения температур воздуха в различных пунктах нагорья характеризуются данными, приведенными в табл. 15.

Таблица 15

Средние многолетние значения температуры воздуха (°С)

Пункты наблюдения	Абс. выс. над уровнем моря	Среднегодовая темп. °С	Средн. темп. °С		Среднегод. амплитуда температур °С
			самого теплого месяца	самого холодного месяца	
Гарни	1422	8,9	22,2	— 5,9	28,1
Ератумбер	3101	2,5	8,8	—13,6	22,4
Камо	1961	4,6	15,9	— 7,6	23,5
Маяковский	1411	8,5	21,6	— 5,2	26,8
Норадус	1913	5,2	16,0	— 5,6	21,6
Раздан	1765	4,8	16,8	— 9,0	25,8
Севан ГМС	1936	4,0	15,6	— 9,0	24,6
Фонтан	1798	6,0	17,8	— 7,2	25,0

Как видно из таблицы, среднегодовая температура воздуха Гегамского хребта колеблется от —2,5°С (Ератумбер) до +8,9°С (Гарни), а величина амплитуды колебания температур от 21,6 до 28,1°С. Самым холодным месяцем в году является январь, а самым теплым—август.

Среднегодовое количество атмосферных осадков по данным метеостанций (табл. 16) варьирует в больших пределах. Минимальная величина соответствует предгорным районам, а максимальная—высокогорным.

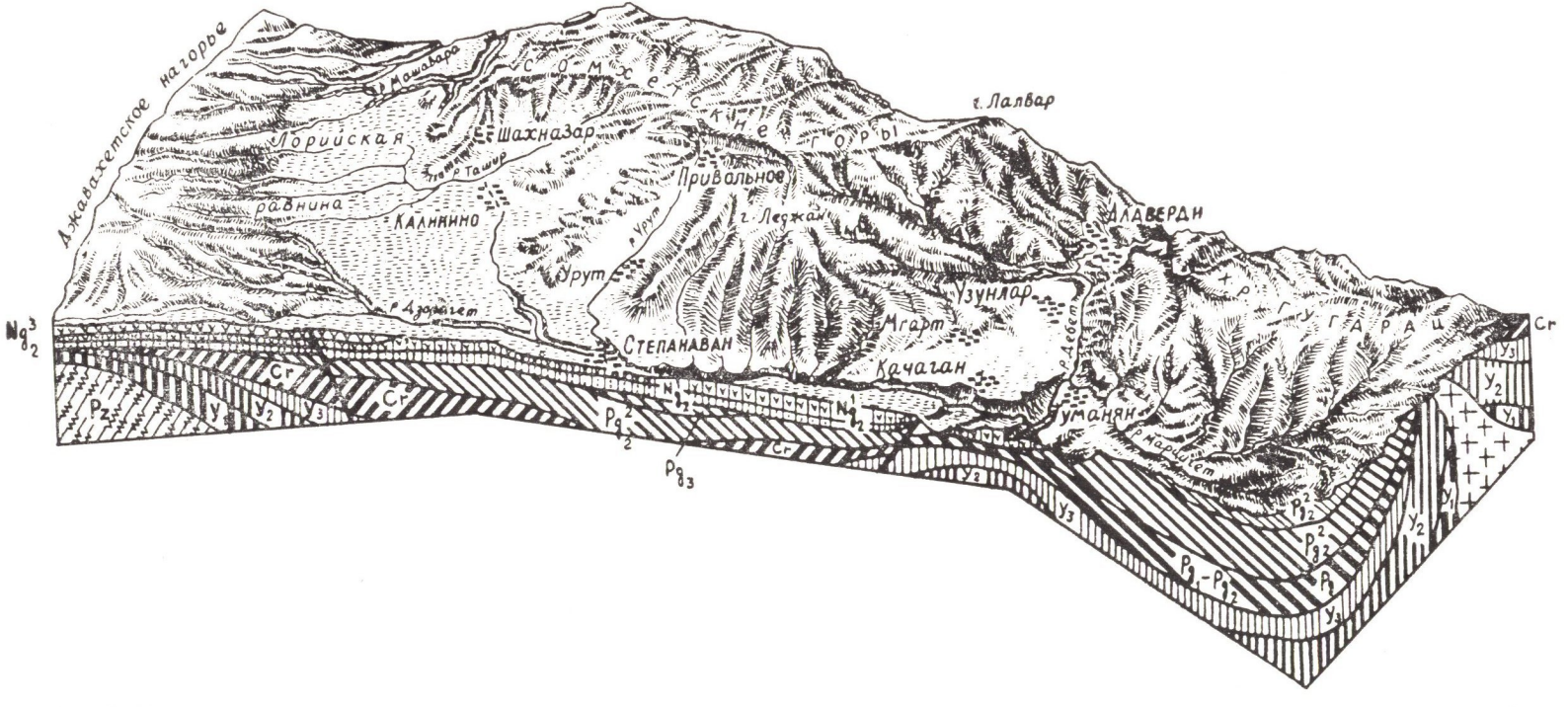
Таблица 16

Распределение среднегодового количества атмосферных осадков по сезонам года

Пункты наблюдения	Количество атмосферных осадков, мм				
	весна	лето	осень	зима	за год
Гарни	189	76	101	102	468
Ератумбер	346	240	189	195	970
Камо	136	171	113	42	462
Маяковский	182	77	100	96	455
Норадус	111	155	112	40	418
Раздан	214	144	132	107	597
Севан ГМС	191	163	122	68	544
Фонтан	239	112	136	114	604

В годовом разрезе осадки распределяются неравномерно. Наибольшее количество выпадает в весенний период, а наименьшее зимой и летом. В целом на теплый период года приходится до двух третей осадков.

Среднегодовая абсолютная влажность воздуха колеблется от 6,7 до 7,6 мб. Годовой ход изменения абсолютной влажности воздуха в общем совпадает с изменениями температуры. Минимальные значения наблюдаются в зимний период, а максимальные—летом.



Фиг. 7. Схематическая блок-диаграмма строения геолого-гидрогеологических комплексов пород части территории северо-восточной Армении*. Блок-диаграммы составлены С. П. Баляном и Л. Н. Зограбяном, геолого-гидрогеологические комплексы выделены В. А. Аветисяном, С. П. Баляном и В. Т. Вегуни.

* Условные обозначения см. на стр. 134.

Условные обозначения к блок-диаграмме (фиг. 7)*.

Геолого-гидрогеологические комплексы	Гидрогеологические особенности и условия залегания подземных вод
Элювиальные, делювиальные, аллювиально-пролювиальные озерно-речные отложения.	Заключают верховодки и грунтовые воды спорадического распространения. В долинах рек, в межгорных впадинах—горизонты грунтовых и напорных вод.
Вулканические (лавовые) образования неоген-антропогена (Ng_2^1—Q)	Лавовые покровы и потоки заключают меж- и подлавовые водные потоки, а в межгорных котловинах—напорные воды.
Вулканогенно-обломочные образования неогена (Ng_2^1)	На участках, где слагают фундамент пород комплексов 1, 2 являются региональным водоупором. На площадях обнажения—спорадически обводнены в зонах коры выветривания и разрывных нарушений.
Вулканогенно-осадочные (туфогенные) образования мезо-кайнозоя (Pg_2^2)	
Известково-мергельные породы мезо-кайнозоя (Cr).	
Вулканогенные породы мезо-кайнозоя. ($Y_{1, 2, 3}$)	
Интрузивные породы.	
Метаморфические породы (Pz).	
Песчано-глинистые образования мезо-кайнозоя (Ng_2—Q)	Водоупор.

Географическое и гипсометрическое положение региона, большой перепад высот, морфология рельефа, экспозиция хребтов и др. являются причиной наличия различных климатических поясов, подчиненных вертикальной зональности. Здесь прослеживаются все климатические зоны между климатом нагорных тундр Гегамского хребта и сухим континентальным климатом предгорной полосы Араратской котловины. Зональность климата в свою очередь обусловливает изменение остальных факторов природной обстановки—почвенно-растительного покрова, выветривания и условий питания подземных вод, что наиболее важно для представления о гидрогеологической обстановке региона.

Территория Гегамского хребта характеризуется неравномерной густотой гидрографической сети. Так, если северная часть хребта лишена поверхностного стока и гидрографически представляет собой бессточный бассейн, то южная прорезана многочисленными долинами рек Азат, Веди, Гаварагет, Дзорагюх, Аргичи, Цаккар.

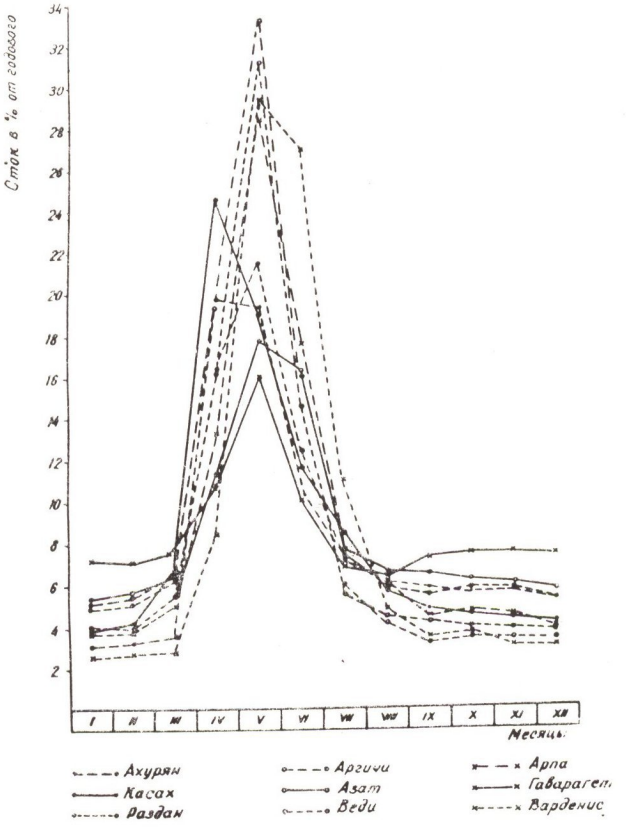
Реки Гегамского хребта принадлежат бассейнам р. Аракс и оз. Севан. По характеру стока это типично горные реки со смешанными источниками питания: атмосферные осадки и грунтовые воды. В годовом ходе расхода рек (фиг. 8) наблюдается пик, приходящийся на май—июнь месяцы, когда вследствие обильного выпадения дождей и таяния снежников, расходы рек достигают своего максимального значения. В ряде случаев проявление второго, более слабого паводка в период сентябрь—октябрь обусловливается осенними дождями. В период межени реки в основном питаются за счет подземных вод. Основная часть годового стока рек нагорья проходит в течение теплого полугодия. Основными реками нагорья являются: Раздан, Азат, Веди, Гаварагет, Аргичи, гидрологическая характеристика которых приведена ниже.

Река Раздан (Занга) берет начало из оз. Севан и впадает в

* Условные обозначения общие для всех приведенных в работе блок-диаграмм.

р. Аракс. Длина реки 146 км, площадь водосбора 2560 км² (с оз. Севан 7310 км²). Среднегодовой расход реки 23,4 м³/сек, модуль стока 10,5 л/сек/км² (с. Масис).

Максимальный расход в паводковый период (май) составляет 21% годового стока. Питание реки смешанное: озерное, грунтовое, снеговое, дождевое.



Фиг. 8. Распределение стока рек с Гегамского хребта Армянской ССР (в процентах годового стока).

Река Азат (Гарни) формируется в результате слияния рек Гохт и Милидара, берущих свое начало с юго-западного склона Гегамского хребта. Длина реки 34 км, а площадь водосбора 548 км². Средний сток для гидропоста Зовашен 7,3 м³/сек, а модуль стока 13,9 л/сек/км². Максимальный расход в половодье (май) более 17% годового стока реки. Питание реки смешанное: грунтовое, снеговое и дождевое. Основные притоки реки Ухтапар, Карасу, Кизил.

Река Веди является левым притоком р. Аракс, берет начало с юго-западного склона Гегамского хребта на высоте 2515 м. Длина реки 58 км, площадь водосбора 633 км². Среднегодовой расход реки 1,96 м³/сек (гидропост Карабахляр), а величина модуля стока составляет 59 л/сек/км². Максимальный расход в паводковый период (май) составляет 31% годового стока. Питание реки смешанное: грунтовое (около 40%), снеговое и дождевое. Основными притоками являются Карагорпах, Кюсуз, Ах-су, Хосров, Шагап, Кетуз.

Река Гаварагет берет начало с восточного склона Гегамского на-

горья. Общая длина реки 40 км, площадь водосбора 422 км². Среднегодовой расход реки 3,7 м³/сек (с. Норадуз), а величина модуля стока 8 л/сек/км². Максимальный расход в паводковый период (май) не более 16% годового стока реки. Питание реки смешанное: грунтовое, снеговое и дождевое. Многоводными притоками являются Гридзор и Гехаркуни.

Река Аргичи (Айриджа) берет начало с северного склона г. Гидасар, расположенной на стыке Гегамского и Варденисского хребтов. Длина реки 69 км, площадь водосбора 387 км². Среднегодовой расход реки 4,9 м³/сек (с. Геташен), а модуль стока 12,9 л/сек/км². Максимальный расход в паводковый период составляет около 33% годового стока. Питание реки смешанное: грунтовые воды (около 35%), снежники и дождевые воды.

Почвенный и растительный покров Гегамского хребта характеризуется большим разнообразием, обусловленным различиями в абсолютной высоте местности, характером рельефа и климатическими особенностями.

На территории Гегамского вулканического нагорья наблюдаются следующие высотные почвенно-растительные зоны: полупустынная, сухо-степная, горно-степная, горно-лесная, горно-луговая и высокогорная. Зона полупустынь расположена в юго-западных частях низких предгорий хребта на абсолютных отметках 800—1200 м. Почвы зоны полупустынь бурые и серо-бурые, карбонатные. Растительность скудная и преимущественно галофильная. Характерными растениями являются душистая полынь, верблюдка, солянка.

Зона сухих степей расположена полосой вдоль южных и юго-западных предгорий нагорья, на абсолютных отметках 1200—1400 м. Почвы каштановые, сильно каменистые, маломощные. Растительность относится к типу сухих ксерофильных степей и представлена полынью, ковылем, типчаком и др.

Значительную часть нагорья занимает горно-степная зона, расположенная на высотах 1400—2200 м. Здесь распространены горные черноземы со значительным количеством глинистого материала, примесью извести и обломков сильно разрушенных пород.

Растительность зоны представлена ковылем, типчаком, мятликом, тонконогом и др.

Горно-лесная зона занимает небольшой участок в долинах рек Гарни и Веди. Почвы здесь бурые, коричневые, карбонатные, лесные, растительность—дуб, клен, ясень.

На высотах от 2300 м до 3500 м располагается горно-луговая почвенно-растительная зона, занимающая водораздельную часть нагорья. Почвы этой зоны преимущественно суглинистые, с включением щебня, мелкозернистые, хорошо промытые от извести.

Растительность зоны представлена мезофильными разнотравными злаковыми лугами и осоково-типчаковой растительностью.

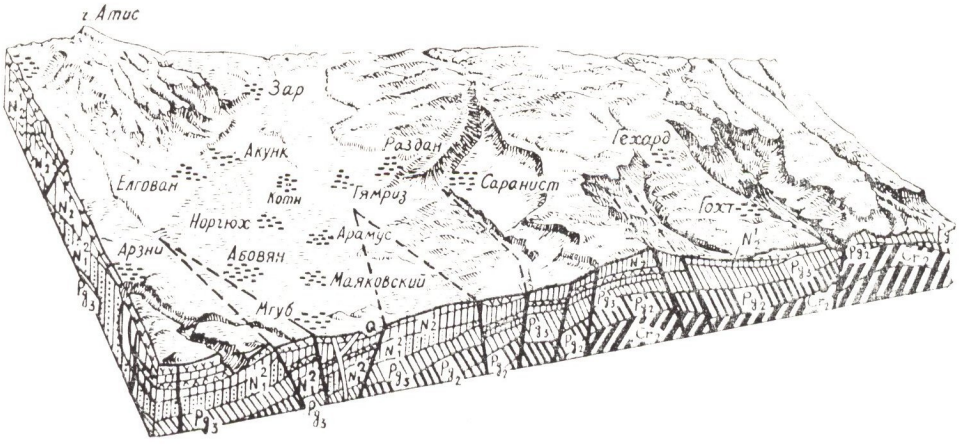
Выше горно-луговой зоны располагается высокогорная почвенно-растительная зона. Почвы примитивные, растительность субнивальная.

В образовании и распределении подземных вод большая роль принадлежит литологическому составу водовмещающих и водоупорных пород (фиг. 9).

Более 70% площади Гегамского хребта покрыто трещиноватыми четвертичными лавами андезитового, андезито-базальтового, андезито-дацитового состава.

В разрезе этих лав наблюдается чередование нескольких потоков,

которые разделяются шлаками и ошлакованными разностями пород или слоями древних обожженных наносов—«литомарге», образовавшихся между излияниями лав. В большинстве случаев эти слои являются водоупором.



Фиг. 9. Схематическая блок-диаграмма геолого-гидрогеологических комплексов ЮЗ склонов Гегамского хребта (условные обозначения те же, что фиг. 7).

Рассматриваемые лавы характеризуются глыбовой отдельностью и преимущественно серым, темно-серым цветом.

Характер и степень трещиноватости лав непостоянны и меняются в зависимости как от излияний, так и в пределах одного и того же лавового потока.

Значительная масса трещин сингенетического происхождения, а в поверхностной зоне лавовых образований наблюдаются трещины эпигенетического происхождения.

Среднее количество трещин в одном квадратном метре лавовых пород—«удельная трещиноватость» колеблется от 10 до 25. Ширина трещин лавовых образований варьирует от 0,5 до 3—5 см и более.

В некоторых случаях лавовые образования характеризуются наличием пор. Согласно данным М. П. Казакова (1934) и И. С. Толоконникова (1966), установлено, что пористость этих лав колеблется от 1—2 до 20—30%. Поры редкие, округлой или овальной формы, величиной до 10—15 мм.

Согласно данным геофизической разведки и бурения, установлено, что мощность лавовых пород достигает 700—800 м и более.

В целом рассматриваемые породы характеризуются как сильно водопроницаемые, водоносные. Мощная броня андезито-базальтовых лав Гегамского нагорья располагается на эродированной поверхности метаморфических, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. Погребенный под лавами древний рельеф почти всюду закольматирован и является региональным водоупором.

Вулканогенно-осадочные породы имеют небольшое площадное распространение, обнажаясь в привершинной части Гегамского хребта: в окрестностях сел Еранос и Адамхан, на Норадузском мысе, у подножья г. Богу-даг, на северной окраине гор. Камо и др. Литологически этот комплекс пород представлен туфами, туфопесчаниками, туфобрек-

чиями, туфоконгломератами, пемзовыми песками, обсидианами мелового, эоценового, плиоцен-миоценового возраста.

Рассматриваемый комплекс пород характеризуется преимущественно отсутствием выходов подземных вод. В целом это практически безводные и водоупорные породы.

Сравнительно небольшое распространение имеют карбонатные породы девона, карбона, мела и эоцена, обнажающиеся в бассейне рек Аргичи, Веди и Раздан. Литологически они представлены известняками и мергелями. Известняки сильно трещиноватые с пластовой, ромбоэдрической и плитчатой отдельностью. Ширина трещин от долей мм до 20—50 мм и более.

Трещины обычно сообщаются между собой и пронизывают толщу на большую глубину. Отложения мергелей характеризуются преимущественно слабой приповерхностной трещиноватостью. Ширина трещин в них колеблется от долей мм до 10—20 мм.

В целом породы карбонатной толщи, благодаря системе трещин, обеспечивают хорошую водопроницаемость.

Осадочные отложения в пределах рассматриваемого региона имеют ограниченное распространение. Отдельные их обнажения констатированы в бассейнах рек Раздан, Аргичи, Арпа, Веди и Гарни, где литологически они представлены глинами, глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами палеозоя—мезозоя.

В верховье рек Джрвеж и Шорахбюр мощные осадочные образования представлены в основном фациями типа моласс (перемещающиеся свиты конгломератов, песчаников и прочих континентальных образований), которые развиты в зонах восточных и западных склонов и предгорий Гегамского хребта. Это так называемые слои «белесоватой свиты», обнажения которых выступают в обрывистых участках на большом протяжении, начиная от развалин сс. Мангюс, Вохчаберд, Гарни до монастыря Гегард. Недалеко от с. Арцвакар выступают отложения сарматских глин. Мощность последних, судя по данным буровых скважин, в этом районе превышает 600 м. Почти такую же стратиграфическую картину можно наблюдать на юго-восточных склонах нагорья, у с. Еранос, где под туфобрекчиями и липарито-дацитовыми эффузиями располагаются пеплотуфогенные слои, т. н. «белесоватой свиты», подстилаемые еще более мощными сарматскими глинами.

В крайней северо-западной части нагорья имеют весьма ограниченное распространение метаморфические породы, представленные кристаллическими сланцами докембрия—нижнего палеозоя, которые интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями.

Рассматриваемые породы почти безводные и практически являются водоупорным фундаментом. Лишь в поверхностной трещиноватой зоне коры выветривания имеют место выходы единичных сезонно действующих малодебитных родников.

Широкое распространение в пределах Гегамского хребта имеют рыхлообломочные и слабосцементированные отложения. Генетически характеризуются они аллювиальными, делювиальными, элювиальными, пролювиальными ледниковыми и озерными образованиями. Аллювиальные отложения распространены во многих речных долинах нагорья. Представлены они разнозернистыми песками, валунно-галечниковыми отложениями с песчаным или супесчаным заполнителем, линзами супеси и суглинков.

Делювиальные, пролювиальные и элювиальные образования распространены на значительной площади хребта. Литологически пред-

ставлены глыбами скальных пород, щебнем, дресвой и гравийно-галечниковыми отложениями. Мощность отложений и соотношение обломочного и суглинистого материала непостоянны и меняются в зависимости от гипсометрии местности. В высокогорных районах наблюдается преобладание крупно-обломочного материала при сравнительно небольшой их мощности (до 2—5 м). У подножья гор и в межгорных долинах грубообломочный материал почти полностью уступает суглинистому, а мощность отложений сильно возрастает (до 30—35 м). Широкое распространение имеют каменные россыпи «чингилы», играющие большую роль в инфильтрации поверхностных и атмосферных вод.



Гегамский хребет. Каменные россыпи («чингилы»).

Мощные скопления элювиальных, делювиальных и частично пролювиальных образований развиты на северо-западных предгорных плато левобережья р. Раздан. Разрез здесь представлен выветрелыми трещиноватыми коренными породами, переходящими кверху в суглинки, супеси с дресвой и щебнем, а на самом верху—в мощный покров черноземов.

Ледниковые образования распространены преимущественно в высокогорных частях Гегамского хребта.

Верховья большинства речных долин, пересекающих склоны нагорья с запада и особенно с востока, представляют собой ледниковые ступенчатые троги, выполненные моренами. Помимо морен, развитых в троговых долинах, значительное место занимают также морены, расположенные на водораздельных пространствах привершинного плато и на высоких склонах. Здесь четко фиксируются следы двукратного оледенения—первое—покровного типа и второе—карово-долинного типа.

Последнее оледенение имело ряд фаз стадиального отступания ледников. Это хорошо выражено конечноморенными валами, следующими друг за другом вверх по троговой долине к водосборным чашам,

каровой области. Двукратное оледенение фиксируется также в предгорьях нагорья различными по возрасту флювиогляциальными накоплениями.

Морены и флювиогляциальные отложения (пески и галечники) первого (рисского) оледенения покрывают древние эффузии трахи-андезитов и базальтов Манычарского покрова, одновременно перекрываясь более поздними периферическими излияниями андезито-базальтовых лав. Это хорошо видно в разрезе долин рек Гехаркуник и Ланджахпюр, где из под лав периферического потока выступают мощные косослоистые липаритовые пески флювиогляциального генезиса.

Несколько севернее указанных обнажений в районе с. Цахкашен андезито-базальтовые лавы, залегающие на флювиогляциальных песках, перекрываются моренами, а также флювиогляциальными отложениями последнего оледенения. Вверх по долине отмеченные отложения фациально переходят в конечные морены, развитые в трогах, составляя, таким образом, единый ледниковый комплекс отложений.

Озерные и прибрежные отложения распространены в районах оз. Севан, Апаранской, Аргичинской и Араратской межгорных впадин.

Литологически эти отложения представлены разнозернистыми песками с включением гальки и гравия и слабосцементированным песчаником.

В целом рыхлообломочные и слабосцементированные отложения характеризуются как водопроницаемые, водоносные.

В формировании и распространении подземных вод Гегамского хребта большая роль принадлежит особенностям геологического и геоморфологического строения региона и физико-географическим условиям.

Подземные воды зоны свободного водообмена приурочены преимущественно к третичным и четвертичным вулканогенным образованиям, которые перекрывают артезианские бассейны и гидрогеологические массивы нижнего структурного этажа. В силу своего положения и гидрогеологических особенностей рассматриваемая гидродинамическая зона выделяется в самостоятельную гидрогеологическую структуру—«вулканогенный супербассейн» (по терминологии И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина, 1963).

В пределах рассматриваемого региона выделяются две резко отличающиеся в гидрогеологическом отношении области: I—область вершин и привершинных плато, II—область складчатого низкогорья и предгорных равнин.

Рассмотрим гидрогеологические особенности указанных выше областей.

I. Область вершин и привершинных плато охватывает весь лавовый массив, расположенный по левому берегу р. Раздан. С юга эта область ограничивается Вохчабердским отрогом, который отвесным обрывом образует резко выраженную границу между указанными гидрогеологическими областями.

Расположенная на абсолютных отметках 1300—3600 м, рассматриваемая область характеризуется слаборасчлененным, местами совершенно не затронутым эрозией, пологоволнистым, бугристо-грядовым (на участках распространения верхнечетвертичных лав) рельефом. Здесь распространены многочисленные шлаковые конусы—центры излияния лав, бессточные небольшие впадины, кратерные озера, а в западной части глубокий каньон р. Раздан, дренирующий значительную часть ресурсов подземных вод.

Сложен регион плиоцен-четвертичными, сильно трещиноватыми

андезито-базальтами, кислыми эффузивами и их пирокластами, которые в виде мощных покровов и потоков перекрывают эродированную поверхность эопалеозойских, мезозойских и третичных метаморфических, вулканогенных и осадочных водоупорных образований.

Согласно данным геофизической разведки и бурения, погребенный под лавами рельеф значительно расчленен, а мощность лав, дренирующих древний рельеф, колеблется от первых десятков метров до 600—700 м.

Большой интерес в гидрогеологическом отношении представляет тот факт, что в северной части рассматриваемой области погребенный под лавами рельеф имеет характер расчлененного плато, расположенного на уровне плиоценового пенеплена (1800—1900 м). Водораздел этого плато проходит восточнее современного поверхностного водораздела, вследствие чего часть восточных склонов Гегамского хребта принимает участие в формировании подземных вод западных склонов.

Область питания подземных вод охватывает территорию вершинной части, структурно-денудационное привершинное лавовое плато и высокие склоны хребта.

Сильная трещиноватость лав, наличие пористых шлаков и каменных россыпей, при значительном количестве атмосферных осадков (до 900 мм/год), благоприятствуют легкой инфильтрации и инфлюации вод вглубь и формированию мощных межлавовых и подлавовых водотоков. Водоупором этих водотоков являются вулканогенные, осадочные и метаморфические породы фундамента или закольматированная поверхность ранее излившихся лавовых потоков. Эти закольматированные поверхности перекрывающих друг друга покровов лав лишь местами являются водопроницаемыми и не всегда выдержаны по простиранию. Обычно в них имеются многочисленные «гидрогеологические окна», через которые воды вышележащего покрова частично поступают в подстилающий.

Таким образом здесь наблюдается наличие нескольких водных потоков, поэтажно двигающихся друг под другом в различных покровах и потоках лав. Это хорошо представлено в каньоне р. Раздан, на участке сс. Арзни—Геташен. Воды, связанные с верхним покровом лав, в виде малодебитных родников разгружаются на высоких отметках, а воды нижних покровов—в глубоких эрозионных врезах.

Основное количество лавовых вод нагорья разгружается в пределах среднегорных лавовых плато, потоков и террас (расположенных на абс. отметках 1400—1800 м) в виде концентрированных групп многодебитных родников с расходом от 100 до 2000 л/сек.

Подавляющее большинство многодебитных родников приурочено к левому борту каньона рек Раздан и Азат, где эрозией вскрыты контакты перекрывающих покровов и потоков лав или же водоупорные осадочные породы, подстилающие лавы.

Наиболее многодебитными являются группы родников, расположенные у сс. Макраван (700 л/сек), Солак (171 л/сек), Бжни—Арзакан (700 л/сек), Авазан—Гюмуш (1100 л/сек), Арзни (2050 л/сек), Катнахбюр (2000 л/сек), Гохт—Гарни (2000 л/сек). Ряд крупных родников отмечается в бассейне верхнего течения р. Азат и правых притоков р. Веди.

Анализ пространственного размещения многочисленных мощных родников, наряду с данными гидрогеологического бурения и геофизиче-

ской разведки, позволяет выделить следующие основные водотоки*.

Разданский подземный водоток формируется на площади между шлаковыми конусами Ковасар (2407 м) и водоразделом Гегамского нагорья. Двигаясь в ЗСЗ направлении по уклону погребенного рельефа, в районе с. В. Ахта встречает барьер эоценовых и эопалеозойских пород. Подземный водоток здесь разветвляется на два рукава. Один из них, обтекая барьер с севера, в районе гор. Раздан, встретив вторую преграду, выклинивается в районе сс. Джрарат, Атарбекян и Макраван. Следует отметить, что в формировании этого потока принимают участие воды, фильтрующиеся из оз. Севан. Южный рукав описываемого водотока разгружая часть своих вод в районе с. В. Ахта с суммарным родниковым стоком около 3 л/сек, продолжает движение на запад по направлению к сс. Солак и Кахси. В каньоне р. Раздан по контакту лав с эоценовыми известковистыми песчаниками, происходит частичная разгрузка водотока с расходом 170—200 л/сек, остальная же часть поступает в аллювиальные отложения Палеораздана.

Воды родников в значительной степени используются для водоснабжения гор. Чаренцаван, сс. Солак, Фонтан и Кахси.

Центральный подземный водоток формируется на участке между горами Ковасар (2299,7 м), Сари-сурп (2524,8 м), Аждаак (3087 м), Ератумбер (3258,5 м), Атис (2528,5 м) и Гутансар (2299,2 м).

На рассматриваемом участке под мощным чехлом погребен обширный прогиб, расчлененный густой сетью палеорек. По западному фронту прогиба, вскрытому местами глубоким врезом каньона р. Раздан, на протяжении 18—20 км от с. Бжни до с. Геташен выходят многочисленные мощные группы родников с суммарным расходом около 3—3,5 м³/сек.

Сочетание обширной площади с исключительно благоприятными геоморфологическими, литологическими и физико-географическими факторами способствует формированию на рассмотренном участке довольно мощного потока подземных вод. Двигаясь на запад, этот водоток, встретив на своем пути массивы гор Атис и Гутан-сар, расчленяется. Часть потока—арзнинский, проходя мимо указанных массивов и двигаясь на юг и юго-запад, питает подземные воды Акункской котловины. На участке курорта Арзни—с. Геташен, на протяжении 5 км происходит разгрузка вод. Суммарный родниковый сток здесь составляет около 2000 л/сек, из коих 1460 л/сек по двум водоводам подается на водоснабжение гор. Ереван.

Северная часть Центрального водотока, встретив на пути движения ряд экструзивных куполов липаритов, разветвляется на три отдельных струи.

Гюмуш-Авазанская струя питает группу одноименных родников, разгружающихся на левом борту каньона р. Раздан с суммарным расходом около 1000 л/сек.

Подземные воды приурочены к Кармирличской лавовой толще, а у Гюмушской ГЭС к смещенным оползнями долеритовым базальтам. Около 740 л/сек родниковой воды рассматриваемой струи поступает на водоснабжение гор. Ереван, а 90 л/сек в с. Аргел и курорт Арзни.

Алапарская струя занимает центральное положение и приурочена к ковасарским лавам, образующим языковидный поток. Суммарный дебит родников алапарской струи равен 70 л/сек.

* На данной стадии гидрогеологической изученности приводимая схема движения подземных водотоков, их количества и производительности не претендует на совершенство.

По данным гидрогеологического бурения, удельные дебиты скважин составляют 0,06—0,16 л/сек.

Воды рассматриваемой струи частично каптированы и идут на водоснабжение гор. Чаренцавана.

Арзакан-бжнинская струя приурочена к контакту ковасарских лав и подстилающих эоценовых туфогенов. Отмеченный контакт четко прослеживается на левом берегу каньона р. Раздан, где происходит разгрузка струи. Суммарный расход родников составляет около 700 л/сек, из коих 600 подается на водоснабжение гор. Еревана.

Следующий мощный поток межлавовых и подлавовых подземных вод формируется на площади, заключенной между горами Атик и Ератумбер, Аждаак и водоразделом бассейнов рек Гедар и Азат. Стремясь на запад, поток движется сначала широким фронтом и, вероятно, поэтажно располагающимися струями. На участке с. Гямрез—подножье г. Атис водоток входит в теснину, создаваемую массивом г. Атис и вулканогенно-обломочной толщей, приобретая концентрированный характер. Далее на запад водоток снова разветвляется на отдельные струи. Северная, наиболее мощная струя питает Акунк-Катнахбюрскую и частично Арзни-Гетамечскую группу родников. Расход первой группы составляет около 2000 л/сек.

Часть родников с суммарным дебитом около 1700 л/сек каптируется и подается водоводом на водоснабжение гор. Еревана. Кроме того, в Катнахбюрской котловине, выполненной андезито-базальтами и озерно-речными отложениями, заложен куст водозаборных скважин, из которых откачивается около 250 л/сек воды.

Центральная струя рассматриваемого водотока проходит по направлению сс. Мгуб, Ариндж, Аван и частично разгружается в каньоне р. Раздан в районе Канакерской и Ереванской ГЭС; остальная часть, двигаясь по Аванской синклинали, поступает в Ереванскую котловину.

Южная струя проходит по направлению сс. Барцрадир, Раздан, Дзорахбюр, причем большая часть вод разгружается в районе отмеченных сел в виде сосредоточенных родников.

Поступающие в вулканогенно-обломочную толщу подземные воды, разгружаются в овраге Шор-джри-дзор, в районе с. Мангюс, а также на южном склоне Вохчабердского хребта.

Гохт-Гарнийский водоток формируется в верховьях р. Гохтгет, на участке между водораздельной линией бассейнов рек Гедар и Азат и горами Назал (3361 м), Спитакасар (3560 м) и Зиарат (3150 м).

Этот концентрированный поток подземных вод приурочен к древней долине, по которой прослеживается длинный язык Гегардской и Аждаак-Сарисурбской лавовой толщи верхнечетвертичного возраста. В районе с. Артиз—монастыря Гегард поток сужается и, проходя далее на юго-запад, выходит в виде мощных родников между сс. Гохт и Гарни с суммарным расходом около 1500 л/сек. Более рассеянный поток отмечается в пределах наклонного лавового плато, расположенного в междуречьи Гохтгет и Ухтупар (Дава-гези). Здесь в пределах как самого плато, так и по кромке выклинивания лав, по линии сс. Б. и М. Гиланлар, Каладиби, Имирзик и Еллиджа расположены многочисленные многодебитные родники.

В пределах северо-восточных и восточных склонов северной оконечности Гегамского хребта формируется Лчашенский подземный водоток. Сильная трещиноватость и пористость андезито-базальтов, широкое распространение каменных россыпей, благоприятствуют легкой инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков вглубь и концентрации их

в андезито-базальтах, их шлаках и вулканических песках, залегающих под вторым потоком лав. Водоупорными являются эоценовые вулканогенно-осадочные породы.

Двигаясь в восточном направлении, подземный водоток, дойдя до подземного водораздела (протягивающегося в северо-западном направления вдоль берега), изменяет свое направление и движется на северо-восток.

В северной и северо-западной части с. Лчашен происходит слияние рассматриваемого водотока с подземным водотоком, поступающим со стороны г. Менаксар (Богу-даг). Встретив на пути своего движения водоупорные эоценовые отложения и интрузивные породы, водоток вновь меняет направление движения и в районе сс. Гегамаван и Дтмашен разгружается в рыхлообломочные отложения погребенной долины Палеораздана.

Наиболее крупным подземным водотоком в пределах рассматриваемого вулканического нагорья является Палеоразданский. Он формируется в результате дренирования множества более мелких струй, стекающих с северной, северо-восточной и северо-западной частей Гегамского нагорья.

Ложе указанной долины выполнено водоупорными эоценовыми вулканогенно-осадочными породами.

Древняя долина р. Раздан, заполненная рыхлообломочными отложениями, прослеживается до оз. Севан и является прекрасным коллектором для вод, фильтрирующих из озера. Согласно данным разведочного бурения, мощность рыхлообломочных водоносных пород варьирует от 8,4 м до 89,3 м, а средний уклон водотока 0,0124.

Расход подземного водотока, по данным гидрогеологического бурения 1971 г., равен 14493,8 м^3/сут. Частичная разгрузка подземного водотока осуществляется посредством выхода множества родников в каньоне р. Раздан. Наиболее крупной является Атарбекян-Ридамал-Макраванская группа родников.

Анализ режимных наблюдений за расходом этих родников показал связь их расхода с колебанием уровня воды в озере. По мере снижения уровня воды в озере, отмечается понижение дебита родников. Так, если в 1928—1930 гг. дебит родников составлял 3,65 м^3/сек (А. П. Соколов), в 1957—1958 гг. он равнялся 1,28 м^3/сут (М. А. Сунцов и др.), то в 1969—1970 гг. он равнялся 1,15 м^3/сут, причем озерная составляющая этих родников понизилась с 58% (в 1957—1958 гг.) до 15% (в 1969—1970 гг.). Остальная часть подземного водотока разгружается за пределы региона.

В пределах восточных и северо-восточных склонов южной части нагорья, сложенного преимущественно андезито-базальтами, формируется Гаварагет-Саруханский подземный водоток.

В пределах древней долины Палеогаварагета рассматриваемый водоток движется в виде двух струй. Верхняя приурочена к молодым потокам андезито-базальтовых лав и, двигаясь по уклону водоупорных или относительно водоупорных пород, разгружается в виде мощных групп родников в сс. Ацарат (750 л/сек), Саруханн (900 л/сек) и Гехаркуни (100 л/сек). Нижняя струя водотока приурочена к рыхлообломочным отложениям древней долины р. Палеогаварагет. Водоупором являются сарматские глины. Питание здесь осуществляется преимущественно водами верхней струи посредством частичной фильтрации их, а также через «гидрогеологические окна».

Встретив на пути своего движения водоупорный барьер, в пределах

Саруханской впадины водоток образует артезианский бассейн, длиной примерно в 12 км и шириной в 3 км. Мощность водоносных пород варьирует от 51 до 111 м. Разгрузка вод артезианского бассейна осуществляется, вероятно, по линии Камо—Норадуз—оз. Севан.

Кроме приведенных выше подземных водотоков, на Гегамском хребте имеется множество водотоков со сравнительно меньшим расходом.

Такова в основных чертах схема движения межлавовых и подлавовых водотоков, обладающих значительными динамическими ресурсами, большими перепадами отметок областей питания и разгрузки. Вопрос перехвата этих водотоков на более высоких гипсометрических отметках относится к числу наиболее актуальных.

II. Область складчатого низкогорья и предгорных равнин охватывает южную часть Гегамского вулканического нагорья в пределах бассейнов верхних течений ручьев Джрвеж, Шорахбюр, Чатма, Хосров и среднего течения р. Азат.

В геологическом и гидрогеологическом отношении она отличается от рассмотренной выше области. Отсутствие лавового чехла обусловливает широкое распространение сильно расчлененных эрозионно-денудационных, а в крайней юго-западной части аккумулятивных форм рельефа.

Сложена область преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными породами, являющимися либо водоупорными (глины, мергели, туфоалевролиты) и слабоводопроницаемыми (туфобрекчии, песчаники), либо водопроницаемыми (известняки, мергели). Большое разнообразие геологических образований и пестрота их литологического состава, различная степень дислоцированности, наряду с разнообразием физико-географических условий, создают довольно сложные гидрогеологические условия.

В пределах рассматриваемой области развиты комплексы соленосно-гипсоносных, туфогенных и известково-мергельных пород, краткая гидрогеологическая характеристика которых приведена ниже.

Комплекс соленосно-гипсоносных пород представлен соленосно-гипсоносными и перекрывающей их разданской (зангинской) толщей чередующихся глин, мергелей, песчаников с подчиненными пластами песков, известняков, горючих сланцев.

Эти породы обнажаются в Джрвежском овраге, в 5 км к востоку от Еревана, где слагают северо-западное крыло Шорахбюрской антиклинали, в каньоне р. Раздан—на участке КанакерГЭС—кур. Арзни. Здесь соленосно-гипсоносные породы перекрыты плащем лавовых и озерно-речных образований и в гидрогеологическом отношении, в силу преобладания в их составе глинистых образований, обычно служат водоупором.

В коренном залегании соленосно-гипсоносные породы безводны, а немногочисленные малодебитные родники, выходящие в Джрвежском овраге, приурочены к коре выветривания этих пород в контакте с перекрывающими лавами и вулканогенно-обломочными образованиями. Песчано-глинистые отложения палеогена и неогена (пестроцветная толща) широко распространены на территории междуречья Гедар и Азат, где они выполняют Ацаванскую синклиналь и смежную с ней Шорахбюрскую антиклиналь.

На территории распространения песчано-глинистых пород закартировано значительное количество родников с расходом 0,1—0,5 л/сек, причем большинство из них тяготеет к полосе распространения более

водообильных пород Вохчабердской вулканогенно-обломочной толщи, которая трансгрессивно перекрывает песчано-глинистые отложения палеоген-неогена и, тем самым, принимает участие в их обводнении.

Обводненность песчано-глинистых пород на отдаленных от контактовой зоны участках носит спорадический характер и ограничивается трещиноватой зоной коры выветривания.

В целом породы рассматриваемого комплекса являются водоупорными. Обводненность их ограничивается корой выветривания и локальными зонами тектонических нарушений.

Комплекс туфогенных пород объединяет флишоидные отложения верхнего мела и палеогена, которые представлены туфопесчаниками, туфосланцами, туффитами и др. Широкое распространение этот комплекс имеет в юго-восточной части региона, где эти породы окаймляют брахиантиклинальные и куполовидные складки, сложенные в ядрах породами известково-мергельного комплекса.

Вследствие большой пестроты литологического состава туфогенов и затухающей с глубиной трещиноватостью, инфильтрационные воды проникают на сравнительно небольшую глубину.

Циркулирующие в поверхностной зоне трещинные воды частью разгружаются в виде небольших родников или дренируются оврагами, заполненными пролювиальными выносами сухих русел.

В бассейне среднего течения р. Азат, в районе сс. Елиджа и Гиланлар туфогенные породы, перекрытые лавами, значительно обводнены за счет вод последних. Родники здесь характеризуются дебитом 2—5 л/сек и действуют круглый год.

В 2—5 км к востоку от с. Геташен (Арташатский район) на осевой линии одноименной антиклинали выходит группа родников на отметке 1060—1070 м. Воды родников имеют температуру 21—22° и отлагают известковый туф (травертин), которым забронированы юго-западные подножья г. Еранос.

Травертиновый щит местами размыт, его останцы сейчас занимают более высокое гипсометрическое положение, чем выходы родников. Отмеченное обстоятельство свидетельствует о том, что когда-то родники выходили гипсометрически выше, но в дальнейшем стали закупоривать собственные выходы и нашли себе выход на более низких отметках.

Подземные воды комплекса туфогенных пород характеризуются ресурсами, не представляющими практического интереса.

Комплекс известково-мергельных отложений объединяет известняки, мергели и подчиненные им терригенные образования верхнего мела. Значительна роль рассматриваемого комплекса в формировании подземных вод междуречья средних течений рек Азат и Чатма, где им сложен ряд невысоких горных хребтов и отрогов.

Значительная трещиноватость пород комплекса и почти полное отсутствие почвенно-растительного покрова благоприятствует интенсивному поглощению атмосферных вод, проникновению их вглубь. Однако небольшое количество атмосферных осадков (250—350 мм/год), аридный климат, небольшая площадь питания и значительная крутизна склонов гор ограничивают запасы трещинных вод, которые обильно циркулируют в верхней части зоны свободного водообмена. Дебит родников редко превышает 0,5—1 л/сек. Большая часть родников с наступлением летних жарких месяцев высыхает или претерпевает резкое уменьшение дебита.

Вследствие небольших ресурсов и значительной жесткости подзем-

ные воды рассматриваемого комплекса не имеют практического значения.

Материалы по физико-химической характеристике подземных вод региона указывают на зависимость их от литологического состава водовмещающих пород. В пределах северной части рассматриваемого региона—области Гегамского хребта подземные воды связаны преимущественно с андезито-базальтовыми лавами и их пирокластами. Это воды с исключительно высокими питьевыми качествами: прозрачные, без запаха и вкуса, весьма холодные—холодные (2—10°С).

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатному кальциевому и гидрокарбонатному натриевому типам, с минерализацией от 0,1 г/л до 0,5 г/л. Исключение составляют воды, соприкасающиеся с подстилающими лавы породами осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

Южная часть региона, относящаяся к области складчатого низкогорья и предгорных равнин, характеризуется разнообразием химического состава вод.

Так, подземные воды, приуроченные к комплексу соленосно-гипсоносных пород, имеют повышенную минерализацию (1—5 г/л) и преобладание в большинстве случаев в химическом составе сульфатов натрия и реже хлоридов натрия.

Пресные гидрокарбонатные кальциевые воды обычно характерны для контакта соленосно-гипсоносных и песчано-глинистых пород с перекрывающими лавовыми и вулканогенно-обломочными образованиями.

Воды, приуроченные к туфогенным породам, имеют преимущественно небольшую (от 0,1 до 0,5 г/л) минерализацию, гидрокарбонатного кальциевого (реже гидрокарбонатного магниевого и сульфатного натриевого) состава. Воды же, циркулирующие в комплексе известково-мергельных отложений, гидрокарбонатные кальциевые с величиной минерализации от 0,5 до 0,6 г/л.

Повышенная минерализация вод отмечается в зонах тектонических нарушений. Здесь углекислый газ метаморфического происхождения, поступая по этим нарушениям, насыщает инфильтрационные трещинные воды и, тем самым, увеличивает их агрессивную способность.

В подземных водах рассматриваемого региона установлено наличие также до 21 микроэлемента, наиболее распространенными являются: Mn, Ti, Cu, Ag, Sr, B, V, Cr, Mo, Ba и Li.

Режим подземных вод Гегамского нагорья формируется в результате взаимодействия естественных (геологических, гидрогеологических, гидрологических, климатических и др.) и искусственных режимообразующих факторов.

Наблюдения за режимом подземных вод Гегамского хребта в течение длительного времени проводятся гидрорежимной станцией Армянского геологического управления.

В процессе наблюдений замеряются—дебит родников, уровень грунтовых вод, температура и химический состав.

В годовом ходе режимных наблюдений имеет место проявление четырех периодов: максимума, минимума, спада и подъема. Эти периоды режима подземных вод повторяются ежегодно, но с разной продолжительностью.

Минимальные дебиты родников в большинстве случаев начинаются с конца предыдущего года (октябрь) и продолжаются до мая—июня будущего года.

Вслед за минимальными расходами родников начинается период плавного повышения с достижением максимума в период май—июль месяцы.

Режим дебита родников хребта весьма разнообразен и в значительной степени обусловлен влиянием таких факторов, как геоморфологическое строение, атмосферные осадки, температура воздуха и пр. Так, в высокогорной зоне нагорья широкое распространение имеют малодебитные, сезоннодействующие родники. В пределах среднегорной зоны наличие обширной области питания, значительное количество атмосферных осадков, хорошая водопроницаемость лав, медленное таяние снежного покрова в логах и в каменных россыпях, а также процессы конденсации атмосферной влаги благоприятствуют формированию устойчивого расходного режима лавовых подземных вод.

Колебание расхода родников, питающихся подлавовыми водными потоками, обычно не превышает 10—20%, для межлавовых вод оно более 30—50%.

Родники же, питающиеся водами коры выветривания лав, претерпевают значительные изменения в колебании расхода, достигающие 80—100%.

В предгорной зоне хребта отмечаются весьма постоянные расходы родников. Колебание дебита происходит очень плавно. Это является результатом большой отдаленности от области питания и сравнительно глубокой циркуляции подземных вод. Влияние климатических факторов на режим подземных вод сильно сглажено.

Температурный режим подземных вод Гегамского нагорья формируется под влиянием как атмосферного тепла, так и внутреннего тепла земли.

Изучение температурного режима вод неглубокой циркуляции показало, что он соответствует годовому ходу температур воздуха, но в значительной мере сглажен. Амплитуда колебания температуры грунтовых вод в течение года достигает ±2°С. С увеличением глубины циркуляции грунтовых вод происходит ослабление влияния температуры воздуха и доминирующими становятся геотермические условия территории. В этом случае амплитуда колебания температуры грунтовых вод обычно не превышает ±0,5°С.

С изменением расхода родников имеет место и изменение величины общей минерализации вод.

Среднее значение амплитуды колебания минерализации грунтовых вод в течение года варьирует от 0,01 до 0,25 г/л.

Изменение минерализации грунтовых вод в течение года характеризуется абсолютным максимумом в зимний период и абсолютным минимумом в период лета—осени.

Как показали данные режимных наблюдений, химический тип воды в основном остается тот же, а изменение минерализации грунтовых вод обусловлено главным образом изменением содержания ионов HCO_3, Ca и Na+K.

Гегамский хребет является областью формирования значительных естественных ресурсов подземных вод. Естественно, это и привлекло внимание многочисленных исследователей, которыми и проводились подсчеты их естественных ресурсов.

В 1943 г. А. Н. Назаряном подсчитано, что каждую секунду в лавах нагорья формируется 22 м³ воды. А. А. Тер-Мартиросяном (1960) суммарный родниковый сток региона оценивается в 15,5 м³/сек.

Позднее Э. И. Сардаровым (1970) естественные ресурсы зоны ак-

тивного водообмена нагорья оцениваются в 15,4 м³/сек, а суммарный подземный сток в 28,1 м³/сек.

К установлению Советской власти в Армении в пределах рассматриваемой территории существовал лишь один действующий водовод в гор. Камо, который далеко не полностью удовлетворял нужды населения.

Жители ряда сел использовали для водоснабжения дождевые, талые воды, либо воды оросительных арыков. Из-за отсутствия питьевой воды некоторые села (Астхаберт, Тезхарата, Дашачирмаз и др.) были вынуждены переместиться в другие районы.

Если вопросам водоснабжения, орошения и обводнения горных пастбищ прежде не уделялось должного внимания, то после установления Советской власти в Армении эти работы получили широкое развитие. Начались большие работы по каптажу родников и бурению скважин. В селах Фонтан, Кянкян, Зовашен, Капутан были заложены кяризы в пемзовых песках, воды которых население использует и в настоящее время.

Несмотря на значительные ресурсы подземных вод хребта, положение с водоснабжением неудовлетворительное. Ряд пунктов до сего времени не обеспечен доброкачественной водой в необходимом количестве.

Богатые альпийские луга, широко распространенные в пределах нагорья, представляют собой великолепные пастбища, на которые с ранней весны поднимаются многочисленные стада. Обводнение нагорных пастбищ осуществляется в основном за счет каптажа поверхностных водотоков и родников, откуда вода самотеком, преимущественно закрытыми водоводами транспортируется к месту потребления. Однако, в ряде районов нагорья вопрос обводнения пастбищ до сего времени остается острым.

Сельскохозяйственные поля, расположенные в среднегорной и предгорной зонах Гегамского хребта, нуждаются в искусственном орошении земель. Орошение сельскохозяйственных полей осуществляется здесь водами как поверхностного стока, так и путем каптажа родников, устройства кяризов, траншей и скважин.

Из всего изложенного видно, что в пределах рассматриваемой территории ощущается дефицит в воде, а проблема водоснабжения, орошения и обводнения горных пастбищ относится к числу наиболее актуальных. Несмотря на все возрастающие потребности в подземной воде, коэффициент использования ее низок и может быть значительно повышен в результате применения эффективных мероприятий по каптажу и реконструкции ирригационной системы.

Таким образом:

1. Гегамский хребет, сложенный почти исключительно продуктами плиоцен-четвертичного вулканизма, является областью формирования значительных динамических ресурсов подземных вод. На долю покрова лав и их пирокластов приходится около 96% запасов подземных вод.

2. В области распространения вулканических лав подземные воды формируют межлавовые и подлавовые водотоки или обводненные зоны. Выдержанные водоносные горизонты отсутствуют. Исключение составляют Акунк-Катнахбюрская, Саруханская и Дзорагюх-Тазагюхская впадины, заключающие напорные воды.

3. Лавовые воды обладают высокими питьевыми качествами. Приуроченные к ним родники имеют благоприятные условия для их каптажа. Около 80% ресурсов подземных вод, приуроченных к лавам, в

настоящее время используются для водоснабжения Ереванского экономического района.

ВАРДЕНИССКИЙ ХРЕБЕТ

Варденисский хребет расположен в восточной части центральной Армении и представляет собой широтно-вытянутое вулканическое нагорье.

Ограничивается он с севера Севанской котловиной, с юга—долинами рек Арпа и Ехегис, с востока сочленяется с Зангезурским, а с запада—Гегамским хребтами.

Орографически Варденисский хребет характеризуется асимметричным строением. Северные его склоны пологие, менее изрезаны и волнистыми ступенями спускаются от водораздельного плато (расположенного на высоте 3000—3200 м) к прибрежной равнине оз. Севан (1900—1920 м). Общая протяженность северных склонов от водораздела до подножий достигает 15—20 км.

В отличие от северных, южные склоны характеризуются большой крутизной и интенсивной расчлененностью, глубокими ущельями.

Климат Варденисского хребта в целом холодный, горный, но в зависимости от вертикальной зональности климатообразующих факторов в его пределах выделяются умеренный, умеренно-холодный, холодный и нагорно-тундровый типы климата.

Средние значения температуры воздуха в различных высотных зонах хребта характеризуются следующими показателями (табл. 17):

Таблица 17

Абсол. отметка высотных зон *м*	Средняя температура °С		Среднегодовая температура °С
	самого теплого месяца	самого холодного месяца	
1000—1100	24,6	— 5,4	10,6
1900—1950	15,4	— 5,9	5,1
2100—2150	17,9	—12,6	3,6
2300—2350	14,0	— 8,8	2,7

Как видно из таблицы, среднегодовая температура воздуха по мере увеличения высоты местности уменьшается с 10,6° до 2,7°, а годовая амплитуда колеблется от 30° до 21—22°. Атмосферные осадки в пределах хребта распределяются крайне неравномерно. Так в высокогорной зоне количество их превышает 900 мм, в то время как в пределах предгорья оно составляет менее 400—450 мм.

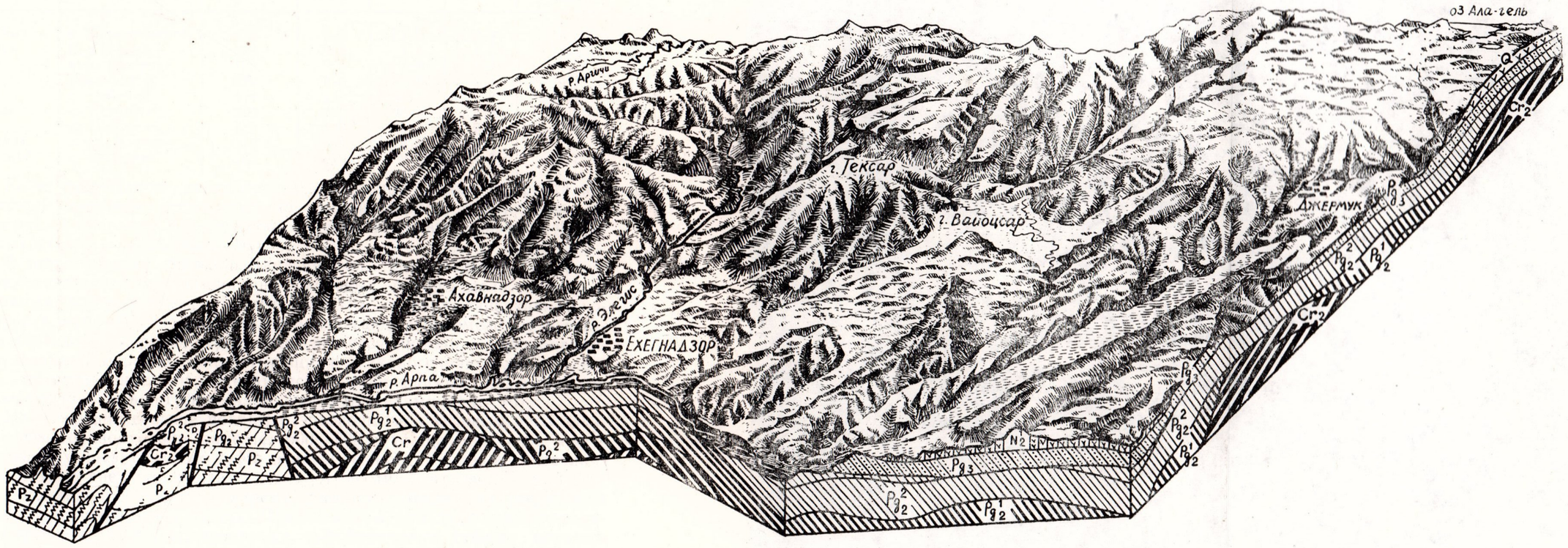
Наибольшее количество атмосферных осадков выпадает весной—летом, а наименьшее—зимой.

Влажность воздуха в пределах нагорья непостоянна и зависит как от гипсометрии, так и орографии местности.

Наибольшая абсолютная влажность воздуха отмечается в летний период (июль), в то время как минимальная зафиксирована зимой (январь).

Ветры в пределах рассматриваемой территории местного происхождения—горно-долинные, фены, бризы и, реже, бор. Скорость ветров в зависимости от орографического положения и времени года колеблется от 1—2 м/сек до 15 м/сек и более.

Широкое распространение устойчивого снежного покрова, обилие



Фиг. 10. СХЕМАТИЧЕСКАЯ БЛОК-ДИАГРАММА геолого-гидрогеологических комплексов южных склонов Варденисского хребта (условные обозначения те же, что фиг. 7).

дождей при большой крутизне склонов создают благоприятные условия формирования поверхностного стока.

Питание рек смешанное: атмосферные осадки и грунтовые воды. Наиболее значительными речными артериями являются Аргичи, Варденис, Алучалу (бассейн оз. Севан), Арпа, Ерер, Элегис (бассейн р. Аракс), которые характеризуются следующими показателями (табл. 18):

Таблица 18

Наименование рек	Пункт наблюдения	Площадь водосбора км²	Расход м³/сек			Среднегодов. модуль стока л/с км²
			мин.	макс.	средний	
Аргичи	с. Каравансарай	326	0,9	51,6	3,4	9,7
Аргичи	В. Геташен	380	2,8	7,1	4,9	13,4
Арпа	кур. Джермук	180	2,9	5,9	4,4	24,7
	Ехекнадзор	1220	6,0	15,0	11,1	9,1
Ерер	с. Чайкенд	174	0,8	12,0	1,8	10,2
Элегис	с. Кавушуг	205	0,7	36,4	4,3	21,8
	с. Шатин	458	2,0	43,5	7,4	17,0
Алучалу	с. Н. Алучалу	79,8	0,1	4,8	0,3	7,0
Варденис	с. Варденик	105	0,9	2,1	1,8	16,7

Во внутригодовом характере распределения стока рек хребта абсолютный минимум приходится на зимний период, а максимум—на весенний. В пределах Варденисского хребта в основном развиты почвы горных степей и альпийских лугов.

В геологическом строении Варденисского хребта принимают участие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы мела, эоцена и олигоцена, которые образуют антиклинальные складки общекавказского простирания. В основании разреза залегают верхнемеловые известково-мергельные породы, чередующиеся с песчаниками и порфиритами. На указанных породах залегает мощная вулканогенная толща палеогена, представленная чередующимися туфобрекчиями, порфиритами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и мергелями (фиг. 10).

На отмеченные выше породы с эрозионным и угловым несогласием, почти горизонтально, залегает 600—800 м толща олигоцена, представленная андезитами, их туфо- и лавобрекчиями, а также—песчаниками. Далее, вверх по разрезу, следуют меотис-понтические вулканогенно-обломочные породы широко распространенной на территории Армении вохчабердской толщи. Представлены они туфоконгломератами, туфопесчаниками, агломератами, туфобрекчиями, туфами, пемзами и другими разностями вулканогенно-молассовых образований. Породы фундамента эффузивного чехла обнажаются у вулканического конуса Ахар-бахар, в бассейнах верхних течений рек Аргичи, Варденик, Карангу, Арпа и др.

Они слагают две крупные антиклинальные складки, разделенные широкой синклинальной мульдой, располагающейся в центральной части хребта.

Породы фундамента перекрыты обширным чехлом эффузивного комплекса, в разрезе которого снизу—вверх выделяются: верхнеплиоценовые андезиты покровного характера, покровы и потоки нижнечетвертичных и среднечетвертичных андезито-базальтов и, наконец, верхнечетвертичные потоки бугристо-глыбовых лав.

Лавовые покровы и потоки Варденисского хребта приурочены к отрицательным формам рельефа, при этом древние потоки относительно широкие и занимают водораздельные плато междуречий, а молодые

потоки образуют сужающиеся по направлению течения языки, отчетливо отображающие форму залитых ими долин.

Характерной особенностью эффузивного чехла является общая интенсивная трещиноватость лав, независимо от их возраста и петрографического состава, а также уменьшение мощности и степени кальматации поверхности лав вверх по разрезу.

Гидрогеологические условия Варденисского хребта, как и остальных вулканических массивов и нагорий Армении, определяются особенностями его геолого-морфологического строения и природной обстановки.

Среди многочисленных факторов, обусловливающих питание, образование, движение, пространственное распределение и разгрузку подземных вод, наиболее важными являются источники питания подземных вод (атмосферные осадки, поверхностный сток, конденсирующаяся влага) и аккумулирующая литологическая среда.

Физико-географическая обстановка, в которой находится Варденисский хребет, вполне благоприятна для питания подземных вод. Значительное количество атмосферных осадков (450—900 мм/год), возрастающее по мере повышения гипсометрических высот, мощный снежный покров, сохраняющийся в высокогорной зоне в течение всего года, наряду со значительной влажностью воздуха, являются постоянным фактором пополнения ресурсов подземных вод.

Мощный чехол лавовых покровов и потоков, бронирующий выпуклый фундамент вулканогенных и вулканогенно-обломочных пород Варденисского хребта, благодаря интенсивной трещиноватости и значительной обнаженности, в свою очередь является исключительно благоприятной средой для аккумуляции и формирования меж- и подлавовых вод.

Более 90% ресурсов подземных вод Варденисского хребта связано с лавовыми образованиями, при этом подземные воды имеют крайне неравномерное пространственное распространение—они большей частью приурочены к погребенной под лавами древней речной сети.

Обширные площади лавовых покровов и потоков вследствие сильной трещиноватости пород легко поглощают атмосферные осадки, которые, проникая вглубь, концентрируются в депрессионных частях межлавовых водоупорных пород или подлавового фундамента и формируют множество подземных водотоков, радиально стекающих к периферийным частям Варденисского хребта.

Межлавовые водотоки в пределах Варденисского хребта, в отличие от Гегамского вулканического нагорья и массива г. Арагац, встречаются сравнительно редко.

Выяснение пространственного положения погребенных речных долин имеет важное прикладное значение, так как с ними связаны пути прохождения поэтажно расположенных подлавовых и межлавовых водных потоков, каждому из которых свойственен определенный рисунок гидрографической сети.

Закономерности формирования морфологии палеорельефа при последовательном излиянии лавовых потоков являются общими почти для всех тектоно-вулканических массивов Армянского нагорья.

На Варденисском хребте выделяются следующие комплексы лав:

1) средне(?)-верхнеплиоценовые лавовые покровы,
2) нижнечетвертичные лавовые покровы и потоки,
3) среднечетвертичные лавовые потоки,
4) верхнечетвертичные и голоценовые лавовые потоки.

Отмеченные комплексы лав существенно отличаются друг от друга площадным развитием, морфологией и гидрогеологической ролью. Прежде чем охарактеризовать их остановимся на морфологии погребенного под лавами рельефа.

Поверхность долавового рельефа структурно-денудационная. Сложена она в основном полого залегающими слоями Вохчабердской толщи, которая, в силу своих литологических особенностей, играет роль водоупора. Общий уклон палеорельефа соответствует структурному строению Варденисского синклинория. Уклон направлен с юг—юго-востока на север—северо-запад. Поэтому основные массы подземных вод, фильтруясь через лавы и следуя по древним структурным долинам, направляются в сторону оз. Севан и питают артезианский бассейн Большого Севана и Масрикской равнины.

Несоответствие в плане древнего (погребенного) и современного водоразделов отмечается на восточной части Варденисского хребта в зоне Алагеллярского вулканического плато, принадлежащего бассейнам рек Арпа и Воротан.

Под лавами этого плато палеорельеф также имеет уклон в сторону оз. Севан. Поэтому определенная часть подземных вод направляется в озерный бассейн. Более подробно об этом будет сказано несколько позже.

1). Средне (?)-верхнеплиоценовые покровные лавы представлены в основном андезитами. Они занимают наиболее высокие части водораздельных плато хребта, где перекрывают первичные пластовые уровни вохчабердской толщи и денудационную поверхность, врезанную в более древние образования. Наибольшая мощность плиоценовых андезитов отмечается в центральной части хребта. К востоку площадь развития андезитов постепенно суживается и заканчивается недалеко от вершины Соганлу. Водораздельное плато, сложенное андезитами, обрывается по обоим склонам хребта высокими уступами, из-под которых обнажается вохчабердская толща, подстилающая денудационную поверхность.

Фрагменты этой поверхности имеются в восточной части хребта. Верхний возраст поверхности, очевидно, соответствует среднему плиоцену, так как обнаженная под андезитами, в мощной коре выветривания, пыльца характеризует комплекс флоры теплолюбивого киммерийского облика (определение Я. Б. Лейе).

Плиоценовый комплекс андезитовых покровов подвергся значительной денудации и ледниковой экзарации. Лавовые плато в ряде районов вершинной зоны покрыты мощным чехлом элювия—делювия и древними моренами. Вероятный возраст морен по предположению Е. Е. Милановского (1962)—нижний плейстоцен.

Ввиду задернованности андезитов, а также наличия на них мощного чехла водоупорных суглинков различного генезиса, выходы родников, связанных с этим комплексом лав, почти отсутствуют. Большинство временно действующих малодебитных родников связано с наносными образованиями.

2). Нижнечетвертичные лавовые покровы в пространственном развитии выступают совместно с плиоценовыми. Однако они занимают сравнительно большие площади. Лавы образуют полого наклонные, иногда ступенчатые волнистые склоны междуречных пространств рек Аргичи, Карангу, Варденик, Алучалу и Загалу.

Эти лавы андезито-базальтового состава (лавы типа А и В по

К. Н. Паффенгольцу) спускаются широкими веерами в зону северных предгорий Варденисского хребта. Некоторая часть их погружается под отложения оз. Севан.

Нижнечетвертичные лавы также подверглись значительной денудации, особенно экзарации среднечетвертичного горно-покровного оледенения. В лавы врезаны широкие (диаметром до 2—2,5 км) котловины выпахивания, расположенные на абсолютных отметках 3200—3000, 2800—2400 и 2200—2100 м.

Наибольшей экзарации подвержены лавовые потоки этой серии, расположенные в междуречье рек Аргичи, Каранго и Варденик.

Экзарацией снесена значительная часть лав ниже абсолютных отметок 2600—2500 м. Здесь обнажены подстилающие их породы липаритовых туфов и туфобрекчий. В зоне выклинивания эффузивов морфологически хорошо прослеживается уступ, протягивающийся вдоль склона.

Ниже уступа, вплоть до побережья оз. Севан, простирается наклонное волнисто-увалистое денудационное плато, врезанное в вохчаберд-скую толщу, местами перекрытое моренами. На плато сохранены клочки лав.

Описанные геолого-геоморфологические условия нижнечетвертичного лавового покрова обусловливают и его гидрогеологические условия.

В зоне экзарационного вреза у подножья отмеченного уступа выходят многочисленные родники, приуроченные к контакту лав с подстилающим водоупорным основанием.

Правда, контакт этот улавливается с трудом, так как подножье уступа во многих местах перекрыто мощным шлейфом делювия и древними моренами. Перекрывая зону разгрузки подземных вод, они препятствуют концентрированному выходу, «распыляют» его на отдельные струи, питающие мелкие родники моренно-делювиального типа. Однако по режиму отмеченные родники совершенно не похожи на делювиальные. Режим их постоянен.

Кроме того, отмечается определенная зональность их вдоль подножья уступа. Относительно малый дебит родников от 1—2 до 3—5 л/сек объясняется тем, что область их питания, сложенная нижнечетвертичными лавами, небольшая. Кроме того, лавовый покров расчленен глубокими трогами и карами на отдельные плато, вследствие чего разгрузка подземных вод происходит большей частью в верховьях рек.

Нижнечетвертичные лавы в междуречье рек Астхадзор и Варденик сохранились хорошо. Их покров, обладающий первичной ступенчато-волнистой поверхностью, спускается вплоть до берега озера и, очевидно, простирается далеко вглубь, под озерную толщу. Примечательных выходов родников на покрове не имеется.

Подавляющая часть подземных вод, проходя по поверхности подлавового рельефа, питает напорные воды оз. Севан. Отметим, что на этих участках береговой зоны, где эрозией вскрыта подошва лав, имеются выходы родников с дебитом от 10 л/сек (у с. Золакар) до 30—35 л/сек (у с. Варденик). О том, что под покровом лав имеется мощный водоток свидетельствует скважина, пробуренная на междуречном плато Астхадзор-Золакар, выше уровня озера на 60 м, которая вскрыла фонтанирующую воду.

3). Среднечетвертичные лавы, в отличие от древних, морфологически выделяются более отчетливо.

Они фиксируются в основном в форме лавовых покровов, поверхность которых относительно слабо денудирована. Этот комплекс развит большей частью в восточной части северных, а также на отдельных участках южных склонов хребта.

По своему стратиграфическому положению и морфологическим условиям залегания среднечетвертичный комплекс лав разделяется на две серии:

а) лавовые покровы и потоки нижне (?)-среднечетвертичные, допокровно-ледниковые, дорисские;

б) лавовые потоки, определенно среднечетвертичные, послепокровно-ледниковые, послерисские-довюрмские.

Первая серия образует широкие покровы в виде языков, заливающие древние пологосклонные долины, врезанные в породы мелового, палеогенового и, частично, неогенового возраста. Среди них выделяется крупный поток, образующий полого-выпуклые, продолговатые плато в междуречье Алучалу-Гедакбулаг. Значительная часть покрова скрыта под более молодыми потоками вулкана Люльтаг. Другой поток расположен в междуречье Гедакбулаг-Чахрлу. К востоку от него, в районе сс. Дашкенд и Кошабулаг расположен третий поток.

К этой серии относятся также лавовые потоки водораздельной зоны западной части хребта. Здесь они подстилают лавы молодого вулкана Армаган.

Описанные лавы имеют в основном андезито-базальтовый состав и обладают плотным сложением. Они образуют полого-волнистые наклонные поверхности, перекрытые значительным чехлом элювия—делювия и моренами горно-покровного оледенения.

Мощность лав, по сравнению с предыдущими, меньшая. Ими залиты неглубокие долины и по этой причине эрозионные врезы на небольших глубинах обнажают подстилающее водоупорное ложе. Кроме того, здесь часто встречаются останцевые холмы подлавового основания. Восточная часть хребта имеет довольно слабый уклон, что способствует замедлению поверхностного стока. Имея значительные водосборные площади, ограниченные в контурах древних долин, лавовые потоки этой серии обладают большой водоотдачей, фиксируемой выходами мощных родников в эрозионных врезах. Часть подземных вод лавового потока междуречья Алучалу-Ярпузлу выступает группой родников в эрозионной котловины у с. Верин Загалу и Чичакли, на дне которой обнажаются эоценовые туфопесчаники. Суммарный дебит их достигает 40—50 л/сек. Остальная часть подземных вод разгружается в прибрежных отложениях оз. Севан, питая, по-видимому, верхний напорный горизонт Масрикского артезианского бассейна.

Лавовый поток междуречья Гедакбулаг-Чахрлу имеет аналогичное строение. Однако перекрывающие его языки новейших лав вулкана Ахарбахар, располагающиеся в глубоких эрозионных врезах по обоим краям потока, забирают значительную часть его подземных вод. Оставшееся количество подземных вод дренируется в концевой части потока родниками у с. Чахрлу с суммарным расходом 300—400 л/сек.

На восточной окраине нагорья расположен широкий Дашкендский поток, который охватывает большую водосборную площадь, вложен в древнюю моноклинально-сбросовую долину и характеризуется ровной поверхностью.

Правый восточный борт долины представляет обрывистый уступ, сложенный породами Шоржинского комплекса (аналог всхчабердской толщи). Левый, полого-наклоненный к востоку, сложен эоценовыми

туфогенами. По контакту описанных разновозрастных формаций проходит ущелье р. Масрик. Описанная асимметричная древняя долина залита лавами Дашкендского потока. Главные массы подлавовых вод выходят на древнюю поверхность в восточной части потока, в подковообразном врезе у с. Кошабулаг, группой родников с общим дебитом около 200 л/сек.

Среднечетвертичные послерисские лавы распространены большей частью на южных склонах хребта. На северном склоне имеются небольшие разрозненные потоки (поток вулкана Люльтаг—в междуречье Алучалу—Ярпузлу, поток вулкана Экиджилар—в области верховья р. Аргичи и т. д.). Лавы образуют форму протяженных языков. Погребенная под ними поверхность рельефа довольно сложная. Сложно также геологическое строение субстрата. Лавы покрывают породы палеогена, неогена, эффузивы предыдущих циклов и морены предпоследнего оледенения.

4). Верхнечетвертичные голоценовые лавы морфологически оконтуриваются весьма четко. Они имеют бугристо-глыбовую почти оголенную поверхность. Почти весь поверхностный сток поглощается лавами, потому и родники, приуроченные к этим потокам, достаточно водообильны, несмотря на то, что водосборная площадь этих лав, по сравнению с древними, гораздо меньшая.

В западной части нагорья четко выделяется поток вулкана Армаган, край которого достигает побережья оз. Севан. Этот поток залил древнюю долину, выработанную в древнечетвертичных лавах и подстилающих их осадочных породах мела и палеозоя.

В последующем в поток Армагана был врезан глубокий каньон р. Аргичи, на стенках которого обнажаются подстилающие лавы, туфогены и конгломераты неогена. Подземные воды потока Армаган выходят крупными родниками в его концевой части у сс. Цаккар, Личк, Нижний Геташен. Дебит их доходит иногда до 100 л/сек. Родники выходят также на его западных (Тазагюхская группа), восточных (Лернакертская группа) и северных (Сарнахпюрская группа) краях.

В восточной части Варденисского нагорья протягивается поток новейших лав вулкана Ахарбахар, который образует лавовые языки—Акункский и Карчахпюрский. Лавы питают мощные родники, расположенные в концевых частях лавовых языков. Акункская группа родников имеет суммарный расход свыше 1100 л/сек, Карчахбюрская—свыше 500 л/сек, Ярпузлинская—около 400 л/сек. Следует отметить, что водосборная площадь этого потока не настолько велика, чтобы давать такой громадный расход постоянного стока. Несомненно, значительная часть подземных вод получает питание от расположенного выше Алагеллярского плато.

Алагеллярское плато сложено сильно трещиноватыми верхнечетвертичными андезитами. На плато имеется много блюдцеобразных бессточных котловин, перекрытых озерно-флювиогляциальными супесчано-суглинистыми отложениями. Собирающиеся в этих плоскодонных котловинах талые воды образуют многочисленные озера группы Алагель, регулируют сток родников ахарбахарского потока. Между алагеллярскими и ахарбахарскими лавами имеется непосредственная связь. Подлавовый рельеф имеет общий уклон к бассейну оз. Севан.

В гидрогеологическом отношении большой интерес представляет высокогорное лавовое плато Мурад-тапа, расположенное в бассейне верхнего течения р. Арпа. Это довольно широкое плато орографически является отрогом Варденисского хребта. Стекающие отсюда поверхно-

стные воды направляются в долину р. Арпа и частично — р. Воротан. Однако, как было отмечено, благодаря структурному строению фундамента лав и уклону палеорельефа значительная часть глубоко фильтрующихся вод, вероятно, направляется в бассейн оз. Севан.

Лавы мурадтапинского комплекса в целом имеют верхнеплиоцен—нижнечетвертичный возраст. Поверхность их значительно денудирована и перекрыта местными моренами и флювиогляциальными отложениями горно-покровного оледенения. Мощность лав весьма изменчива.

Подземные воды, связанные с верхними сериями лав, выступают несколькими крупными одиночными родниками, а также группами более мелких родников—на склонах и подножьях массивов Мурад-тапа, Кечал-тапа и др. Дебит отдельных родников достигает 100 л/сек и более; средний расход других родников исчисляется десятками литров в секунду. Родниковым питанием пользуются, очевидно, и обширные заболоченные участки, расположенные западнее вершины Кюрбаглыгеле. Обильность родников на Мурадтапинском плато объясняется тем, что это высокогорное плато получает наибольшее количество атмосферных осадков (800—900 мм) и имеет большую площадь питания. Кроме того, на плато имеются обширные поля чингилей—великолепных коллекторов подземных вод.

На мурадтапинском плато подлавовое водоупорное основание не вскрыто эрозией. Выходы фундамента располагаются только на возвышенных частях плато.

Долина верхнего течения р. Арпа ограничивает плато с юго-востока. Она представляет собой глубокий ледниковый трог, выполненный конечными моренами. Долина р. Арпа, вплоть до курорта Джермук, проходит в глубоком эрозионном ущелье, в разрезе которого обнажается подстилающее комплекс мурадтапинских лав древнее водоупорное основание.

Однако выходы каких-либо значительных родников в долине реки, вплоть до курорта Джермук, отсутствуют. Аналогичное положение наблюдается в глубоких ущельях р. Элегис и ее притоков, ограничивающих обрывистые склоны Мурадтапинского плато с юго-запада.

Все это говорит о том, что погребенный под мурадтапинскими лавами палеорельеф наклонен к северу, в сторону Севанской котловины и значительная часть глубоко фильтрующихся вод стекает по древним долинам в Севанскую котловину, питая ее артезианский бассейн. Таким образом, на высокогорном Мурадтапинском плато можно фиксировать два «горизонта» подземных вод. Верхний, межлавовый родниковый, принадлежащий бассейнам рек Арпа и Воротан, и нижний, подлавовый, принадлежащий бассейну оз. Севан.

На основании гидрогеологических поисково-разведочных работ, геоморфологических и геофизических исследований в пределах Варденисского хребта выделяются следующие подземные водные потоки, приуроченные к породам эффузивного чехла.

1. Кошабулагский, приуроченный к базальтовым лавам. Водоток проходит с юга на север почти в меридиональном направлении и выклинивается на юго-восточной и южной окраинах с. Кошабулаг в виде отдельных струй из обрыва, сложенного Дашкендским потоком андезито-базальтовых лав.

Суммарный минимальный расход родников, приуроченных к этому водотоку, составляет около 150 л/сек.

Часть вод Кошабулагского водотока идет на пополнение динами-

ческих ресурсов грунтовых и напорных вод Масрикской котловины, о чем свидетельствуют данные буровой скважины № 88с.

2. Чахрлу-Тюскулинский—имеет аналогичные условия питания и движения. Водоупором для данного водотока также является кольматированная поверхность межлавовых элювиальных образований. Воды, формирующиеся в пределах этого водотока, в конце лавового потока разветвляются на две части и образуют две группы выходов—Чахрлинскую и Тюскулинскую.

Выходы Чахрлинской группы родников расположены линейно вдоль кромки базальтов, образующих здесь обрыв высотой 7—15 м, и связаны с крупными трещинами и пустотами среднечетвертичных лав. Эта группа родников имеет 6 сосредоточенных и массу разбросанных выходов.

За 10 лет стационарных режимных наблюдений (1956—1966 гг.) расход этой группы родников колебался в пределах от 300 л/сек до 366,9 л/сек.

Тюскулинская группа родников представлена сосредоточенными мощными выходами и многочисленными разбросанными дериватами. На протяжении 50 м из-под обрыва андезито-базальтов выходят три крупных родника. Выходы связаны с ошлакованными андезито-базальтовыми лавами и имеют нисходящий характер. Выходы более мелких родников имеют линейное расположение и выходят из-под делювия лавовых пород. Суммарный минимальный расход родников этой группы составляет 126 л/сек, максимальный—171,0 л/сек.

3. Акунский водоток связан с верхнечетвертичными языковидными потоками лав, начало которых находится у г. Кирми. Этот водоток проходит по древней доверхнечетвертичной долине, заполненной сильно трещиноватыми, раздробленными, превращенными в каменные россыпи андезито-базальтами. Воды этого водотока, как показывают исследования и опыты 1958 г., питаются в основном за счет фильтрации вод из оз. Алагеллар.

Опыты показали, что, действительно, у северного борта озера Б. Алагеллар отмечается движение вод с юга на север и поступление их в базальты. Немаловажную роль в питании подземных вод Акунского водотока играют атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на поверхности этих лав. На площади распространения верхнечетвертичных лав поверхностный сток, как правило, отсутствует, так как сильная трещиноватость способствует полной инфильтрации атмосферных вод. Разгрузка вод этого водотока почти полностью происходит в пределах кромки лавового языка у с. Акунк в виде мощных родников.

Родники Акункской группы (№ 662—668) выходят из-под трещиноватых ошлакованных андезито-базальтовых лав в виде рассредоточенных струй. Основная часть выходов расположена западнее пос. Акунк на отметке 1966 м. Родники эти нисходящие, имеют линейное расположение на протяжении 60 м, протягиваясь с юга на север. Отмечается семь выходов, отстоящих друг от друга на расстояние от 0,3 до 14 м. Кроме этих выходов, отмечаются мелкие грифоновидные восходящие струи. Суммарный минимальный расход этой группы составляет 1001 л/сек, а максимальный—1093 л/сек.

Кроме этих родников, воды Акункского водотока разгружаются также у юго-западной окраины пос. Басаргечар. Эти родники выходят из зияющих трещин андезито-базальтов и имеют три сосредоточенных выхода с суммарным минимальным расходом 56,4 л/сек (максимальный расход—68,2 л/сек).



Ярпзлинская группа родников у северных подножий Варденисского хребта.

4. Ярпзлу-Карчахпюрский водоток. Условия питания, формирования подземных вод этого водотока аналогичны с Акункскими, но разгрузка их осуществляется на двух участках: первый в пределах с. Ярпзлу и второй—у с. Карчахпюр.

Ярпзлинская группа родников расположена на юго-западной окраине с. Ярпзлу, в ущелье одноименного оврага. Основные выходы расположены на юго-западном склоне, где они выходят из-под обрыва. Часть вод этих родников (около 40 л/сек) каптирована для нужд с. Ярпзлу. Суммарный минимальный дебит этой группы составляет 1030 л/сек, а максимальный—1282 л/сек.

Кроме упомянутых крупных выходов имеются шесть сравнительно малодебитных родников у мельницы с. Ярпзлу, на правом склоне оврага.

Водоупором для Ярпзлинской группы родников являются обожженные аллювиальные глины на контакте средне- и верхнечетвертичных андезито-базальтовых лав.

Родники Карчахпюрской группы расположены на двух участках: первый расположен выше шоссейной дороги Варденис—Мартуни, на юго-западной окраине с. Карчахпюр и второй—ниже дороги у северной окраины села. Родники первого участка представлены 13 сосредоточенными выходами, расположенными на отметках 1920—1925 м под обрывом. Протяженность участка—700 м. Отдельные выходы отстоят друг от друга от 13 до 270 м. Родники этой группы приурочены к ошлакованным андезито-базальтам и выходят в основном из-под делювия. Отдельные выходы имеют расход от 2 до 97 л/сек. Суммарный расход всей группы этого участка составляет: минимальный—303,6 л/сек, максимальный—375,5 л/сек. Родники нижнего участка имеют четыре сосредоточенных выхода, отстоящие друг от друга от 15 до 300 м.

Воды этих родников приурочены к верхнечетвертичным андезито-базальтовым породам, но выходят из-под делювиально-аллювиальных образований, представленных обломками лавовых пород с примесью песчано-глинистых образований.

Водоупором для родников Карчахпюрской группы служат доверхнечетвертичные обожженные межлавовые аллювиально-пролювиальные образования древних речных долин.

Из родников первой группы, расположенных у пионерского лагеря с. Карчахпюр, каптирован один выход с расходом 7 л/сек для водоснабжения пионерского лагеря.

Южный склон Варденисского вулканического нагорья характеризуется сравнительной маловодностью андезито-базальтовых лав, вследствие сильной расчлененности рельефа, незначительных площадей питания, задернованности, крутизны склонов и пр.

5. Элегисский подземный водоток приурочен к трещиноватым лавам и формируется в пределах привершинного плато южных склонов Варденисского хребта.

Водоупорными породами данного участка являются преимущественно туфопесчаники и туфобрекчии мио-плиоцена.

В ущельях и оврагах верховьев р. Элегис наблюдаются выходы многочисленных родников. Суммарный дебит всех родников этого подземного водотока составляет около 150—200 л/сек.

6. Мурадтапинский подземный водоток приурочен к трещиноватым лавам.

Разгрузка водотока происходит в оврагах и балках в виде многочисленных родников с суммарным дебитом около 250 л/сек. Более

мелкими водотоками в пределах Варденисского вулканического нагорья являются: Варденисский—с суммарным расходом родников 25—30 л/сек, Алаязский—с суммарным дебитом родников около 5 л/сек и др.

Другие комплексы геологических образований, слагающие Варденисский хребет, играют весьма подчиненную роль в формировании ресурсов подземных вод.

В пределах описываемой территории широкое распространение имеют аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, флювиогляциальные, озерные и озерно-речные отложения. Водообильность этих отложений весьма разнообразна и находится в тесной зависимости от состава, генезиса и условий их залегания.

Наиболее водообильными являются крупнообломочные разности аллювиальных пород.

Неоднородность литологического состава и невыдержанность мощностей водовмещающих пород обусловливают различия как в характере залегания грунтовых вод, так и в степени их водообильности.

Фильтрационные свойства пород различные и характеризуются коэффициентами фильтрации от 0,1 до 3 л/сут.

В целом породы рассматриваемого водоносного комплекса являются водообильными.

Комплекс осадочных пород имеет ограниченное распространение. Основной водовмещающей средой являются известняки и мергели. Породы эти характеризуются мелкой, неглубоко проникающей трещиноватостью, обусловливающей слабую их обводненность. Дебиты родников, приуроченных к этим отложениям, обычно не превышают 1—5 л/сек. В целом породы этого водоносного комплекса являются слабо водообильными.

Комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород представлен андезито-дацитами и липарито-дацитами мио-плиоцена, порфиритами, их туфами, туфопесчаниками и туфобрекчиями эоцена, олигоцена и мела.

Воды этих отложений относятся к трещинному типу и питаются атмосферными осадками. Ввиду слабой трещиноватости пород данный комплекс является слабоводообильным.

Воды, связанные с комплексом этих пород, выходят в виде малодебитных родников в основном из контакта с подстилающими отложениями и частично из коры выветривания.

На площади распространения описываемого комплекса зарегистрировано 78 родников, из которых 20 имеют сезонный характер.

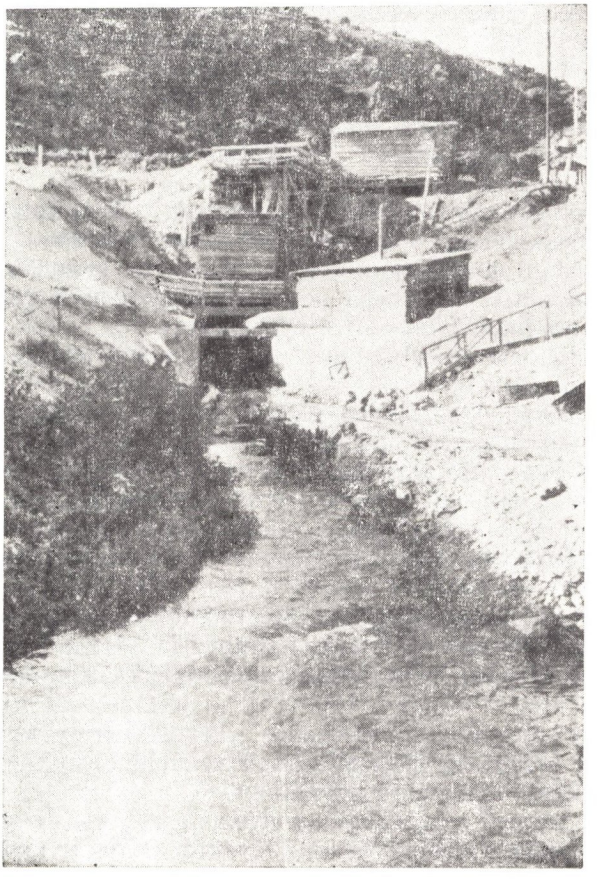
По расходу родники подразделяются на следующие группы: до 1 л/сек—39 родников, с суммарным дебитом—22,54 л/сек; до 10 л/сек—16 с общим дебитом 50,72 л/сек и выше 10 л/сек—3 родника с расходом 49 л/сек. Температура этих вод колеблется в пределах от 6 до 9°.

Подземные воды Варденисского вулканического хребта характеризуются как очень холодные—холодные, пресные, гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатного кальциевого состава. Воды других химических типов встречаются на локальных участках обнажения пород фундамента, где, по-видимому, имеет место подток вод из нижней гидродинамической зоны.

Геолого-гидрогеологические особенности региона, проявление природной зональности, обусловливают горизонтальную гидрохимическую зональность подземных вод. Химический состав и минерализация под-

земных вод претерпевают изменения по мере движения подземных вод от области питания к периферийным частям хребта.

Так в высокогорной зоне хребта воды преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с величиной минерализации до 100 мг/л, в среднегорье—гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, а в



Северные склоны Варденисского хребта. Выходы родниковых вод из тоннеля Арпа—Севан.

пределах предгорья—гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава с минерализацией до 300 мг/л и более.

Особенности геолого-геоморфологического строения, физико-географические и гидрогеологические условия региона обусловили характер режима подземных вод.

Данные многолетних режимных наблюдений показывают, что в высокогорных частях хребта широкое распространение имеют сезонные родники, длительность действия которых обычно не превышает 4—6 месяцев в году. Родники среднегорной и предгорной частей преимущественно постоянно действующие. Максимальные расходы родников обычно фиксируются в апреле—мае, после чего расход родников падает, достигая минимального своего значения в октябре—ноябре.

Колебание расхода родников различно. Температурный режим подземных вод нагорья обусловлен влиянием как атмосферного тепла, так и внутреннего тепла земли. Амплитуда колебания температуры подземных вод обычно не превышает 1,5—2°С.

Данные многолетних режимных наблюдений за химическим составом и минерализацией подземных вод показали, что с повышением расхода родников имеет место уменьшение общей минерализации, и, наоборот.

Амплитуда колебания минерализации вод варьирует от 0,01 до 0,20 г/л. Что же касается химического состава вод, то он преимущественно остается прежним.

Проведенные исследования показывают, что в пределах рассматриваемого региона нет единого характера режима подземных вод. Это обусловлено геолого-геоморфологическими особенностями строения нагорья, гидрогеологическими и физико-географическими условиями. По геолого-геоморфологическому строению, гидрогеологическим и физико-географическим условиям Варденисский хребет подразделяется на четыре зоны: вершинную—область преимущественно поверхностного стока, привершинную—область питания, склоны щитовидных массивов—область питания, транзита и родникового стока, низкогорные лавовые плато и равнины—область разгрузки подземных вод.

1. Вершинная часть хребта расположена на абсолютных отметках более 3200 м.

Значительное количество атмосферных осадков (до 990 мм/год), большие уклоны рельефа создают благоприятные условия формирования поверхностного стока. Подземные воды, формирующиеся в пределах этой зоны, частично выходят в эрозионных врезах в виде сезонно действующих родников с дебитом до 0,2 л/сек.

Подземные воды очень холодные (1—3°С), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, с величиной общей минерализации до 100 мг/л.

2. Привершинное лавовое плато расположено на абсолютных отметках от 2400 до 3200 м. Сравнительно спокойный характер рельефа, большая трещиноватость лавовых образований и значительное количество атмосферных осадков (до 850 мм/год) благоприятствуют формированию подземных вод.

Атмосферные осадки, конденсационные воды, фильтрационные воды оросительных систем, интенсивно поглощаясь в трещиноватые лавовые образования, инфильтруются на большие глубины, где концентрируясь у контакта с подстилающими породами, формируют подземные водотоки, стекающие в направлении предгорных равнин.

Подземные водотоки частично разгружаются здесь в виде постоянно действующих родников с дебитом до 5,5 л/сек. Подземные воды холодные (3—5°С) гидрокарбонатные натриево-кальциевые с величиной минерализации до 100 мг/л. В целом рассматриваемая зона является областью питания подземных вод.

3. Склоны щитовидного массива расположены на абсолютных отметках от 1700 м до 2400 м. Значительное количество атмосферных осадков (до 750 мм/год), сравнительно спокойный характер рельефа благоприятствуют формированию подземных вод. Родники, приуроченные к рассматриваемой зоне, преимущественно постоянно действующие, с дебитом до 60—70 л/сек.

Подземные воды холодные (5—8°С) гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые, с величиной общей минерализации до 200—250 мг/л.

В целом рассматриваемая зона представляет область питания, гранзита и родникового стока.

4. Низкогорные лавовые плато и равнины расположены на абсолютных отметках от 1200—1400 м до 1700—2100 м.

Рассматриваемая зона характеризуется сравнительно спокойными, мягкими чертами рельефа в пределах северных склонов хребта и силь-



Северные склоны Варденисского хребта. Один из Чахрлинских родников.

но расчлененным рельефом в пределах южных склонов. В этой зоне отмечаются выходы крупных родников.

Подземные воды холодные (8—11°С) гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией более 250—300 мг/л.

В целом рассматриваемая зона представляет собой область разгрузки подземных вод.

В силу сравнительно небольшого количества атмосферных осадков и большой величины испарения, доля участия этой зоны в пополнении запасов подземных вод незначительная.

МАССИВ г. АРАГАЦ

Массив г. Арагац занимает площадь около 3000 кв. км в центральной и западной частях АрмССР.

Его территория входит в состав Аштаракского, Талинского, Артикского и Апаранского административных районов республики. Массив г. Арагац является орографически хорошо выраженной формой вулканического нагорья АрмССР и представляет собой громадный выпуклый лавовый щит, увенчанный четырьмя вершинами, наивысшая из которых имеет абсолютную отметку 4095 м. Четыре вершины массива расположены вокруг огромного ледникового цирка, глубина которого более 400 м, а ширина до 4 км.

В пределах массива выделяются следующие области с характерными для них чертами рельефа.

Вершинная зона (абсолютная отметка выше 3000 м) включает громадный венец четырех вершин с кратером в центре, превращенным впоследствии в типичный ледниковый цирк, а также многочисленные ледниковые кары и котловины выпахивания, и, наконец, троги верховьев речных долин.

Здесь имеется ряд реликтовых ледников. Ледник, спускающийся с северо-восточного склона вершины 3909 м, питает реку Гехарот. Видимая мощность ледника на конце языка (высота 3550 м) составляет 6 м. Другой ледник берет начало от склона вершины 4013 м и оканчивается на высоте 3600 м. Третий, самый большой ледник, питающий р. Гехадзор, начинается между вершинами 4095 м и 4013 м и оканчивается на высоте 3400 м.

Кроме отмеченных, имеется также ряд висячих ледников и снежников, играющих важную роль в питании подземных вод массива.

Характерной чертой этой зоны является наличие обширных территорий, занятых каменными морями глыбовых россыпей и россыпей выветривания, играющих громадную роль в гидрогеологии массива.

Ледниковые цирки и кары имеют характерные крутостенные ступенчатые склоны и широкое дно. Склоны покрыты сплошными осыпями, которые у подножья и на дне образуют мощные шлейфы конусов выноса, из-под них выступают многочисленные родники талых снеговых вод. На дне каров имеют широкое развитие моренные скопления. Из каровых углублений и цирков берут начало почти все крупные речные артерии г. Арагац.

Речные долины заложены в глубоких ледниковых трогах, которые особенно хорошо развиты на северных склонах массива. На дне и бортах трогов получают значительное развитие моренные накопления в виде гряд, между которыми реки образуют меандры на широких заболоченных поймах.

Вследствие слабой водопроницаемости моренных накоплений талые снеговые воды в межморенных котловинах образуют постоянные или временные озера—водоемы. В целом рассматриваемая зона характеризуется резким и глубокорасчлененным альпийским высокогорным нивально-ледниковым рельефом.

Привершинное плато (абсолютная отметка 2800—3300 м) морфологически можно разделить на две части—верхнюю и нижнюю. В пределах верхней полосы оно имеет волнисто-грядовой останцевый рельеф. Здесь встречаются значительные пространства, покрытые россыпями коренных пород в виде каменных морей—чингилов. Остальная часть плато покрыта древними, частично размытыми моренами значительной мощности, или же элювиально-делювиальными суглинисто-щебенистым плащом. Во многих местах из-под делювия обнажаются коренные эффузивы. На плато значительное место занимают останцевые хребты и вершины или горные кряжи (хребет Карадаг, Амберд, Читиль, Кара-Кейнак и др.), которые подвержены процессам ледникового выпахивания, морозного выветривания и т. д. и ныне покрыты мощными шлейфами осыпей. На склонах этих хребтов развиты кароиды и нивационные углубления, сохраняющие снежные пятна почти до начала осени.

Кроме описанных хребтов-останцев, встречается также значительное количество шлаковых конусов поздних излияний лавовых потоков. Таковыми являются Кзыл-Зиарат, Кзыл-даг, Зиарат, Кзыл-лягам и др. Они сохранили еще формы свежих вулканических аппаратов. Склоны их сложены из пепла, бомб, шлака и другого рыхлого пирокластиче-

ского материала, котрый служит хорошим поглотителем талых снеговых вод.

Нижняя полоса привершинного плато, примыкающая к склонам массива, имеет волнистый, волнисто-бугристый рельеф. Ввиду значительного уклона рельефа, описываемая полоса подвержена интенсивному смыву поверхностным стоком и в ряде мест почти оголена, обнажая трещиноватые бугристо-грядовые лавы.

По мере приближения к склонам массива появляются многочисленные овраги, рытвины, эрозионные борозды, расчлененные густой овражной сетью, где вскрываются контакты лав, к которым приурочены различные горизонты родников. Здесь отсутствуют мощные накопления морен.

Склоны массива г. Арагац (абсолютная отметка 1500—2500 м) морфологически разделяются на:

а) южные склоны, которые отличаются своей большой крутизной и сильной расчлененностью, глубокими эрозионными долинами, каньонами рек и оврагов;

б) северные склоны очень пологие, переход от плато к предгорью и равнине происходит постепенно;

в) западные и восточные склоны по своей расчлененности занимают среднее положение.

Склоны нагорья расчленены речными долинами, которые в среднем и нижнем течении рек представлены глубокими эрозионными ущельями и каньонами.

В целом рассматриваемая зона характеризуется волнисто-увалистым, бугристо-грядовым рельефом.

Предгорная зона (абсолютная отметка 1000—1500 м) представляет собой обширные лавовые наклонные плато с многочисленными шлаковыми конусами.

Климат массива г. Арагац обусловлен его географическим положением, высотой над уровнем моря и степенью расчлененности рельефа.

В зависимости от указанных факторов на Арагаце выделяется ряд различных вертикальных климатических зон. Так, до высоты 1300—1400 м климат типично сухой аридный или семиаридный, на высотах 1500—2000 м—умеренно-холодный, на высотах 2000—3000 м—горно-холодный, а еще выше—типично нивальный.

Массиву г. Арагац свойственны большие суточные и годовые амплитуды температур, величины которых достигают 29,4°С. Средние значения температуры воздуха в различных пунктах массива г. Арагац приводятся в табл. 19.

Среднегодовые температуры воздуха в пределах массива колеблются от —2,7 в высокогорной зоне до 10,9 в предгорных районах. Максимальная облачность наблюдается летом, когда образуются характерные кучевые облака. Образование их связано с конвекционными процессами. Облачность обусловливает сильные грозовые явления и выпадение большого количества осадков в виде ливневых дождей и града. Число грозовых дней достигает 50—60 в году, грозы приурочены к летнему периоду.

Атмосферные осадки по территории массива распределяются неравномерно. Так, в высокогорной зоне они составляют в год 700—800 мм и более, в то время, как на южных подножьях их выпадает меньше 300 мм.

Наибольшее количество атмосферных осадков выпадает весной

Таблица 19

Средние значения температуры воздуха в пределах массива г. Арагац

Пункты наблюдений	Среднегодовая температура °С	Абсолютная высота над уровнем моря, м	Средняя температура °С		Среднегодовая амплитуда температуры, °С
			самого теплого месяца	самого холодного месяца	
1. Арагац (высокогорн.)	—2,7	3229	9,2	—12,8	22,0
2. Гарновит	4,4	2166	16,4	— 7,8	24,2
3. Гехадзор	3,8	2027	14,3	— 8,0	22,3
4. Апаран	4,3	1891	16,8	— 9,8	26,4
5. Кошабулах	5,4	1890	18,1	— 7,6	25,7
6. Кучак	5,1	1878	18,0	— 9,2	27,2
7. Артик	5,8	1750	18,2	— 8,2	26,4
8. Маралик	5,3	1706	17,9	— 8,7	26,6
9. Верин Талин	7,9	1582	21,0	— 6,2	27,2
10. Егвард	9,1	1317	22,7	— 6,1	28,8
11. Арагац ж/д	9,0	1254	22,8	— 6,6	29,4
12. Аштарак	10,9	1090	24,4	— 3,9	28,3

(до 40% от годового количества атмосферных осадков), а наименьшее—летом.

Распределение годового количества атмосферных осадков по сезонам года приводится в табл. 20.

Таблица 20

Распределение среднегодового количества атмосферных осадков по сезонам года в пределах массива г. Арагац

Пункты наблюдений	Количество атмосферных осадков, мм				
	Весна	Лето	Осень	Зима	За год
1. Арагац (высокогорн.)	273	217	183	141	814
2. Гарновит	198	188	114	56	556
3. Гехадзор	183	226	119	64	592
4. Апаран	200	213	131	102	646
5. Кошабулах	230	126	145	150	651
6. Кучак	161	117	103	81	462
7. Артик	269	158	117	75	619
8. Маралик	182	177	102	69	530
9. Верин Талин	207	115	96	80	498
10. Егвард	147	73	84	98	402
11. Арагац ж/д	143	86	70	59	358
12. Аштарак	129	74	84	84	371

Снеговой покров достигает 100—200 см и устойчиво держится в предгорьях до 50—60 дней, на склонах массива—до 100—150 дней, а на привершинных плато—более полугода.

В пределах массива г. Арагац наибольшее значение имеют горно-долинные ветры и ветры типа фёна. Горно-долинные ветры днем дуют к горам, а ночью с гор на равнину. Наиболее сильно эти ветры проявляются по долинам горных рек, и значительно слабее—в пределах склонов.

Фёны—теплые, сухие ветры наибольшее развитие имеют в холодное полугодие, что объясняется усилением влияния западных воздушных потоков. Скорость этих ветров 2—7 м/сек, причем максимальная—имеет место в холодное полугодие, а минимальная—в летний период.

Гидрографическая сеть массива г. Арагац принадлежит бассейну р. Аракс. Реки массива типично горные с довольно резко выраженным

сезонным режимом. Основной областью питания рек являются вершинная зона и привершинное плато. Большинство рек берет начало из глубоких ступенчатых плоскодонных ледниковых цирков, где во многих местах сохраняются пятна вечных снегов и фирновых ледников. Большую роль в питании рек, кроме талых вод, играют родники вершинной зоны.

Крупными реками массива являются: Гехарот, Гехадзор, Манташ и Амберд. Наибольшие расходы рек отмечаются в весенний период, а наименьшие—зимой.

Почвенно-растительный покров массива г. Арагац подчинен вертикальной поясной зональности.

В вершинной зоне развиты примитивные почвы субнивального пояса с соответствующей растительностью, переходящие с уменьшением высот в альпийские горно-луговые дерново-торфянистые почвы. На последних развиты альпийские луга и плотно-дерновые формации с трагантовыми астрагалами.

В пределах привершинного плато, в верхней полосе, развиты субальпийские горно-луговые коричневые почвы, переходящие затем, в нижней полосе, в горно-луговые черноземовидные с пышной растительностью альпийских и субальпийских лугов.

На склонах массива развиты горные черноземы умеренно-влажных степей. Растительность рассматриваемой зоны на западных, северо-западных и южных склонах массива представлена злаковыми и разнотравно-злаковыми степями, местами с трагантовыми элементами. На северо-восточных и восточных склонах массива развиты луговые степи.

Арагац представляет собой громадный полигенный щитовидный вулканический массив. Образование его связано с трещинными излияниями, приуроченными к крупному глубинному разлому общекавказского простирания, проходящему примерно по линии речных долин Манташ—Амберд (Бальян, 1949). Вероятно, что этот разлом далее на юго-востоке совпадает с известным Енгиджа-Агамзалу-Араратским глубинным нарушением.

Излияния на массиве г. Арагац проявились в виде ряда эффузивных циклов с изменением состава лав от основного к кислому (Лебедев, 1931) и закончились образованием крупной кальдеры взрыва экструзивного вулкана вершины Арагаца (Бальян, 1949). Образование вершины Арагаца и других экструзивных и эруптивных аппаратов было связано с колебательными движениями, вызвавшими оживление отмеченного глубинного разлома. Свидетельством этого служат развитие в эффузивной толще, в разрезе водосборных чаш верховий рек Амберд—Манташ—Гехарот раздробленных брахискладок, выходы минеральных источников, богатых углекислым газом, и гидротермально-измененных алунитизированных, каолинизированных и пиритизированных пород, а также наличие целого ряда шлаковых, лавовых и экструзивных конусов, андезито-базальтовых даек, размещенных вдоль описанного выше разлома. Колебательные движения отражались не только в замковой части вулканического щита, но и на его периферии, где в результате растяжения пластов образовались флексурные разрывы, кольцеобразно окружающие склоны и предгорья массива.

К этим трещинам приурочивались новейшие циклы вулканического пароксизма, давшие громадное количество пирокластического материала из многочисленных эруптивных аппаратов, трещинные излияния различных потоков лав (от базальтовых до андезито-дацитовых), бескратерные купола и т. д.

Для ясного представления гидрогеологических условий массива г. Арагац целесообразно разделить стратиграфический разрез массива г. Арагац на следующие три крупных комплекса, резко отличающихся друг от друга своими геолого-гидрогеологическими особенностями (фиг. 11):

1. Нижний подлавовый комплекс—водоупорные породы древнего пенепленизированного субстрата.

2. Эффузивный комплекс—водоносные породы различных лавовых покровов с промежуточными межлавовыми водоупорными слоями древнего делювия и коры выветривания—т. н. обожженные ошлакованные слои «литомарге».

3. Наносные элювиально-делювиальные, моренные и др. образования с различными гидрогеологическими свойствами.

1. *Нижний подлавовый комплекс*

Наиболее древними породами района массива г. Арагац являются кристаллические сланцы, мраморизованные известняки и др., обнажающиеся в разрезе Цахкуняцкого и Памбакского хребтов. Они подходят вплотную к эффузивному комплексу Арагаца с северо-востока и непосредственно подстилают его в пределах всей северо-восточной, центральной и частично юго-восточной части лавового щита Арагаца.

Меловые и эоценовые породы налегают несогласно на вышеописанный комплекс, окаймляя массив г. Арагац с севера и северо-востока.

Следующими по возрасту являются вулканогенно-осадочные породы олигоцена и мио-плиоцена, представленные глинами, мергелями, туфобрекчиями, конгломератами. Они приурочены к мульде Араратской синклинали, окаймляя южные, западные и северо-западные склоны массива.

Весь описанный комплекс до излияния долеритовых лав оказался сильно срезанным денудацией. Рельеф местности, однако, сохранил свои основные структурные формы с общим уклоном с СВ на ЮЗ.

На поверхность этого палеорельефа, расчлененную продольными широкими речными долинами и покрытую мощным чехлом элювиально-делювиальных образований, накладывался эффузивный комплекс массива г. Арагац.

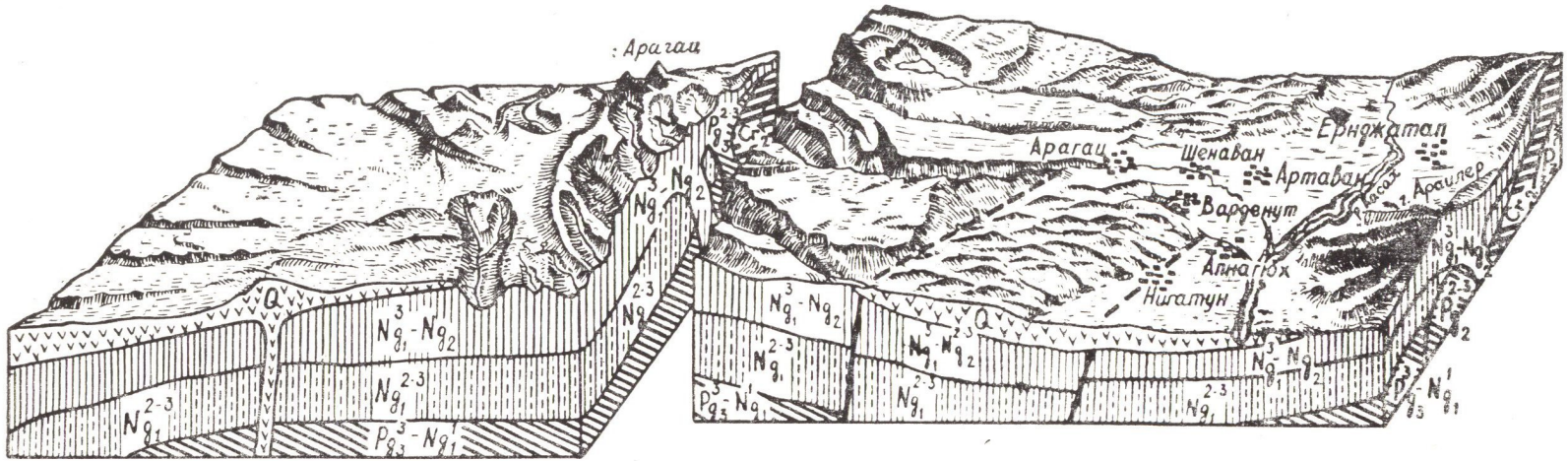
Таким образом вышеописанный вулканогенно-осадочный комплекс является основным региональным водоупором Арагаца.

2. *Эффузивный комплекс Арагаца*

Нижние серии эффузивного комплекса Арагаца представлены наиболее основными лавами, залившими обширные территории рельефа описываемой области. Обнажения этой толщи, представленные базальтами и андезито-базальтами, окаймляют оз. Айгерлич высоким лавовым уступом. Эти лавы занимают обширные территории к югу и юго-западу.

Непосредственно на них залегают покровы долеритовых базальтов и андезито-базальтов. Отчетливого стратиграфического перерыва между этими покровами не наблюдается. Очевидно, излияния отдельных разностей всего основного комплекса следовали один за другим. Потоки лав как по своему химическому составу, так и по структурно-текстурным особенностям мало отличаются друг от друга. Вследствие этого они объединяются в единый цикл излияний, как основание всего эффузивного комплекса Арагаца.

Следующий цикл лавовых излияний представлен андезитовым покровом, обнажающимся в глубоких врезах ущелий средних течений



Фиг. 11. Схематическая блок-диаграмма геолого-гидрогеологических комплексов массива г. Арагац (условные обозначения те же, что фиг. 7).

рек Амберд, Гехарот, Манташ.

Между излияниями базальтовых и андезитовых лав очевидно существовал значительный перерыв, во время которого на поверхности нижнего покрова образовались делювий и кора выветривания. Однако сплошного более или менее четко выраженного кольматированного горизонта не наблюдается.

На поверхности андезитовых лав залегает один из наиболее мощных комплексов эффузивов Арагаца—серия андезито-дацитов. Судя по пространственному развитию и довольно изменчивой мощности этих лав, можно предполагать, что до их излияния рельеф Арагаца был уже значительно расчленен эрозионными долинами, имеющими в целом направление стока к юго-западу и к югу. Были образованы мощные покровы элювио-делювия, превратившиеся после, в момент излияния лав в обожженные кирпично-красные слои т. н. «литомарге», отличающиеся хорошими водоупорными свойствами. Ввиду большого площадного развития, а также сильной трещиноватости, лавы являются водоносными и служат основным поглотителем атмосферных вод, которые, инфильтруясь вглубь, сосредотачиваются в погребенных древних долинах, образуя меж- и подлавовые водные потоки. Эти воды в эрозионном срезе массива выступают на дневную поверхность на различных гипсометрических отметках в виде контактовых родников.

Андезитовый и дацитовый цикл излияний закончился интенсивной эксплозионной деятельностью многих вулканических аппаратов, расположенных на склонах Арагаца, давшей огромное количество пирокластического материала в основном дацитового состава. Туфы и туфолавы окаймляют весь массив, распространяясь на обширной площади между абсолютными отметками 1200—2200 м. Туфы всех типов имеют близкий петрографический состав и приурочены к единому периоду эксплозивной деятельности вулканов.

Следующим стратиграфическим комплексом являются андезитовые и андезито-базальтовые лавы.

Андезиты широко развиты в бассейне р. Манташ, а также на южных склонах левобережного участка р. Амберд. Лавы сильно трещиноваты и обладают большой фильтрационной способностью. Подстилающие их туфовые серии служат характерным контактовым горизонтом грунтовых вод, к которым приурочены родники северо-западного склона.

Андезито-базальты приурочены к вулканам, возникшим, по-видимому, вследствие омоложения разлома (по линии речных долин Амберд—Манташ). Главными из этих вулканов являются Зиарат, Кзыл-Зиарат, Кзыл-Лягам. Характерным типом излияний андезито-базальтового цикла является поток вулкана Кзыл-Зиарат. Андезито-базальтовые потоки этого вулкана, накладываясь друг на друга с морфологически хорошо выраженными уступами (примерно на отметках: 1500, 1800, 1950—2000, 2200—2400), залили обширные территории южного склона массива вплоть до селений Койтур—Аван—Сасуник—Магда.

Следующим комплексом излияний являются потоки дацитов вершинной зоны Арагаца.

Обладая сравнительно большой стойкостью против морозного и нивационного выветривания отдельные разности дацитов образуют большие площади плитняковых россыпей чингиловых покровов.

Следующий комплекс излияний приурочен к периферическим очагам Арагаца, представлен лавами более основного—андезито-базальтового и андезитового состава. Эти лавы располагаются по восточным

и юго-восточным склонам массива в районе селений Аштарак, Арташаван-Нигатун.

На поверхности морфологически четко фиксируется лавовый покров, возвышающийся на склоне Арагаца двумя уступами по направлению на северо-запад. В северной части массива отмеченный покров перекрывает мощные озерно-флювиогляциальные отложения древнего (рисского), оледенения Арагаца.

Распространение этого покрова дает нам основание считать, что лавы этого цикла излияния залили широкую древнюю долину после рисского оледенения. Предполагаемая пойма долины, т. н. Палеокасаха, очевидно протягивалась от с. Апаран по направлению к современной долине р. Шахверд до впадения ее в р. Амберд.

Очевидно, к этой долине и приурочены мощные водные потоки, часть которых выступает в разрезе современного каньона р. Касах (значительно отодвинутого на восток от древней долины) в виде Сагмосаванской группы родников. Эта долина, по всей вероятности, унаследована от древних лав, заливших, очевидно, более широкие пространства древнего пенепленизированного рельефа. Предполагается, что основные потоки подземных вод, приуроченные к более низкому горизонту этой древней долины, протягиваются по направлению выходов родников оз. Айгерлич.

Следующим по возрасту стратиграфическим горизонтом являются лавы вершинного пояса. К ним относятся щелочные дациты и черные смоляные порфиры, окаймляющие зубчатый венец вершины Арагаца и распространяющиеся в пределы привершинного плато.

Ввиду их большой вязкости, они слагают возвышенные хребты Амберд, Кара-даг, Кара-Кейнак, увенчанные экструзивными бескратерными образованиями.

Указанные экструзии считаются наиболее молодыми образованиями вершинного пояса (за исключением позднейших эруптивных аппаратов и шлаковых конусов локального значения).

Излияние кисло-щелочных дацитов связано с оживлением зоны глубинного разлома и радиальных трещин вдоль долин рек Манташ и Амберд.

Комплекс щелочных дацитов ввиду большой трещиноватости и исключительной водопроницаемости играет важную роль в распределении контактовых родниковых вод вершинной зоны.

Последние комплексы эффузивной деятельности принадлежат периферическим очагам трещинных или центральных излияний. Они слагают северные и северо-восточные склоны Арагаца и представлены андезитовыми, базальтовыми и наконец андезито-базальтовыми лавами. Андезиты получают развитие в районе сс. Корбулаг, Кондаксаз, Мирак.

Следующие по возрасту излияния приурочены к северо-западным склонам Арагаца в районе селений Манташ—Еганлар—Спандарян. Это наиболее основные базальтовые лавы всего эффузивного комплекса Арагаца. Морфологически этот базальтовый поток, заливший древнюю долину р. Манташ, оконтуривается довольно четко. В обнажениях каньона р. Манташ, недалеко от одноименного селения выделяются три потока базальтовых лав. Самый нижний поток перекрывает периферические дацитовые лавы. Он представлен наиболее плотной разностью. Средний поток отличается сильной пористостью. Верхний маломощный поток серого базальта по сравнению со средним, менее порист, однако отличается характерными редко размещенными крупными порами.

Общая мощность базальтов достигает 40—50 м. В каньоне, на контактах базальтов, наблюдаются крупные пещеры (Дохи-Магара около с. Манташ) и подлавовые тоннели, служившие раньше путями проточным грунтовым водам, ныне циркулирующим на более глубоких горизонтах в трещиноватых дацитах.

Наконец, наиболее молодым излиянием в пределах массива г. Арагац являются периферические глыбовые андезито-дациты Апаран-Кучагского района. Лавы окаймляют широким кольцом северо-восточные склоны Арагаца и заливают широкую долину р. Касах, выполненную аллювио-флювиогляциальными отложениями последнего (вюрмского) оледенения. Контакты лав с указанными отложениями вскрываются во многих местах на окраинах массива и в каньоне р. Касах. К этим контактам и приурочены известные Апаранские родники.

Как видно из приведенного описания стратиграфии эффузивных покровов Арагаца, характерной особенностью вулканического пароксизма этого полигенного аппарата является как бы пульсирующая деятельность ее с перемещением очагов излияния из области вершин к периферии и обратно. Интересно отметить, что очаги вершинного пояса в последние периоды давали излияние низкотемпературных кислых и щелочных дацитов, чрезвычайно вязких, благодаря чему развились экструзивные образования, бескратерные конусы и кальдеры взрыва вершин, в то время, как периферические очаги давали в целом высокотемпературные лавы основного состава, сильно кристаллизованные и связанные, очевидно, с более глубокими очагами. Характерно, что периоды излияний начинаются основными лавами и кончаются кислыми. Громадную роль в описанном процессе играли тектонические разломы и трещины, радиально рассекающие вулканический щит и окружающие периферию массива.

Такая закономерность в пульсационной деятельности вулкана и распределении кислых и более основных лав сказывается на гидрогеологических условиях самой эффузивной толщи и имеет предопределяющее значение в распространении поэтажно расположенных подземных вод.

Эффузивные породы, имеющие широкое распространение в пределах нагорья, благодаря своей большой трещиноватости, являются основными коллекторами подземных вод.

3. Наносные образования.

На эффузивной толще Арагаца широко развиты четвертичные отложения различного генезиса. В силу изменчивости литологического состава и мощности, они имеют различные гидрогеологические свойства.

Самым нижним комплексом четвертичных отложений, залегающим непосредственно на эффузивной толще, являются элювиально-делювиальные и моренные образования.

а) Элювиальные отложения распространены на ровных, слабо всхолмленных или волнисто-увалистых поверхностях плато. Мощность грунтов варьирует в пределах от 1 до 8 м.

Доминирующими в разрезе этих грунтов являются суглинки и супеси, включающие хрящ, гравий и неокатанные обломки коренных пород. Этот тип грунта отличается своей значительной водоупорностью.

б) Моренные отложения—развиты на обширных территориях привершинного плато; мощность их колеблется от 2 до 60 м. Другие моренны более молодой фазы оледенения развиты в верхних и средних частях речных долин, мощность их превышает местами 100 м. В зависимости

от морфологических типов моренных накоплений (основные, боковые конечные и др.) их гидрогеологические свойства несколько меняются, сохраняя, однако, в целом, свою довольно хорошую водоупорность. Так например: основные (т. е. донные) морены, имея в своем составе более высокое содержание валунной глины, т. н. ледниковой муки, более водоупорны, чем конечные морены, а последние менее проницаемы по сравнению с боковыми моренами, в составе которых значительное место занимают неокатанные щебенистые частицы.

По фильтрационным свойствам морены относятся к слабо водопроницаемым грунтам, а при больших глубинах залегания (т. е. большой плотности) они становятся практически водоупором,

в) Флювиогляциальные отложения—имеют широкое развитие в предгорных частях массива, где троговые долины открываются на равнину. Здесь появляются обширные полого-выпуклые шлейфы галечных полей, переходящих в пределах равнины в песчано-супесчанистые, а еще далее суглинистые зандровые поля. На этих равнинах они перемежаются с озерными и частично вулканическими пеплово-пемзовыми выбросами. Последние, подвергаясь гравитационной дифференциации в озерных чашах приобретают великолепно выраженную слоистость.

Озерно-флювиогляциальные отложения широко развиты на Ахулинской, Апаранской и Кучакской равнинах.

На отдельных участках мощность наносов превышает 30 м. Ввиду их плотного сложения они являются слабо фильтрирующими грунтами и служат водоупорным ложем.

Кроме описанных предгорных типов озерно-флювиогляциальных отложений в верховьях троговых долин имеются *озерно-флювиогляциальные отложения, перекрытые аллювием* конечно-моренного запрудного генезиса. Они представлены супесью, песком, гравием, галечниками и частично суглинками, отличающимися довольно сильной изменчивостью гранулометрического состава, как по площади, так и в вертикальном разрезе. В общей сложности они представлены тяжелой супесью с гравием и галечниками рыхлого сложения.

г) Делювиальные отложения пользуются большим распространением на склонах привершинного плато и речных долин, распространяясь у подножий в виде веерообразных конусов выносов. В зависимости от условия залегания мощность грунта колеблется от 1—2 м (в верхних частях конуса) до 20 и более метров (у подножий склонов).

Грунт уплотнен, сортировка грунта по гранулометрическому составу меняется с тенденцией увеличения мелкообломочных фракций на более пологих склонах. В целом рассматриваемые отложения относятся к слабоводопроницаемым грунтам.

д) Пролювиальные отложения развиты в водосборных бассейнах верховий рек, у слияния боковых притоков, а также на ряде участков конусов выносов временных потоков на предгорьях и у подножья г. Арагац (селевые выносы). Они представлены валунно-галечными скоплениями, смешанными со щебнем, дресвой и песком. Грунт рыхлый, плохо отсортирован, типично скелетный. Принадлежит к типу сильно водопроницаемых грунтов. Мощность пролювиальных отложений варьирует в пределах от 2 до 10—15 м.

е) Делювиально-пролювиальные отложения расположены на косогорах и у подножья склонов конусов выносов временно-действующих потоков. Наряду с временными потоками в накоплении описываемых отложений принимают участие также оползневые процессы типа оползней-оплывин. Мощность их у подножий достигает 20 м и более.

Эти грунты представлены суглинисто-щебенистыми наносами, смешанными с галькой и валунами. Грунт не отсортирован. Сложение—от слабо уплотненного до плотного. Последний тип считается практически водоупорным. В целом эти отложения принадлежат к типу слабо водопроницаемых грунтов.

ж) Аллювиально-пролювиальные отложения представлены галечниками с песком, валунами и щебнем. Распространены они в верховьях крупных долин, где речной поток образует извилины (меандры). По гранулометрическому составу они достаточно хорошо отсортированы от крупнообломочного к мелкообломочному материалу по направлению течения реки. В вертикальном разрезе отличаются сильной изменчивостью состава. Мощность грунтов колеблется от 2—3 до 20 м. Общее сложение грунта рыхлое. Имеются и уплотненные разновидности в древних слоях. В целом отложения относятся к водопроницаемым типам грунтов.



Массив г. Арагац. Ледниковая долина. Скопление морен и каменных россыпей («чингилов»).

Особым типом грунтов являются россыпи коренных пород, т. н. чингилы, имеющие большое развитие на привершинном плато Арагаца, а также на крутых склонах долин.

Чингилы представлены, в основном, двумя типами: 1. элювиальными, образовавшимися на месте. Их глыбовые россыпи сохраняют тесную связь с трещиноватыми коренными породами. Мощность варьирует от 5 до 20 метров, 2. делювиальными «чингилями»—перемещенными, развиты на склонах и подножьях в виде шлейфов или мощных конусов выноса.

Образование элювиальных чингилей связано, в одних случаях, со структурно-текстурной особенностью глыбовой лавы типа «*аа*», когда лава в процессе застывания сокращаясь в объеме, образует на своей поверхности нагромождения глыб, бугров и шишек. Кроме того, лавы,

обладающие сравнительно большой кислотностью и вязкостью, образуют на своей поверхности многочисленные конусы лавовых выпучиваний и газовых взрывов типа «гарнито» (подобно лунному ландшафту), вокруг которых образуются сплошные кольца растрескавшихся глыб и камней. Помимо этого, чингилы могут образовываться также путем интенсивного морозного выветривания, причем здесь сильно сказывается различие в структурно-текстурных особенностях лав. Так, например, стекловатые гиалодациты образуют крупные каменисто-щебенистые россыпи чингилей, а пехштейновые и таситовые или щелочные порфировидные дациты образуют мелкообломочный щебень и дресву. Тем самым элювиальные россыпи чингилей приобретают разные гидрогеологические свойства.

В целом, обладая исключительной водопроницаемостью, чингилы данного типа поглощают большое количество атмосферных осадков, талых снеговых вод, конденсационную влагу и регулируют подземное питание контактовых родников, выступающих на склонах массива.

Чингилы делювиального типа широко развиты на склонах и у подножий вершин и образуют местами сплошные предгорные шлейфы, которые кверху переходят в продолговато-вытянутые разобщенные конусы осыпей. Эти чингилы залегают обычно на древнем делювии. Кроме того, процесс гравитационно-солифлюкационного перемещения россыпей вниз по склону создает условия накопления под толщей россыпей мелкозернистого суглинистого грунта. В период таяния снегового покрова в результате суффозионного вымыва мелкозернистых частиц нарушается равновесие поверхностных крупнообломочных масс и усиливается процесс перемещения последних вниз по склону.

Таким образом, чингилы данного типа, имея под собой кольматированное основание древнего делювия или же мелкообломочный суглинисто-щебенистый материал суффозионного вымыва и гравитационной дифференциации, играют роль поглотителей—резервуаров талых вод.

Делювиальные чингилы обычно питают родники делювиального или подчингилового генезиса вершинного пояса, отличающиеся своим резко сезонным режимом.

Элювиально-делювиальные, а также моренные образования, обладая в основном слабо водопроницаемыми или водоупорными свойствами, способствуют образованию поверхностного стока. Однако вследствие медленного таяния снегового покрова, нередко относительно мощные слои описанных типов грунтов оказываются полностью насыщенными водой и у подножий склонов и конусов выноса наблюдаются выходы родников. Эти родники отличаются незначительным расходом воды и резкой сезонностью режима.

Основными источниками питания подземных вод рассматриваемого массива являются атмосферные осадки (82,8%), фильтрат поверхностного стока (11,1%), конденсация водяных паров в зоне аэрации (4,8%) и подземный приток со смежных районов (1,3%).

В зависимости от литолого-петрографического состава и характера водовмещающих пород, здесь различаются 3 водоносных комплекса: 1. поровые воды рыхлых и слабо сцементированных четвертичных отложений, 2. трещинные воды третичных и четвертичных лавовых образований и 3. трещинные и порово-трещинные воды вулканогенно-осадочных пород.

Рассмотрим характеристику вышеприведенных водоносных комплексов.

1. *Рыхлые и слабо сцементированные отложения четвертичного*

возраста аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, элювиальные, ледниковые и озерные образования имеют мощность до 40 м и более. Глубина залегания уровня воды колеблется от 0,10 до 20—25 м. Фильтрационные свойства пород весьма различны, величина коэффициента фильтрации варьирует от 1—5 м/сут. до 200 м/сут. и более. Приуроченные к этим отложениям родники преимущественно сезонно-действующие и характеризуются дебитами в среднем от 0,3 до 5,0 л/сек. Удельные дебиты скважин, вскрывших подземные воды в этих отложениях, варьируют в среднем от сотых долей до 2—2,5 л/сек.

В целом породы рассматриваемого водоносного комплекса характеризуются как водообильные.

2. *Трещинные воды третичных и четвертичных лавовых образований.*

Водовмещающими породами являются трещиноватые базальты, андезиты, дациты и их разности, слагающие единую толщу мощностью до 700—800 м и более. Водоносность лавовых образований обусловлена преимущественно открытой трещиноватостью и в меньшей степени их пористостью. Характер и степень трещиноватости пород весьма не постоянны и меняются как в зависимости от характера лав, так и в пределах одного и того же лавового потока. Высокая степень трещиноватости лав и наличие покрывающих их рыхлых и пористых образований, делают лавы прекрасными коллекторами атмосферных осадков.

Фильтрационные свойства пород рассматриваемого комплекса характеризуются коэффициентом фильтрации от 0,01 до 100 м/сут. и более. Величина удельного водопоглощения пород (по данным нагнетения и наливов) колеблется преимущественно от 0,1 до 2,5 л/мин.

Более половины всех источников нагорья приурочены к лавовым образованиям, преобладающий дебит их составляет 0,5—15,0 л/сек. Трещинные воды рассматриваемого комплекса пород характеризуются как безнапорные или слабонапорные с величиной напора до 20—40 м.

Удельные дебиты скважин, вскрывших подземные воды, составляют 0,5—2,6 л/сек.

В целом породы рассматриваемого водоносного комплекса характеризуются как сильно водоносные с величиной модуля подземного стока от 0,90 до 9,21 л/сек/км^2.

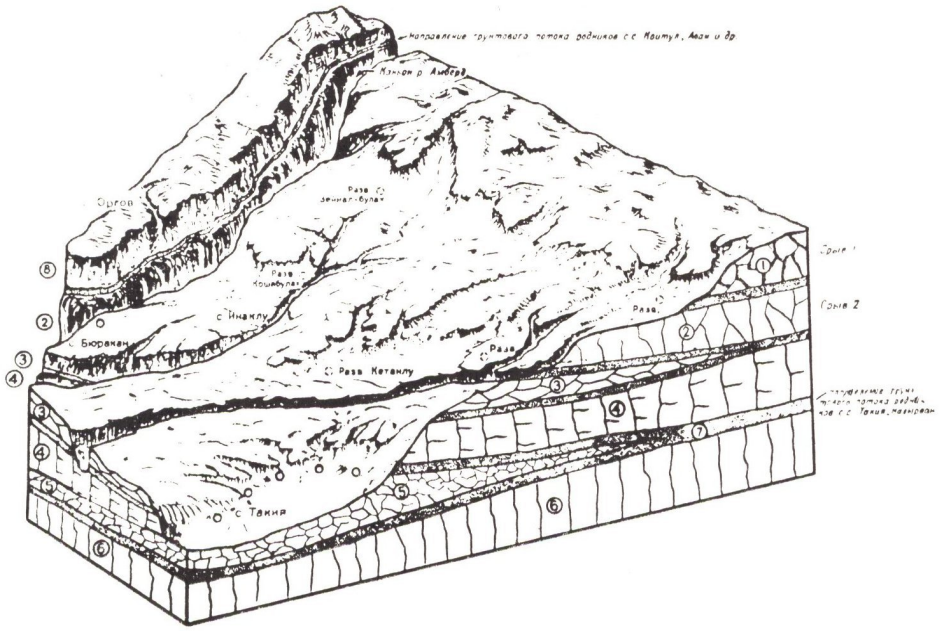
Как уже было сказано периодичность лавовых излияний обусловила наличие в толще эффузивных пород ряда отдельных лавовых потоков, которые в зависимости от длительности перерыва между циклами излияния и интенсивности эрозионно-денудационных процессов, перекрываются слоями обожженного делювия, т. н. «литомарге», различной мощности, являющимися хорошими водоупорами. В ряде случаев слои «литомарге» размыты и образуют «гидрогеологические окна», через которые осуществляется гидравлическая связь с подземными водами различных горизонтов.

Таким образом, в пределах рассматриваемого массива распространен ряд поэтажно расположенных друг над другом подземных водотоков (межлавовых, подлавовых), радиально стекающих от вершинного пояса массива к периферийным частям.

На основании данных геофизических исследований, а также геолого-геоморфологического анализа, в пределах массива Арагац выделены следующие крупные подземные водотоки:

1) Амбердский подземный водоток, расположенный в южной части нагорья, приурочен к вулканогенной толще. Крупными родниками водотока является группа родников в ущелье р. Амберд (фиг. 12).

2) Иридский подземный водоток, формирующийся в юго-западной части нагорья и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками водотока являются «Карои-чаири ахбюр», «Мурои-арти мецахбюр», «Изанлум ахбюр».



Фиг. 12. Схема движения трещинно-грунтовых вод в с. Бюракан.

Условные обозначения: 1. андезиты, 2. андезито-дациты, 3. туфы, 4. андезиты, 5. туфы межформационные, 6. базальты оливиновые, долеритовые, 7. ошлифованные делювиальные слои «литомарге», 8. андезито-базальты, 9. родники действующие, 10. родники высохшие.

3) Кармрашен-Шгаршинский подземный водоток, расположенный в юго-западной части нагорья. Водовмещающими породами являются трещиноватые вулканогенные породы. Крупными родниками водотока являются «Чсен ахбюр», «Димулу булах», «Аммуради дзор ахбюр».

4) Агагчи-Дзорахбюрский подземный водоток, формирующийся в пределах западных склонов нагорья и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками этого водотока является группа родников, находящихся в 1,75 км юго-восточнее с. Гарновит и «Гюхи ахбюр».

5) Адиаманский подземный водоток, формирующийся в пределах западного склона нагорья и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками водотока являются «Плати Цармери ахбюр», «Азмтеки ахбюр», «Гюлебах ахбюр».

6) Пемзашенский подземный водоток, формирующийся в пределах западного склона нагорья и приуроченный к трещинным вулканогенным породам. Крупными родниками водотока являются «Члканери», «Яйлаи-ахбюр».

7) Манташский подземный водоток, формирующийся в пределах северо-западных склонов и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками водотока является группа родников у с. Пемзашен.

8) Артикский подземный водоток, формирующийся в пределах западных склонов и залегающий на глубине 80—130 м, вскрыт скважинами у гор. Артик. Удельный дебит скважин составляет 10 л/сек. Ширина подземного водотока у гор. Артик больше 600 м.

9) Апаранский подземный водоток, формирующийся в пределах северо-восточных склонов массива и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками являются «Езнаки ахбюр» и «Срби ахбюр».

10) Кучакский подземный водоток, формирующийся в пределах восточных склонов массива и приуроченный к трещиноватым вулканогенным породам. Крупными родниками являются «Амбарцум ахбюр», «Луйс ахбюр».

Кроме приведенных выше водотоков, в пределах массива г. Арагац находится множество сравнительно более мелких водотоков, таких, как Гехадзорский, Арагацкий и др.

3. *Трещинные и порово-трещинные воды вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.* Породы рассматриваемого водоносного комплекса в пределах массива г. Арагац слагают преимущественно предгорные его части. Представлены они туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоконгломератами мелового, эоценового, плиоцен-олигоценового возраста, мощностью до 100 м. Слабая трещиноватость и малая пористость пород обуславливают весьма незначительные фильтрационные свойства. Преобладающее значение коэффициента фильтрации варьирует от 0,05 до 0,25 м/сут., а величина удельного водопоглощения пород равна 0,1—1,2 л/мин.

Незначительное количество родников, приуроченных к рассматриваемому комплексу, характеризуется дебитом преимущественно 0,1—1,0 л/сек. Величина модуля подземного стока пород колеблется от 0,05 до 0,46 л/сек/км^2 (Тер-Мартиросян, 1960).

В целом породы рассматриваемого комплекса характеризуются как слабоводообильные или практически безводные. Обычно они служат водоупором для вышележащих водоносных пород.

Анализ многочисленных данных физико-химического состава подземных вод массива Арагац показал, что воды региона без цвета, без запаха и вкуса. Температура вод, колеблется от 1—2°С (в высокогорных частях) до 13—14°С (в предгорьях).

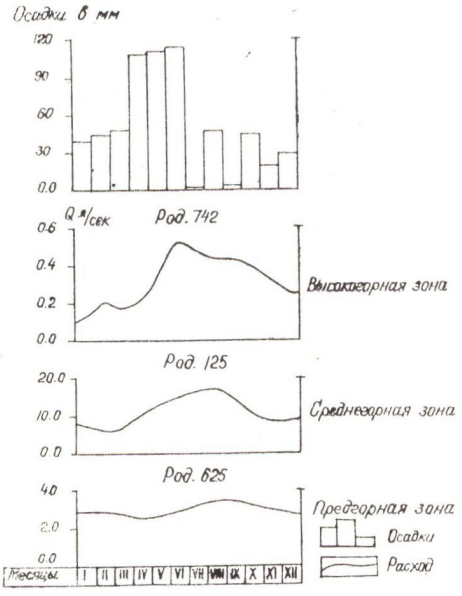
Аналогичная картина наблюдается и в характере изменения минерализации и химического состава подземных вод. Наименьшую величину минерализации, равную менее 0,1 г/л, имеют воды высокогорных частей. Химический состав воды здесь характеризуется как гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. По мере движения подземных вод с высокогорных частей супербассейна к предгорным—наблюдается увеличение минерализации вод, а одновременно и изменение соотношений отдельных их компонентов. Так, уже в средней части массива минерализация вод достигает 0,2—0,25 г/л, а воды характеризуются карбонатным натриево-кальциевым и гидрокарбонатным кальциево-натриевым составом. Ниже—в пределах предгорной части массива Арагац, воды гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава с минерализацией 0,30—0,35 г/л.

Изменение химического состава и минерализации подземных вод обусловлено ландшафтно-геохимической и климатической зональностью.

В целом подземные воды массива г. Арагац удовлетворяют всем требованиям, предъявленным ГОСТ-ом, и широко используются в хозяйственно-питьевом водоснабжении.

Систематические наблюдения за режимом подземных вод массива г. Арагац, проводятся регулярно с 1944 г. гидрорежимной станцией Армянского геологического управления. В процессе режимных наблюдений производятся замеры дебитов родников, температуры, минерализации и химического состава подземных вод.

В высокогорной, а в ряде случаев и в среднегорной зонах нагорья, широкое распространение имеют сезонно действующие родники, действие которых длится от 2—4 до 6 месяцев. Это объясняется небольшой областью питания, неглубокой циркуляцией подземных вод и процессами инфильтрации вод в более глубокие горизонты (фиг. 13).



Фиг. 13. Совмещенные графики колебаний дебита родников массива г. Арагац.

В пределах же предгорья и среднегорья широко распространены постоянно действующие родники.

Максимальные расходы родников несомненно связаны с интенсивным весенним снеготаянием. Амплитуды колебания дебитов варьирует от 25% до 75%. По мере снижения гипсометрии местности наблюдается тенденция к постоянству расходов родников. Это объясняется значительной площадью питания и ее отдаленностью. В этом случае влияние климатических условий на режим подземных вод в значительной мере сглаживается уравновешенным расходом фильтрационного потока.

Температурный режим подземных вод нагорья обусловлен как влиянием атмосферного тепла, так и внутреннего тепла земли и в целом он соответствует годовому ходу температуры воздуха, в значительной мере в сглаженной форме.

Максимальная температура здесь наблюдается в теплый период года, а минимальная—в холодный. Амплитуда колебания температуры подземных вод варьирует от 0,2 до 2°С.

Многочисленные режимные наблюдения за минерализацией подземных вод показали, что в целом вода преимущественно остается того же химического типа. Амплитуда колебания минерализации грунтовых вод варьирует от 0,01 до 0,20 г/л.

Несмотря на значительные запасы подземных вод массива г. Арагац здесь все еще имеет место их дефицит. Бурный рост промышленности, освоение больших площадей под сельскохозяйственные поля и пастбищные угодья обуславливают возрастающие потребности в подземной воде.

В этих условиях вопрос обеспечения подземными водами должен решаться по-новому, организованно, с большим коэффициентом использования подземных вод.

Наиболее целесообразными мероприятиями являются:

1. Каптаж крупных родников нагорья, воды которых по водоводам будут подаваться к местам потребления.

2. Осуществление перехвата подземных водотоков путем заложения штолен, траншей или скважин.

3. Сооружение водохранилищ на реках, которые, помимо регулирования поверхностного стока, будут способствовать интенсивной инфильтрации поверхностных вод, а следовательно, пополнять запасы подземных вод.

Таким образом, комплексное использование подземных вод, с осуществлением рациональных методов их каптажа, проведение гидротехнических сооружений, а также организованное потребление вод с большим коэффициентом их использования, позволит решить задачу водообеспечения региона.

ЛАВОВЫЕ ПЛАТО И НАЛОЖЕННЫЕ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЙ СУБСТРАТ МАЛЫЕ ВПАДИНЫ

ЛОРИЙСКОЕ ПЛАТО

Лорийское плато располагается в пределах одноименной межгорной котловины, ограниченной Джавахетским, Базумским и Сомхетским хребтами. Общая площадь плато около 550 кв. км, абсолютные отметки 1400—1500 м. Постепенно суживаясь, плато протягивается вдоль течения р. Дзорагет к востоку, где высоким уступом обрывается к каньону р. Дебед, а на северо-западе оно плавно переходит к подножьям и предгорьям окружающих хребтов.

Джавахетский хребет, ограничивающий плато с запада, представляет собой громадный щитовидный массив, сложенный неоген-четвертичными лавами. Восточные склоны хребта расчленены глубокими ущельями и ледниковыми долинами. Здесь отчетливо фиксируются ледниковые цирки, кароиды, карлинги, троговые долины и моренные скопления . Вершинная часть хребта и высокие склоны на многих участках покрыты каменными россыпями и лишены почвенно-растительного покрова.

С севера и юго-востока Лорийскую котловину окаймляет Сомхетский хребет, сложенный слабоводопроницаемыми вулканогенно-осадочными породами палеогена. Склоны хребта сглажены, у подножьев они покрыты мощными скоплениями делювиально-пролювиальных отложений, образующих широкую полосу шлейфа.

Южное обрамление плато представлено Базумским хребтом, который сложен верхнемеловыми карбонатными и палеогеновыми туфогенными породами и характеризуется денудационно-эрозионным сильно расчлененным рельефом.

В южной части плато, вдоль каньона р. Дзорагет, протягивается лавовый поток с относительной высотой до 200 м, создающий преграду для стока вод в междуречье Дзорагет—Ташир (Джилга). Ввиду затрудненных условий дренажа, в период дождей здесь образуются болота и мелкие озера.

Климат собственно Лорийского плато умеренный с теплым продолжительным летом и холодной зимой. В пределах горного обрамления, по мере повышения гипсометрических высот, чередуются умеренно-холодный (для зоны 1700—2500 м) и холодный горный (для высот 2500—3200 м) типы климата.

Многолетняя среднегодовая температура воздуха колеблется в пределах от 6,4°—7,4°С (Калинино—Степанаван) до 1°С (вершинная зона Джавахетского хребта). Амплитуда колебания абсолютных температур достигает 60—70°.

Количество атмосферных осадков, в зависимости от гипсометрических высот, колеблется в пределах от 650 (собственно плато) до 800—900 мм (вершинная зона хребтов). Высота снежного покрова колеблется от 23 до 100—120 см.

Гидрографическая сеть плато представлена системой р. Дзорагет. Последняя берет начало на склонах Джавахетского хребта, на высоте 2600 м; площадь водосбора составляет 843 кв. км. До выхода на плато уклон русла реки составляет 0,054, среднегодовой минимальный расход до впадины р. Ташир варьирует от 1,73 до 3,66 м³/сек. Река Дзорагет принимает воды ряда притоков, среди которых наиболее водообильными являются реки Севаберд, Ташир, Мисханка и Чкнах.

Речная сеть по режиму относится к типу горных, с ярко выраженным весенним тало-дождевым половодьем и сравнительно устойчивой меженью в остальное время года.

Питание рек смешанное—снеговое, дождевое и грунтовое.

На Лорийском плато развиты почвы горно-степного пояса, представленные черноземами, формировавшимися на вулканических породах.

В геологическом строении Лорийского плато и окружающих его хребтов принимают участие нижнепалеозойские, мезозойские, третичные и антропогеновые образования.

Наиболее древние породы, относимые к нижнему палеозою, обнажаются в междуречье Дзорагет и Желтая, где они представлены различными метаморфическими сланцами с пачками и линзами метаморфизованных, окварцованных известняков.

На породы палеозойского фундамента резко трансгрессивно налегают вулканогенно-осадочные породы верхнего мела. Эти породы обнажаются в разрезе Базумского хребта, а также в бассейнах рек Желтая и Белая, где они прорваны гипербазитовыми интрузиями и перекрываются мио-плиоценовыми туфобрекчиями и лавами, уходящими под мощную андезитовую толщу Джавахетского хребта. В междуречье рек Желтая и Белая меловые известняки надвинуты на породы эоцена.

Эоценовые породы обнажаются в разрезе Сомхетского хребта, где они представлены различными порфиритами, туфобрекчиями и туфогенными образованиями с пачками известняков и глинистых углистых сланцев

На размытой поверхности пород различных горизонтов, до эоцена включительно, налегает обширный покров лав. Последние извергались из вулканических аппаратов Джавахетского хребта и текли по долинам Палеодзорагет и Палеодебед к северо-востоку до ж. д. станции Садахло, образуя на своем пути обширное плато и террасированные равнины, перекрытые ныне чехлом делювиально-пролювиальных отложений мощностью до 10—15 м.

Отмеченные лавы представлены долеритовыми базальтами, для которых характерны глыбовая и столбчатая отдельности, ошлакованность в контактовых зонах, присутствие миндалин кальцита и, наконец, интенсивная трещиноватость.

Излияния лав происходили неоднократно в течение нескольких циклов, при этом извержения начинались излиянием основных лав и кончались кислыми разностями.

В каньоне р. Дзорагет у гор. Степанавана четко выделяется 10 потоков лав, разделяющихся горизонтами обожженного межпотокового делювия.

Недалеко от естественных обнажений буровыми скважинами вскры-

то 17 отдельных потоков, мощностью от 2—3 до 20—40 м (при суммарной мощности около 260 м).

Судя по обнажениям и данным буровых скважин, подлавовый рельеф сильно расчленен сетью палеорек.

В пределах Лорийского плато широкое площадное распространение имеют четвертичные делювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-речные и ледниковые отложения. Делювий развит на склонах и подножьях горного обрамления плато. Аллювиальные отложения, представленные валунно-галечными и гравелисто-песчаными образованиями, широко развиты в поймах рек.

Ледниковые рыхлообломочные образования занимают обширные площади Илмазлинской равнины, а у восточных подножьев Джавахетского хребта образуют широкий шлейф. Здесь мощность флювиогляциальных отложений достигает 100 м.

В структурном отношении Лорийское плато представляет собой наложенную впадину. Структура фундамента синклинальная, ассиметричная ось ее погружается к восток—юго-востоку. Южное крыло этой складки, в пределах Базумского хребта, нарушено надвигом и ступенчатыми сбросами.

В пределах Лорийского плато и его горного обрамления сочетаются благоприятные морфоструктурные, литологические и физико-географические факторы, совокупность которых обуславливает образование значительных динамических ресурсов грунтовых и напорных вод.

Грунтовые воды залегают в покровных рыхлообломочных образованиях и лишенных мощного чехла наносов верхних потоков лав.

Напорные воды обычно залегают в верхних потоках лав, причем напоры обусловлены либо наличием покровных водоупорных глинисто-суглинистых образований, либо межлавовых водонепроницаемых горизонтов обожженного делювия (литомарге).

Подземные воды встречаются почти во всех комплексах пород, слагающих плато и его горные обрамления.

Рассмотрим условия образования и пространственного распространения подземных вод в различных комплексах пород.

Комплекс рыхлообломочных образований, представленный делювиальными, аллювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными отложениями, имеет большое площадное распространение почти по всему плато и у подножьев горного обрамления. Делювиальные образования, в зависимости от механического состава и сложения, являются, либо средой накопления локальных ресурсов инфильтрационных вод и вод, поступающих из трещиноватой зоны подстилающих коренных пород, либо служат средой, через которую атмосферные воды поступают в породы коренного ложа.

Аллювиальные отложения, развитые в поймах р. Дзорагет и ее притоков, представлены преимущественно хорошо проницаемыми образованиями и заключают горизонт грунтовых вод. Последние питаются подземными водами горного обрамления, водами рек и атмосферными осадками, выпадающими на площади их распространения. Основным регулятором режима вод аллювия является речной сток.

Пролювиальные образования, развитые, преимущественно, в зоне предгорного шлейфа, а также в конусах выноса, заключают иногда мощные потоки грунтовых вод и служат областью транзита.

По данным буровых скважин, мощность аллювиально-пролювиальных отложений колеблется в пределах от 20 до 70 м.

Флювиогляциальные отложения представлены более четко отсорти-

рованными типами рыхлообломочных пород. В западной и центральной частях плато песчано-галечные горизонты почти всюду обводнены до глубины 12—15 м.

Комплекс андезито-базальтовых лав, слагающий Лорийское плато и Джавахетский хребет, является основной средой скопления инфильтрующихся вод окружающих горных хребтов.

Атмосферные воды, проникающие в лавы Джавахетского хребта, а также в трещиноватую зону коры выветривания вулканогенно-осадочных пород Базумского и Сомхетского хребтов, частью поступают в породы рассматриваемого комплекса, частью же выходят на дневную поверхность на склонах, в виде родников. Суммарный дебит последних составляет около 185 л/сек.

Главную роль в питании лав Лорийского плато играет Джавахетский хребет. Подземные воды, формирующиеся в пределах его восточных склонов, мощным потоком, именуемым Калининским, поступают в толщу лав Лорийского плато.



Лорийское плато. Один из родников Аксюдинской группы. Выход воды приурочен к контакту различных потоков лав.

Калининский межлавовый водный поток проходит в юго-восточном направлении и разгружается в каньонах рек Дзорагет и Ташир, в виде мощных групп родников (Новоселцовская, Аксюдинская и Кызкалинская группы) с суммарным расходом около 1630 л/сек.

Буровыми скважинами, заложенными для изучения гидрогеологических параметров Калининского подземного водотока, вскрыты сильно трещиноватые, пористые и ошлакованные водоносные базальты, шлаковые пески, плотные водоупорные долеритовые базальты и водопроницаемые флювиогляциальные отложения.

В толще лав Лорийского плато и Калининского подземного водотока констатировано три налегающих друг на друга слоя водоносных шлаков и сильно трещиноватых базальтов, объединяющихся в один водоносный горизонт, водоупором которого являются плотные монолитные долеритовые базальты. Верхний водоупор представлен молодым лавовым потоком, имеющим в основании маломощный слой древнего элюво-делювия.

Кроме того, поверхностная зона этих лав закольматирована элювием. Вследствие отмеченных обстоятельств, залегающие ниже напорные воды, встречая подпор пород кровли, разгружаются в эрозионных врезах, вскрывших контакт верхнего потока лав.

Таким образом, имеется единый водоносный горизонт (представленный шлаками, ошлакованными и сильно трещиноватыми базальтами), залегающий между плотными водоупорными долеритовыми базальтами (нижний водоупор) и верхним—закольматированным потоком лав.

Анализ данных скважин показывает, что древняя погребенная долина Калининского подземного водотока, по всей вероятности, ниже поселка Калинино, или где-то поблизости на этом участке разветвляется на три рукава и дает начало Новосельцовским, Аксюдинским и Кызкалинским группам родников.

Водоносный горизонт характеризуется следующими параметрами: глубина залегания варьирует в пределах от 6 м (у выхода водотока) до 16 м на северо-западной окраине пос. Калинино, горизонт напорный, величина напора над кровлей колеблется от 7—15 м до 18—21 м, коэффициент фильтрации водовмещающих пород составляет 105—125 м/сут., удельный дебит скважин 31—34 л/сек/м.

Пьезометрическая поверхность подземных вод наклонена с северо-запада на юго-восток, при этом общее падение уровня до выходов группы Новосельцовских родников составляет около 35 м.

Мощные выходы Новосельцовских, Аксюдинских и Кызкалинских групп родников расположены в каньонах рек Дзорагет и Ташир, в пределах абсолютных отметок соответственно: 1460—1472 м, 1432—1435 м, 1421—1427 м. Выходы родников имеют линейное расположение протяженностью около 1 км.

В Новосельцовской группе, расположенной на северной окраине одноименного села, насчитывается около 84 групповых выходов с средним суммарным расходом около 525 л/сек.

Аксюдинская группа находится на левом берегу р. Дзорагет, в 2,25 км к ЮВ от центра с. Новосельцево. В группе насчитывается около 30 выходов с средним суммарным расходом около 353 л/сек.

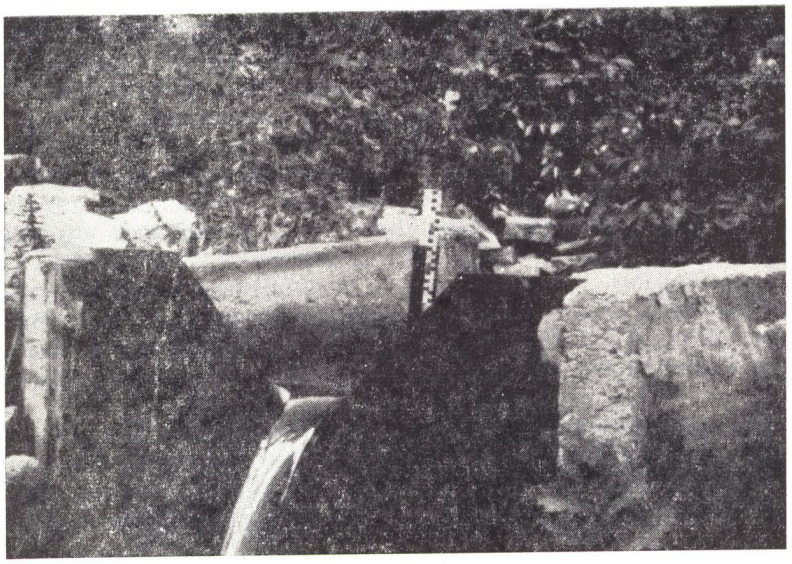
Кызкалинская группа расположена в 2,56 км к ЮВ от центра с. Кызкала на правом берегу р. Ташир. В группе более 16 выходов с средним суммарным дебитом 668,3 л/сек.

Средний суммарный расход отмеченных групп родников составляет около 1547 л/сек.

По химическому составу воды Калининского водотока относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу, минерализация их не превы-

шает 120—180 мг/л, общая жесткость вод 0,8—1,1 мг/экв, температура 7,6—7,8°С.

Стационарными наблюдениями установлено, что элементы режима вод родников (расход, температура, химический состав, минерализация и др.) претерпевают весьма незначительные изменения.



Лорийское плато. Один из родников Аксюдинской группы.

Комплекс вулканогенно-осадочных пород—представлен в целом, слаботрещиноватыми разновидностями туфогенных образований, участвующих в геологическом строении окружающих плато горных хребтов. Обводненность этих пород носит спорадический, локальный характер и, обычно, ограничивается глубиной распространения коры выветривания. Исключением являются участки зон тектонических нарушений, дробления и резких перегибов складок, где отмечается сравнительно большая обводненность. Суммарный расход родников, приуроченных к коре выветривания пород рассматриваемого комплекса, составляет около 50—60 л/сек. Области питания, распространения и разгрузки обводненных зон обычно совпадают, значительная часть родников носит сезонный характер.

Комплекс известково-мергельных пород—обнажается на северных склонах Базумского хребта, где в разрезе комплекса участвуют также туфогенные породы. Площадь, занимаемая породами комплекса, сравнительно небольшая, рельеф значительно изрезан, поэтому небольшие ресурсы подземных вод, образующиеся в трещиноватой зоне коры выветривания, интенсивно дренируются оврагами. Наибольшее обводнение отмечается в зоне надвига, прослеживающегося южнее сс. Катнахбюр и Куйбышев. Суммарный расход родников, питающихся трещинными водами пород рассматриваемого комплекса, составляет около 30—35 л/сек.

Подытоживая изложенное выше, можно констатировать, что в пределах Лорийского плато главные ресурсы подземных вод связаны с

комплексом андезито-базальтовых лав и их пирокластов, при этом основным является Калининский водоток.

Для этого водотока подсчитаны естественные ресурсы (двумя методами: общего водного баланса и расчета динамического расхода) и эксплуатационные запасы. При этом по методу общего водного баланса естественные ресурсы водотока составляют около 1890 л/сек, по методу динамического расхода—1740,13 л/сек. Последняя цифра принята в основу дальнейших расчетов.

Эксплуатационные запасы, куда включены: а) суммарные минимальные расходы Новосельцевской, Аксюдинской, Кызкалинской групп родников и фонтанирующих скважин (отнесенные к категории «А») в количестве 1515,6 л/сек, б) расчетный расход Калининского водозабора в количестве 90 л/сек (категория «В»), в) разница между динамическими ресурсами и расчитанными запасами по категории А+В, что выражается цифрой 1740,13—(1515,6+90)=134,53 л/сек (категория «С»), по категориям А+В+С составляют 1740,13 л/сек.

АПАРАНСКАЯ ВПАДИНА

Апаранская межгорная впадина расположена в бассейне среднего течения р. Касах. С севера она ограничена Памбакским, с востока Цахкуняцким хребтами, с юго-востока массивом г. Араилер, а с запада массивом г. Арагац. Южная граница впадины проходит по гребню, простирающемуся в широтном направлении между сс. Нигатун и Апнагюх.

Апаранская впадина представляет собой горное плато, располагающееся в пределах отметок 1900—2100. Протягивается она с северо-запада на юго-восток и дугообразно окаймляет восточные подножья массива горы Арагац. Длина впадины около 50 км, а ширина 5—6 км.

Памбакский и Цахкуняцкий хребты и массивы гор Арагац и Араилер являются горным обрамлением впадины. На горном обрамлении возвышаются высоты г. Арагац 4095 м, г. Дамрик-Гядук 2725 м, Араилер 2570 м, г. Оюлу 2894 м, г. Колчат—2475 м и др.

Памбакский и Цахкуняцкий хребты сложены в основном метаморфическими и вулканогенно-осадочными породами, довольно густо и глубоко расчленены, а массивы гор Арагац и Араилер, сложенные верхними неоген-четвертичными эффузивами, характеризуются типичным молодым лавовым рельефом.

Впадина представлена широкой аллювиальной равниной, сочетающейся с бугристым рельефом наклонного лавового плато восточных подножий массива г. Арагац.

Климат Апаранской межгорной впадины в целом континентальный с большими годовыми и суточными колебаниями температуры и влажности воздуха. Зима здесь суровая и продолжительная. Минимум среднемесячных температур достигает —9,8° и приходится на январь месяц, при абсолютном минимуме —33°С. Лето сравнительно прохладное со среднемесячным максимумом в августе месяце 18°С. Среднегодовая температура колеблется в пределах 4—5°С.

Годовая сумма атмосферных осадков достигает 600—650 мм и по месяцам распределяется неравномерно. Минимум среднемесячных осадков составляет 30 мм и выпадает в декабре месяце, максимум 70 мм—в июне.

Основной водной артерией района является р. Касах, берущая начало на северных склонах массива г. Арагац. Общая длина р. Касах 89 км, а площадь водосбора 1480 м.

От истоков до пос. Апаран русло реки большую часть года остается сухим. Основной сток реки формируется за счет вод Апаранских родников. Среднегодовой расход реки составляет 1,2 м³/сек.

Весенние паводки начинаются в конце марта и обусловлены снеготаянием и выпадением дождей. В летний и осенний периоды сток реки устойчивый, но иногда отмечаются кратковременные дождевые паводки.

В пределах среднего течения с рекой сливаются ее первые притоки Гегард и Амберд, берущие начало с восточного и южного склонов г. Арагац.

В гелогическом строении Апаранской впадины принимают участие различные по генезису и составу породы начиная от докембрия до антропогена.

Самыми древними породами являются метаморфические сланцы докембрия—нижнего палеозоя. Комплекс метаморфических сланцев включает пачки мраморов и вулканогенных пород. Древние породы обнажаются в разрезе Памбакского и Цахкуняцкого хребтов. На метаморфические сланцы налегают породы вулканогенной толщи нижнепалеозойского возраста, состоящие из порфиритов, туфов и туфобрекчий. В нижней части эта толща рассланцована и прорезана телами габбро и диабазов.

На вулканогенной толще резко трансгрессивно залегает свита плитчатых мергелей, перемежающаяся с песчаниками и мергелистыми известняками сенона.

На сенонских известняках залегают вулканогенные и туфогенные породы эоцена, представленные кварцевыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями.

На вулканогенную толщу залегают покровы четвертичных лав андезито-дацитового состава и аллювиально-делювиальные отложения.

В структурном плане центральной Армении Апаранская впадина располагается между Памбак-Цахкуняцким поднятием древнего фундамента и куполовидным воздыманием пъедестала массива г. Арагац.

Характер погребенного и современного рельефа, а также состав пород чехла послескладчатого структурного этажа создают благоприятные условия для образования в пределах Апаранской межгорной впадины бассейна грунтовых и напорных вод. Впадина формировалась в грабене палеодолины р. Касах вследствие поперечных поднятий. Последние обусловили образование ряда ступенчато расположенных впадин, превратившихся впоследствии в озерные чаши.

Наиболее крупное поперечное поднятие, в виде пологой антиклинали фиксируется в каньоне р. Касах, к западу от массива г. Аранлер. Здесь в ядре антиклинали выступают долеритовые базальты, которые на крыльях складки перекрываются более молодыми андезито-базальтами, перемежающимися озерно-флювиогляциальными образованиями. Разрез завершается дацитами, вулканическими песками и аллювиально-пролювиальными отложениями.

Наиболее крупная из отмеченных впадин—Апаранская представляет собой артезианский бассейн площадью около 160—200 кв. км. Он занимает равнинную часть бассейна р. Касах.

В строении артезианского бассейна принимают участие аллювиальные, озерно-ледниковые и лавовые породы суммарной мощностью более 300 м.

В разрезе отмеченного комплекса чередуются водоносные и водо-

упорные породы, характер залегания которых обуславливает наличие ряда горизонтов напорных вод.

Разрез водовмещающих комплексов представляется в следующем виде:

1. Лавовые образования массива г. Арагац, представленные, в основном андезито-базальтами, андезитами и андезито-дацитами, которые распространены в предгорных частях, западнее и северо-западнее пос. Апаран, а также в районе с. Кучак. Лавы трещиноватые, пористые и ноздреватые, поэтому атмосферные осадки и поверхностные воды, образующиеся от таяния снега, инфильтруются вглубь и по покровам лав поступают в Апаранскую впадину.

У восточных подножьев массива г. Арагац к отмеченным лавам, приурочены многочисленные родники, дебиты которых колеблятся от 0,1 до 600 л/сек. Наиболее крупными являются группы родников, расположенные на северной окраине пос. Апаран (Српи Ахпюр) и у с. Кучак с расходом соответственно 600 и 200 л/сек.

Всего на Кучак-Апаранском участке зарегистрировано 85 родников, связанных с вышеописанными лавами с общим дебитом около 1000 л/сек. Воды этих родников имеют высокие питьевые качества—низкую температуру, минерализацию и хорошие физические свойства.

Часть инфильтрующихся вод, не выходящих на дневную поверхность, просачивается вглубь, концентрируется в лавах в виде отдельных водотоков и по кровле водоупора, который в Апаранском районе представлен озерными глинами, поступает в артезианский бассейн, питая горизонты грунтовых и напорных вод.

2. Комплекс озерно-речных образований представлен валунно-галечными, галечно-гравелистыми, песчано-галечными и песчаными отложениями суммарной мощностью более 250 м. Эти образования занимают равнинную часть долины р. Касах и местами чередуются дацитовыми туфами.

Данный водовмещающий комплекс разделяется на два подкомплекса:

1) надтуфовый представлен валунно-галечными, галечно-гравелистыми образованиями, а местами пемзовыми песками, которые чередуются пластами глин мощностью от 1—2 до 12 м.

В разрезе надтуфового подкомплекса бурением установлено наличие двух водоносных горизонтов: а) горизонт грунтовых вод представлен валунно-гравелисто-галечными и песчаными отложениями мощностью 15—25 м. Уровень грунтовых вод залегает на глубинах 0,0—8,5 м. В районе сс. Тту-джур, Чкнах и Варденис грунтовые воды частично разгружаются, заболачивая местность; б) второй горизонт—напорный и представлен галечно-гравелисто-песчаными образованиями, а в районе с. Варденис—крупнозернистыми пемзовыми песками. Мощность напорного горизонта колеблется в пределах от 15 до 40 м. Величина напора достигает 40 м. В районе сс. Мулки и Варденис воды горизонта дают самоизлив с дебитом 0,3—9 л/сек.

Верхним водоупором водоносного горизонта являются глинистые песчаники и глины мощностью 10—12 м. Нижний водоупор представлен плотными массивными дацитовыми туфами темно-серого и черного цвета, мощностью 15—25 м.

Отмеченные выше водоупорные породы на данном участке имеют региональное распространение;

2) подтуфовый представлен гравелисто-галечными образованиями с песчаным заполнителем и пемзовыми песками, которые заключают

горизонт напорных вод, залегающий на интервалах глубин 80—180 м, мощностью 25—45 м.

Рассматриваемый горизонт на большей части территории бассейна характеризуется отрицательным напором, лишь скважина № 466, пробуренная в районе с. Варденис, дает самоизлив с дебитом 0,1 л/сек.

Для данного горизонта верхним водоупором служат дацитовые туфы, а нижним—озерные глины мощностью 15—25 м.

По данным скважин, пробуренных на участке сс. Мулки—Варденис, при их производительности 33—38 л/сек удельный расход колеблется в пределах от 3 до 12,6 л/сек.

Грунтовые воды Апаранской впадины питаются непосредственно атмосферными осадками, трещинными водами лав массива г. Арагац и частично за счет стока р. Касах и ее притоков.

Питание напорных горизонтов происходит за счет меж- и подлавовых потоков, формирующихся на снежных склонах массива г. Арагац.

Воднобалансовые расчеты показывают, что часть подземных вод бассейна р. Касах дренируется ее палеодолиной и поступает в Араратскую котловину.

Подземные воды Апаранской котловины пресные с температурой 6,7—8°С.

По химическому составу относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу с общей минерализацией 120—240 мг/л.

ГЛАВА VI

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЮЖНЫХ И ЮГО-ВОСТОЧНЫХ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫХ ХРЕБТОВ

Рассматриваемый гидрогеологический район занимает южную часть территории Армянской ССР и в физико-географическом отношении включает Зангезур, Вайк* и юго-восточное горное обрамление Араратской котловины (Ераносский, Гидасарский и Урцский хребты). Зангезур охватывает Мегринский, Кафанский, Горисский, Сисианский, а Вайк—Азизбековский и Ехегнадзорский административные районы.

ЗАНГЕЗУР

В орографическом отношении Зангезур характеризуется высокими, подчас трудно доступными хребтами, глубокими каньонами, узкими долинами на юге и широким наклонным лавовым плато на севере.

В западной части Зангезура с севера на юг протягивается Зангезурский хребет, который является наиболее высоким в Закавказье, он служит водоразделом бассейнов рек Арпа и Воротан.

Рельеф Зангезура интенсивно и глубоко расчленен, склоны хребтов асимметричны, а вершины изрезаны ледниковыми карами, трогами и долинами, наивысших отметок достигают остроконечные зубчатые вершины массива г. Капутджух.

На севере Зангезура в близширотном направлении протягивается Карабахское нагорье.

Южные и юго-западные склоны этого нагорья, находящиеся в пределах АрмССР, известны под названием Сюникского вулканического нагорья с вершинами Мец Ишхансар, Кызыл-богаз и Перичингил.

Нагорье характеризуется слабо расчлененным полого-волнистым рельефом с общим наклоном к р. Воротан и ее левому притоку р. Горис, образующим глубокие каньоны.

На поверхности нагорья выступают многочисленные шлаковые конусы—центры излияния лав, а также значительные накопления хаотически расположенных каменных россыпей—«чингилов». От вершины Айрисар (3131 м) Зангезурского хребта ответвляется в восточном направлении Баргушатский хребет с вершиной Арамазд (3399,2 м). Он является водоразделом между бассейнами рек Воротан и Вохчи.

От вершины г. Багац (3249,2 м) Зангезурского хребта, к востоку, ответвляется Мегринский хребет, который является водоразделом меж-

* В геологической и географической литературе называется также Даралагез или Айоцдзор.

ду бассейнами рек Вохчи и Мегри. Склоны хребта изрезаны глубокими и узкими долинами.

Отмеченные главные хребты имеют ряд крупных отрогов (Хуступский, Катарский, Сусансарский и др.) с резкими формами рельефа.

Баргушатским и Мегринским хребтами Зангезур разделяется на три бассейна: реки Воротан, Вохчи-Цав и левобережье р. Аракс.

Речная сеть Зангезура, как и всего района, принадлежит бассейну р. Аракс. Наиболее многоводной в Зангезуре является р. Воротан, которая берет начало на восточных склонах Зангезурского хребта на высоте 3062 м. Длина реки 179 км, в том числе в пределах района — 114 км, площадь водосбора 2525 кв. км, из коих 2170 км^2 в пределах территории АрмССР.

Река Воротан, как и другие реки республики, отличается сравнительно устойчивым стоком.

Гидрографы, построенные по данным поста Эйвазлар, показывают, что около 28% годового стока приходится на холодное, а 72% на теплое полугодие, причем распределение стока на протяжении теплого полугодия, в противоположность холодному, отличается значительной неравномерностью.

Из правых притоков р. Воротан можно отметить реки Арыглы, Сисиан, Лернашен, Татев и Кашуни, а из левых—Далигет, Спандарян (Мухурторян), Шаки и Горис.

Вторая водная артерия Зангезура—р. Вохчи берет начало со склонов г. Капутджух. Она принимает воды ряда притоков, среди которых наиболее водообильными являются Капутан (Яглу), Цак-кар, Багацджур, Гехи, Гиратах, Вачаган, Гехануш, Халадж и др.

Длина р. Вохчи в пределах АрмССР 56 км, площадь бассейна—1032 км^2. Среднее падение реки составляет 0,058, коэффициент стока 0,61.

Питание реки смешанное—снеговое, дождевое и грунтовое, с преобладанием первого. Максимальные расходы р. Вохчи наблюдаются в мае—июне месяцах. Минимальные—в январе. Средний многолетний расход р. Вохчи у поста Кафан (площадь водосбора 660 км^2) составляет 9,59 м^3/сек.

В Зангезуре протекают также характерные горные реки с талоливневым режимом питания—Мегригет, Шишкерт, Бугакяр, Цав и др. Ущелья этих рек изобилуют порогами и водопадами, их расходы претерпевают большие колебания.

На южной границе Зангезура протекает наиболее многоводная река Армении—Аракс.

В высокогорной части Зангезура имеется ряд небольших озер. На Ераблурском плато известны небольшие озера Седегигель, Хотгель и Шинуайргель. На восточных склонах Зангезурского хребта, выше сс. Барцраван и Салвард, известен ряд мелких озер, самым крупным из которых является оз. Зардовгель.

Сложный горный рельеф и большие различия высот Зангезура определяют исключительное многообразие климата и его вертикальную поясность.

В Зангезуре можно проследить несколько типов климата от сухого-субтропического (левобережье р. Аракс) до климата нагорных тундр (вершинные части Зангезурского и Баргушатского хребтов). Соответственно меняется и количество выпадающих атмосферных осадков—от 250—300 до 700—800 мм.

Также меняется и среднегодовая температура воздуха—от 14° (ле-

вобережье р. Аракс) до 0 и —1°С (массив г. Капутджух). Абсолютная максимальная температура воздуха колеблется в пределах от 20° (массив г. Капутджух) до 40°С (левобережье р. Аракс), а абсолютная минимальная температура воздуха—соответственно от —30° до —15°С.

В водораздельной части Зангезурского хребта и его отрогов, благодаря низкой температуре воздуха, значительное время сохраняется снежный покров и в зависимости от фильтрационных особенностей слагающих хребты пород, талые воды частью формируют поверхностный сток, частью же, инфильтруясь вглубь, образуют подземные воды.

В Зангезуре наблюдаются следующие природно-ландшафтные пояса, расположенные вертикальными зонами от левобережья р. Аракс (абсолютная отметка 400—500 м) до вершинной части Зангезурского хребта (выше 3700 м): полупустынный, сухой горно-степной, горно-степной, горно-лесной, альпийский и нивальный.

В бассейнах рек Воротан и Вохчи наличие значительного лесного покрова и горно-степной растительности способствует задерживанию поверхностного стока и конденсации влаги.

Для южной же части Зангезура (Мегринского района) характерна фриганоидная растительность (колючие астрагалы, растения-подушки и мелколистные кустарники).

Как уже было сказано, Зангезур характеризуется большим разнообразием физико-географических и геолого-структурных факторов, предопределяющих пестроту условий образования и распределения подземных вод.

Морфология территории Зенгезура характеризуется наличием резко расчлененных горных массивов и хребтов на юге и северо-западе и сравнительно ровным, полого-волнистым молодым вулканическим рельефом на северо-востоке. Подобный облик рельефа является следствием общего сводового поднятия Малого Кавказа, сопровождающегося дифференцированными подвижками отдельных блоков и структур, а также бурным проявлением эффузивного и интрузивного вулканизма, при активности процессов денудации и аккумуляции.

Здесь отчетливо прослеживаются почти все климатические зоны между холодным горным климатом высокогорных областей и сухим субтропическим климатом долины р. Аракс (район Мегри).

Естественно, что крайняя пестрота природных условий и быстрая смена климата по вертикали влечет за собой неравномерное распределение атмосферных осадков, а, следовательно, и подземных вод.

Большую роль в образовании и распределении подземных вод играет литологический состав пород, условия их залегания и степень трещиноватости и выветрелости. Так например, Сюникское вулканическое нагорье (северный Зангезур), сложенное трещиноватыми, хорошо водопроницаемыми лавами, получая значительное количество атмосферных осадков, в основном инфильтрирует влагу вглубь толщи лав, пополняя ресурсы подземных вод. Здесь количество влаги преобладает над величиной испарения, вследствие чего район характеризуется положительным балансом влаги.

Слабая расчлененность рельефа, интенсивная трещиноватость лав и наличие на их поверхности огромных полей каменных россыпей благоприятствуют интенсивной инфильтрации выпадающей влаги и на многих участках поверхностный сток практически отсутствует. Многолетние наблюдения за характером колебаний ежемесячных расходов р. Воротан, дренирующей лавовые воды Сюникского нагорья, показы-

зывают, что грунтовое питание составляет около 40% общего расхода реки и значительно регулирует речной сток.

В системе Зангезурского складчато-глыбового горного сооружения выделяются два пояса: среднегорный и высокогорный. Среднегорный пояс (район Мегри) характеризуется развитием слабоводопроницаемых пород, ограниченным количеством атмосферных осадков, что в сочетании с характерным для аридных областей интенсивным испарением обусловливает бедность подземными водами пород среднегорного пояса.

Хотя подобные же литологические разности пород развиты и в высокогорном поясе, однако, вследствие их интенсивной трещиноватости и обилия выпадающих атмосферных осадков, ряд участков высокогорья значительно обводнен и питает родники с большим дебитом.

В пределах Зангезура нами выделяются следующие подрайоны, отличающиеся литологическим составом пород, морфоструктурными и физико-географическими особенностями, а также своей гидрогеологической характеристикой.

а. Слаборасчлененное Сюникское вулканическое нагорье,

б. Сильнорасчлененные складчато-глыбовые горные сооружения собственно Зангезурского хребта и его юго-восточных отрогов,

в. Межгорные депрессии (котловины).

Рассмотрим условия формирования и движения подземных вод выделенных подрайонов в отдельности.

а. Подрайон слаборасчлененного Сюникского вулканического нагорья территориально охватывает левобережье р. Воротан, в пределах Сисианского и Горисского административных районов.

Нагорье характеризуется слаборасчлененным полого-волнистым рельефом, с общим наклоном к р. Воротан, со средними абсолютными отметками 2000—2500 м. В краевых частях нагорья выделяются глубоко врезанные каньоны, совпадающие с зонами тектонических нарушений, а на самой поверхности нагорья выступают многочисленные шлаковые конусы—центры излияния лав. Климат нагорья холодный—горный. Лесная растительность сильно ограничена, а в приводораздельных частях развиты альпийские луга.

Вулканическое нагорье сложено исключительно четвертичными и верхнеплиоценовыми эффузивами и их пирокластическими разностями, представленными в основном сильно трещиноватыми разновидностями андезито-базальтовых лав и шлаков. Эти образования в виде мощных покровов и потоков бронируют эродированную поверхность более древних геологических образований. Высокая фильтрационная способность пород, обусловленная трещинами отдельностей, проникающих обычно до основания лавовых потоков, способствует интенсивному поглощению атмосферных вод.

Вследствие исключительной водопроницаемости лавовых образований, обусловленной глубоко проникающей трещиноватостью и пористостью, а также наличием на их поверхности значительных накоплений каменных россыпей, выпадающие атмосферные осадки в основном инфильтруются в глубь толщи, формируя мощные подземные водные потоки. Водоупорным основанием служат либо подстилающие лавы диатомитовые глины или фациально замещающие их вулканогенно-обломочные породы горисской толщи, либо закольматированная поверхность ранее излившихся лавовых покровов.

Областью питания лавового покрова левобережья р. Воротан является высокогорная часть нагорья, охватывающая массивы гор Ишханасар, Кызыл-богаз и Перичингил.

Атмосферные осадки, выпадающие в виде снега, удерживаются в естественных логах рельефа, особенно в местах накопления каменных россыпей (широко развитых на склонах высокогорья) и, медленно растаивая, обеспечивают и регулируют подземный сток. Каменные россыпи обладают исключительными фильтрационными свойствами, поступающие в них талые воды поглощаются ими бесследно.

В деле накопления влаги в толще базальтовых пород несомненна также большая роль процессов конденсации, намного усиливающейся при наличии огромных площадей накоплений грубообломочных каменных россыпей на поверхности нагорья.

Инфильтрующаяся вглубь лав атмосферная влага идет на питание межлавовых обводненных зон или же, просачиваясь до основания толщи, формирует наиболее мощную подлавовую обводненную зону.

Рассмотрим детальнее этот процесс.

Тектонические движения, обусловившие вздымание вулканического нагорья в верхнеплиоцен—постплиоценовое время и вызвавшие интенсивную вулканическую деятельность, сопровождались излияниями лав в несколько циклов.

За время перерыва между отдельными циклами имело место расчленение лавового рельефа и частичное кольматирование поверхности лавового покрова материалами выветривания. Тем самым между вновь излившимися и более древними покровами создавались слабо проницаемые экраны, послужившие водоупором для вод, проникающих через трещины вышележащего лавового покрова.

Однако поверхности перекрывающих друг друга покровов лишь местами являются водонепроницаемыми и не всегда выдержаны по простиранию. Обычно же в них имеются многочисленные гидрогеологические «окна», через которые воды лежащего выше покрова частично проникают в подстилающие, формируя несколько подземных водных потоков, поэтажно двигающихся друг над другом в различных покровах лав. Подобное многоярусное (этажное) движение лавовых вод наблюдается вдоль всего левого берега р. Воротан.

Обычно воды верхних покровов выклиниваются в виде малодебитных родников на более высоких отметках по кромке лав (расходом до 2—2,5 л/сек), а нижних покровов—в глубоких эрозионных срезах рельефа. Главная масса лавовых вод разгружается ниже отметок 2200—2000 м в виде весьма мощных концентрированных групп родников (Базарчайская, Ангехакотская, Сисианская, Шинуайрская и др. группы) с расходом до нескольких сот литров в секунду.

Часть подлавовых вод поступает на питание напорных водоносных горизонтов воротанских межгорных котловин.

Вследствие наличия обширной области питания и хорошей водопроницаемости лав, режим основной части подземных вод, приуроченных к ним, не претерпевает значительных колебаний. Для подлавовых вод колебания расходов составляют 3—10%, для межлавовых вод до 40—60%, а для вод, связанных с корой выветривания, колебания достигают 100%.

Как видно из изложенного, вулканическое нагорье северного Зангезура обладает значительными возможностями для накопления динамических ресурсов подземных вод. Однако, несмотря на это, обширные лавовые поля характеризуются ограниченностью выходов подземных вод. Встречающиеся малодебитные родники имеют снеговое питание, сезонный характер и летом, по мере перемещения снеговой линии к вершинной полосе, высыхают.

Колхозные кочевья, выгоняющие скот на летние пастбища, во многих местах летом испытывают острый недостаток в воде, в то время, как в недрах лав имеются огромные ресурсы подземных вод.

Альпийские луга, также вследствие небольшого количества выпадающих в летнее время атмосферных осадков и их интенсивной инфильтрации и больших величин солнечной радиации, на высокогорье частично выгорают.

Большой практический интерес представляют подземные водотоки, которые приурочены к наиболее молодым лавовым потокам.

Так как излившиеся из вулканических аппаратов лавы стекали по узким эрозионным долинам, естественно, что морфология потоков лав является хорошим указателем направления движения под ними водных потоков.

Подземные воды Сюникского вулканического нагорья обладают исключительно высокими питьевыми качествами. Температура вод обычно низкая, колеблется в пределах от 3 до 8°, в зависимости от гипсометрического положения области питания.

Минерализация лавовых вод обычно не превышает 0,08—0,3 г/л.

Кроме отмеченной основной территории развития обширного лавового покрова, в центральном Зангезуре, в бассейне р. Халадж сохранился останец узкого языковидного потока молодых лав. На территории развития лавового языка каких-либо значительных выходов подземных вод не обнаружено, что объясняется малой площадью питания и развития лав и ограниченным количеством атмосферных осадков.

б. Подрайон сильно расчлененного складчато-глыбового сооружения собственно Зангезурского хребта и его юго-восточных отрогов занимает северо-западную, центральную и южную части Зангезура, охватывая собственно Зангезурский хребет, а также его юго-восточные отроги—Баргушатский, Хуступский и Мегринский хребты.

Орографически подрайон характеризуется наличием интенсивно расчлененных горных хребтов, узких нагорных плато, глубоких ущелий и долин. Превышение водораздельных хребтов над дном ущелий на сравнительно небольшом расстоянии (порядка 10—15 км) местами достигает 2500 м.

За исключением небольших площадей, рельеф района складчатых сооружений сильно пересечен, склоны хребтов крутые и на многих участках лишены почвенно-растительного покрова, и лишь местами развита лесная растительность. Речная сеть представлена реками Воротан, Вохчи и Мегри.

В геологическом строении района участвуют вулканогенные (порфириты, туфогены), осадочные (известняки, песчаники), разновозрастные интрузивные породы, а также рыхлообломочные образования антропогена. Весь комплекс отмеченных пород (за исключением пород неоген-четвертичного возраста) интенсивно дислоцирован и слагает ряд антиклинальных и синклинальных структур.

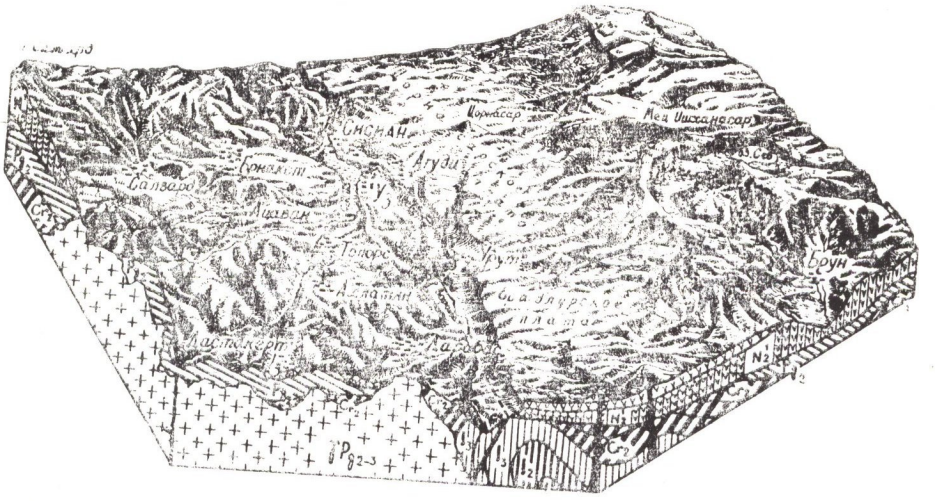
На территории региона отчетливо фиксируется ряд регионально выраженных разломов (Дебаклинский, Хуступ-Гиратахский) с широко развитыми зонами дробления и смятия.

Среди пород района выделяются как слабоводопроницаемые и водообильные, так и все переходные разности между ними.

Вследствие различия литологических особенностей и водопроницаемости пород, а также разнообразия физико-географических условий, распределение поверхностных и подземных вод крайне неравномерно.

Наиболее обводненными являются высокогорные участки, находящиеся в благоприятных климатических условиях. Бедны водными ресурсами крайние южные и юго-восточные участки (Мегринский—южная часть и среднегорье Кафанского района). Объясняется это тем, что количество выпадающих здесь осадков не превышает 300—400 мм в год, рельеф сильно расчленен, склоны крутые, почти лишены растительности и имеют преимущественно юго-восточную экспозицию. Выдержанные водоносные горизонты, как правило, отсутствуют. Спорадически встречающиеся обводненные участки приурочены к трещиноватой зоне коры выветривания пород. Основными источниками питания подземных вод являются атмосферные осадки и конденсирующаяся влага.

По своим гидрогеологическим особенностям развитые в пределах рассматриваемого района геологические образования разделяются на три комплекса (фиг. 14): 1) комплекс вулканогенных и вулканогенно-



Фиг. 14. Схематическая блок-диаграмма строения геолого-гидрогеологических комплексов южных складчато-глыбовых хребтов (условные обозначения те же, что фиг. 7).

осадочных пород; 2) комплекс интрузивных пород; 3) комплекс аллювиально-делювиально-пролювиальных образований.

Рассмотрим условия формирования подземных вод в выделенных комплексах.

1) **Комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород** занимает весь центральный и юго-восточный Зангезур и в основном представлен вулканогенной и карбонатной фациями. В возрастном отношении сюда входят образования начиная от девона и кончая верхним плиоценом.

Девонские отложения обнажаются в осевой полосе крупного Зангезурского антиклинория и представлены порфиритами, сланцами, известняками, кварцитами, которые вследствие значительной уплотненности и сланцеватости не содержат в себе каких-либо заметных обводненных зон.

Образования юры и мела представлены как вулканогенной, так и карбонатной фациями. В области развития вулканогенной толщи (восточные отроги Баргушатского хребта, район Кафанского месторождения и др.) не наблюдается значительных выходов грунтовых вод.

Будучи слабо водопроницаемыми, вулканогенные породы слабо пропускают влагу, которая фактически циркулирует лишь в верхней выветрелой и трещиноватой зоне, и больших скоплений грунтовых вод в них не ожидается. Последнему обстоятельству благоприятствует сильная расчлененность рельефа с наличием густой речной и балочно-овражной сети, способствующей преобладанию поверхностного стока над подземным. Для района развития этого комплекса характерны малодебитные родники, выходящие из трещин коры выветривания или из контакта их с делювиальными образованиями. Выходы родников на площади развития пород комплекса приурочены к эрозионным срезам рельефа и выклиниваются в гипсометрически ниже расположенных участках. Режим этих родников подвержен резким колебаниям, что объясняется небольшой площадью области питания и ограниченностью выпадающих атмосферных осадков.

Исключение составляет ряд участков высокогорья (приводораздельной части Баргушатского, Зангезурского и Мегри-Катарского хребтов), где вследствие более сильной, глубоко проникающей трещиноватости фиксируются среднедебитные родники (с расходом 2—6 л/сек), режим которых не подвержен значительным колебаниям.



Горисская вулканогенно-обломочная толща у гор. Горис.

Вулканогенно-обломочные породы верхнего плиоцена (горисская толща), развитые в северо-восточной части Зангезурского региона, представлены рыхлообломочными и уплотненными разностями. Горисское плато, сложенное этими породами, характеризуется значительной расчлененностью рельефа, что обусловлено хорошей денудационной податливостью вулканогенно-обломочных пород, в частности, туфобрекчий. Последнее обстоятельство благоприятствует преобладанию поверхностного стока над подземным, причем выдержанные обводненные зоны отсутствуют, а родники, вследствие незначительной площади области питания, малодебитны. Совокупность перечисленных факторов

обусловливает резкие колебания режима родников в годовом разрезе. Грунтовые воды, накапливающиеся в верхних, рыхлообломочных породах, двигаясь по более плотным разностям тех же пород, обводняют делювиально-пролювиальные отложения склонов эрозионных срезов. К контакту делювия и коренных пород приурочено преобладающее большинство выходов грунтовых вод.

На территории развития горисской вулканогенно-обломочной толщи зафиксировано большое количество малодебитных родников. Известково-мергелистые породы комплекса представлены плотными слоистыми и плитчатыми разновидностями, которые, благодаря многочисленным тектоническим нарушениям, местами интенсивно трещиноваты. Часть трещин, связанных с более древними тектоническими процессами, заполнена отложениями карбоната кальция—продуктами выщелачивания самих известняков. Трещины же, обусловленные более поздней тектоникой и процессами физико-механического выветривания, служат хорошими путями для инфильтрации и циркуляции вод. С последним типом трещин и связаны родники, непосредственные выходы которых зачастую приурочены к маломощным скоплениям делювиального покрова на склонах Баргушатского и Хуступского хребтов.

Несмотря на значительную трещиноватость и слоистость карбонатных пород, значительных скоплений грунтовых вод на площади их развития не обнаружено, так как инфильтрующиеся в породу атмосферные воды, не встречая какого-либо регионально выраженного водоупора, просачиваются в глубь пород, питая глубокие горизонты ниже местного базиса эрозии. Встречающиеся редкие выходы родников с дебитом в несколько л/сек обусловлены наличием локально выраженных прослойков слабо водопроницаемых пород в толще известняков, обнажающихся на склонах. Путем устройства простых каптажных сооружений они могут быть использованы для водоснабжения.

2) **Комплекс интрузивных пород палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.** Интрузивные породы слагают обширный, значительно расчлененный массив, занимающий большую часть Мегринского административного района. Крупный Мегринский плутон представлен монцонитами, сиенито-диоритами, габбро-диоритами и другими разновидностями интрузивных пород.

В юго-восточной части Зангезура расположена Цавская гранитоидная интрузия, а в северо-западной части Мегринского плутона обнажается интрузия порфировидных гранитов и гранодиоритов, слагающих Зангезурский хребет. Отдельными площадями интрузивные образования развиты на склонах Баргушатского хребта.

Эти породы охвачены трещинами как выветривания, так и тектоническими. Первые неглубоко проникающие (до 10—20 м), вторые распространяются на значительную глубину.

Трещины выветривания повсеместно развиты в поверхностной части интрузивных пород, а связанные с ними воды совершают неглубокую циркуляцию, разгружаясь в основном на высоких склонах в виде малодебитных родников, сильно изменчивых в режиме.

Выходы этих родников приурочены или к трещинам самих интрузивов, или же к контакту последних с делювиально-пролювиальными отложениями. В этом отношении характерны родники, приуроченные к интрузивным породам среднегорья Мегринского района с расходом до 1 л/сек.

Интрузивы трещиноваты, значительно обводнены, особенно если они располагаются в высокогорных областях. Характерным примером

значительной водообильности глубоких тектонических трещин являются штольни в районе с. Варданадзор. Будучи заданы близко к тальвегу р. Мегри, они пересекли мощные трещины, из которых просачивается вода с расходом до 5 л/сек.

На высокогорных участках, где благоприятны климатические условия и интрузивные породы сильно трещиноваты, фиксируется ряд крупных родников. Особенно следует отметить наличие крупнодебитных выходов (местами до 10 л/сек) в приводораздельных частях массива г. Капутджух (наиболее интенсивно трещиноваты порфировидные граниты), в районе Дебаклинского перевала (монцониты) и в приводораздельной части Баргушатского хребта (гранитоиды), режим которых не претерпевает сильных колебаний.

На территории южного Зангезура выделяются два крупных разлома близмеридионального простирания—Дебаклинский и Хуступ-Гиратахский, степень обводненности которых вследствие различных физико-географических и литолого-структурных условий неодинаковая.

Наиболее обводнена зона Дебаклинского разлома, пересекающая западную часть юга территории.

Формирующиеся в приводораздельной части Зангезурского хребта подземные воды, двигаясь в трещиноватой зоне интрузивных пород, разгружаются на склонах в виде крупнодебитных родников, или же обводняют широко развитую зону разлома, причем плоскость разлома играет экранирующую роль для задержания грунтового стока территории.

Таким образом, формируются трещинно-жильные воды, которые могут быть использованы для водоснабжения ряда нуждающихся в воде сел юга Зангезура.

Зона Хуступ-Гиратахского разлома обводнена лишь на незначительных отрезках вследствие общих условий, неблагоприятных для накопления подземных вод. Разлом проходит по сводовой части антиклинали, сложенной метаморфизованными сланцами девона, которые вследствие слабой трещиноватости и неблагоприятных климатических условий обводняются весьма слабо.

Переходя к общей оценке степени и характера обводненности пород рассматриваемого района, необходимо отметить, что подземные воды района распределены крайне неравномерно. Сильно расчлененный рельеф с наличием крутых склонов, небольшое количество атмосферных осадков и их ливневой характер, при больших величинах испарения, обусловливают бедность низко- и среднегорных частей района подземными водами. Эти факторы, наряду с широким развитием слабоводопроницаемых пород, исключают возможность образования выдержанных водоносных горизонтов.

Исключение составляют высокогорные приводораздельные участки района, где благоприятные климатические условия и сильная трещиноватость пород способствуют значительным накоплениям грунтовых вод.

В описываемом районе наиболее широкое распространение имеют трещинные воды коры выветривания, а местами (преимущественно в карбонатных породах) пластово-трещинные и карстово-трещинные воды. Кроме того, следует выделить трещинно-жильные воды, характерные для крупных зон тектонических разломов.

3) **Комплекс аллювиально-делювиально-пролювиальных образований.** Вследствие сильной расчлененности рельефа Зангезурского региона, аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения имеют ограниченное распространение. Они отдельными участками развиты на

пологих склонах хребтов (делювиальные шлейфы), слагая террасы рек Вохчи, Мегри, Цав, Гехи, а также поймы и конусы выносов рек.

Делювиальные воды связаны с маломощными покровами аллювиально-делювиальных образований и фрагментами речных террас. Эти воды обводняют пойменные отложения рек Вохчи, Цав, Мегри (сс. Легваз, Личк, Гехи) и могут быть практически использованы для водоснабжения окружающих населенных пунктов.

Грунтовые воды имеют широкое распространение в наносных образованиях предгорных наклонных равнин (конусы выноса рек Мегри, Астазур) и в пойменных отложениях рек Вохчи, Мегри и Халадж в виде подрусловых потоков. Ресурсы отмеченных вод небольшие, и режим их подвержен колебаниям, однако, они могут быть практически использованы при помощи неглубоких скважин. Подземные воды района в основном слабо минерализованы, имеют хорошие питьевые качества. Температура вод находится в тесной зависимости от гипсометрической отметки области питания выходов.

в. Наиболее крупные межгорные депрессии (котловины) расположены в бассейне среднего течения р. Воротан. В структурном отношении они соответствуют ундулирующим брахисинклинальным межгорным прогибам.

В начале вулканической деятельности излившиеся лавовые потоки в ряде мест подпрудили отмеченные прогибы, образовав ряд ступенчато-расположенных озерных чаш в пределах бассейна р. Воротан. Межгорные котловины выполнены озерно-речными песчано-галечными отложениями, чередующимися с выдержанными пластами водоупорных глин. Мощность озерно-речных отложений, выполняющих межгорные котловины, составляет более 300 м.

Морфология котловин и характер залегания слабоводопроницаемых пластов обусловливают наличие нескольких горизонтов напорных вод.

В Сисианской и Шамбской котловинах бурением установлено наличие до 5 напорных водоносных горизонтов в основном с минеральной водой. Этому во многом способствовал относительно застойный режим межгорных котловин, а также наличие вдоль р. Воротан глубинного разлома, являющегося главным подводящим каналом углекислого газа и основным очагом минерализации вод атмосферного происхождения.

В районе гор. Кафан расположена одноименная котловина, сложенная порфиритами, туфами и туфобрекчиями. Вследствие обращенного рельефа и неблагоприятных физико-географических условий, здесь нельзя ожидать существенных скоплений подземных вод. Однако в поймах рек Вохчи и Халадж аллювиальные отложения содержат в себе значительные ресурсы подрусловых вод.

В пределах Мегринского грабена в районе сс. Нор-Аревик и Личк обнажаются озерно-континентальные отложения мощностью до 250 м, залегающие на субстрате, сложенном интрузивными породами. Здесь вероятно существование пластовых напорных вод.

Подземные воды вулканического нагорья и складчато-глыбовых сооружений в целом пресные и обладают хорошими питьевыми качествами. В пределах межгорных впадин развиты минеральные и минерализованные воды.

ВАЙК (АЙОЦДЗОР)

Вайкский физико-географический район, занимающий бассейн верхнего и среднего течений р. Арпа, а также верховья р. Джаук, ограни-

чивается с востока Зангезурским, с севера—Варденисским, а с юга Айоцдзорским хребтами. На западе Вайк граничит с среднеараксинской котловиной.

В орографическом отношении Вайк характеризуется интенсивно расчлененным горным рельефом. Колебания абсолютных высот достигают здесь 2500—2600 м (от 920 м в долине р. Арпа до 3520 м—г. Варденис на одноименном хребте).

Для Вайка характерны морфоструктурная асимметрия хребтов, густое и глубокое расчленение рельефа, исключительное разнообразие пород, сухость климата и в этой связи отрицательный баланс влаги для значительной части бассейна р. Арпа.

В зависимости от рельефа и комплекса физико-географических факторов в пределах Вайка выделяются три горные зоны. Низкогорная зона (в пределах отметок 900—1500 м) охватывает узкую полосу вдоль долины р. Арпа и представляет собой антецедентное ущелье с обнаженными обрывистыми склонами и корытообразным дном. Климат рассматриваемой зоны сухой, резко континентальный, с умеренно холодной зимой и жарким летом. Большие колебания абсолютных температур, достигающие 65—70°С, обусловливают интенсивность процессов физического выветривания и денудации.

Количество атмосферных осадков обычно не превышает 380—400 мм, что в условиях высоких значений испарения, крутизны и изрезанности рельефа, а также весьма слабой водопроницаемости пород, исключает возможность образования заметных скоплений подземных вод.

Среднегорная зона (1500—2800 м), дугообразно окаймляющая склоны долины р. Арпа, представлена густо и глубоко расчлененным рельефом складчато-глыбовых хребтов, сложенных вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами.

Для этой зоны характерен также молодой вулканический рельеф, представленный лавовыми плато и языковидными потоками. Отчетливо выделяются Гергерский, Малишкинский и Арпинский лавовые потоки, ответвляющиеся от центра излияния—г. Далик с уникальной кратерной воронкой.

В климатическом отношении рассматриваемая зона характеризуется теплым летом и продолжительной холодной зимой. Атмосферные осадки, количество которых составляет 500—600 мм, выпадают преимущественно в теплое полугодие, снежный покров (50—70 см) держится около 4 месяцев. Распределение климатообразующих факторов различно, в зависимости от особенностей рельефа. Склоны северной экспозиции и участки развития трещиноватых лав обводнены несравненно больше.

Высокогорная зона (выше абсолютной отметки 2800 м) характеризуется крутыми склонами и узкими волнистыми гребнями хребтов. Формы рельефа здесь преимущественно ледниковые. Климат зоны холодный, устойчивый снежный покров держится до середины июня, лето умеренно теплое, количество атмосферных осадков достигает 800—900 мм. В рассматриваемой зоне развиты альпийские луга и нагорная тундра.

Речная сеть Вайка представлена системой р. Арпа—левого притока р. Аракс. Река Арпа берет начало на склонах Варденисского хребта, севернее курорта Джермук она принимает воды левого притока, берущего начало на западных склонах Зангезурского хребта и фактически р. Арпа формируется после слияния с отмеченным притоком.

Река протекает по глубоким каньонам и узким ущельям, за исключением участка Азизбеков—Ехегнадзор, где пойма расширяется и дно долины приобретает корытообразную форму.

Питание р. Арпа дождевое, снеговое и грунтовое, причем последнее составляет около 43—45% при среднегодовом стоке 10,3 л/сек. Зимний минимальный сток составляет 6,74 м³/сек, а модуль стока—3,29 л/сек кв. км.

Река Арпа принимает воды многочисленных притоков, среди которых наиболее водообильной является р. Ехегис, берущая начало на южных склонах Варденисского хребта. Зимний минимальный сток р. Ехегис составляет 1,98 м³/сек, а модуль стока—4,2 л/сек кв. км.

В геологическом строении Вайка принимают участие породы палеозоя, мезозоя, палеогена, неогена и антропогена, представленные комплексами известково-мергельных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований.

Палеозой в составе девона, карбона и перми представлен преимущественно известковыми породами с подчиненными пачками, прослойками и линзами мергелей, песчано-глинистых сланцев, песчаников и кварцитов. Палеозойские породы обнажаются преимущественно в разрезе Айоцдзорского хребта в окрестностях сс. Амагу и Гнишик и достигают мощности около 2000 м. Отложения триаса, представленные известняками и доломитами, согласно залегают на породах перми, обнажаются они в окрестностях сс. Хачик и Горадис видимой мощностью около 300 м.

Меловые отложения резко трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних пород. Представлены они различными песчаниками, мергелями, конгломератами и известняками суммарной мощностью около 1200 м. Они обнажаются у сс. Хачик, Гнишик, Горадис, Арени, Чива, Ахкенд и на других участках, где образуют ряд складок.

В пределах Вайка широкое площадное распространение имеют палеогеновые образования, представленные вулканогенной, вулканогенно-осадочной и нормально осадочной фациями.

Вулканогенная толща среднего эоцена представлена различными порфиритами, их туфо- и лавобрекчиями, подчиненными им туфогенами и нормально осадочными породами. Отмечаются сложные фациальные взаимопереходы между пестроцветными известковистыми конгломератами, песчаниками, известняками, глинами и туфогенами.

Отложения верхнего эоцена, обнажающиеся широкой полосой в окрестностях сс. Малишка, Ринд, Гетап, Азатек и др., представлены теми же фациями. Вулканогенная фация, представленная различными туфогенами, андезитами и порфиритами, распространена у сс. Болораберд, Зейва, Малишка и Агаракадзор.

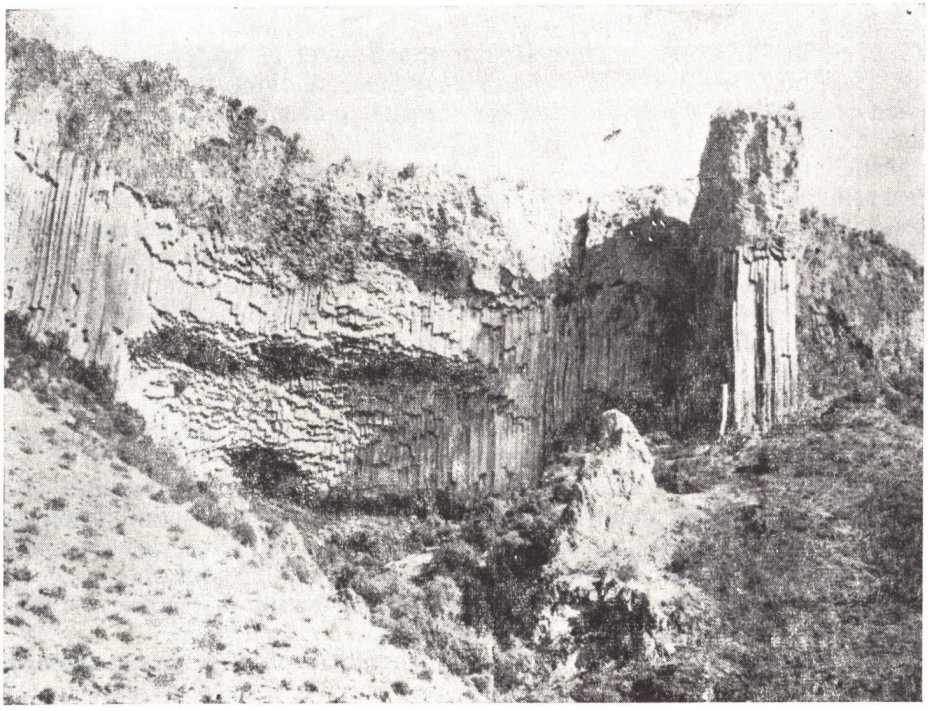
Известняки, глины и песчаники верхнего эоцена развиты в осевой полосе Айоцдзорской синклинали К западной части этой полосы приурочена олигоценовая толща, представленная разноцветными туфогенными песчаниками, красноцветными и зеленовато-серыми гипсоносными глинами, реже известняками и ракушечниками суммарной мощностью 150—200 м. Отмеченные отложения выполняют синклинальную структуру, ось которой, ундулируя, сочленяется с Шагапской синклиналью.

Неогеновые образования слагают мощную толщу вулканитов, включающую пемзово-пепловые отложения, внутриформационные туфобрекчии, покровные трахиандезитовые лавы и туфобрекчии андезитового состава.

В разрезе толщи фиксируется белесоватая свита, обнажающаяся в верховьях р. Веди. Суммарная мощность толщи достигает 1000—1500 м.

Антропоген представлен вулканическими, древними речными, ледниковыми, а также современными рыхлообломочными образованиями.

Ледниковые образования, представленные валунно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнителем, слагают высокие террасы Агавнадзорской и Азизбековской наклонных равнин.



Столбчатая отдельность базальтов в ущелье р. Арпа.

Четвертичные лавы в самой долине р. Арпа имеют небольшое площадное распространение. От кратера г. Далик лавы отдельными языками спускаются до пос. Азатек и с. Малишка. Более древние лавы развиты в высокогорной зоне Варденисского хребта, а также в пределах Джермукского плато. Лавы здесь так же, как по всему вулканическому нагорью, являются отличной средой для поглощения атмосферных осадков и образования подземных вод.

Поверхностные рыхлообломочные новообразования различной мощности в виде разобщенного чехла развиты на пологих склонах, у подножьев склонов и в поймах рек. Представлены они элювиально-делювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями различного механического состава и сложения. Проявления минеральных вод сопровождаются локальными участками известковистого туфа (травертинов).

В пределах Вайка, на небольших площадях обнажаются различные по составу и генезису интрузивные породы, роль которых в гидрогеологии в данном случае незначительна.

В структурном отношении восточная часть Вайка входит в состав Ахтинской мегасинклинальной, а юго-западная—Ереванской мегасинклинальной зон.

В тектонике Вайка выделяется Айоцдзорский синклинорий, сочленяющийся с Варденисским антиклинорием. Каждая из этих сложно построенных структур включает ряд второстепенных складок близширотного общекавказского простирания.

Дизъюнктивные структуры представлены глубинными разломами и многочисленными оперяющими нарушениями, которые отчетливо фиксируются проявлениями углекислых минеральных источников.

По сравнению с остальными районами Арм. ССР территория Вайка в гидрогеологическом отношении изучена слабо. Проведенные здесь гидрогеологические съемки (А. А. Тер-Мартиросян, П. М. Капланян, А. О. Оганян) носили региональный описательный характер. В 1960—1962 гг. впервые на территории Вайка проводились буровые работы для выявления пресных подземных вод (О. С. Саркисян, П. В. Согомонян, А. А. Хачатрян, С. К. Минасян, Л. Б. Бахшинян и др.), однако вследствие небольшого объема бурения и опытных исследований, вопросы пространственного распределения и количественной оценки подземного стока остались слабоосвещенными.

Много ценных материалов по пресным водам имеется в работах А. П. Демехина, Н. И. Долухановой и А. А. Тер-Мартиросяна, занимавшихся в разное время изучением минеральных вод бассейна р. Арпа.

В гидрогеологическом отношении Вайк, особенно его южная часть (левобережье бассейна среднего течения р. Арпа), является одним из самых маловодных районов Армении. Здесь наиболее ярко выражено влияние природного комплекса на пространственное распределение и количество пресных подземных вод.

Северная часть Вайка, где широко распространены лавовые покровы и потоки, достаточно богата ресурсами подземных вод, в то время, как обширные участки левобережья р. Арпа почти безводны.

Как отмечалось выше, территория Вайка сложена различными по составу и возрасту породами палеозоя и мезо-кайнозоя, которые до плиоценового структурного этажа дислоцированы и собраны в систему складок близширотного—общекавказского простирания. За исключением плиоцен-четвертичных лав и некоторых разновидностей известково-мергельных пород, остальные отложения по своим водным свойствам мало отличаются друг от друга и по существу являются водоупорными. Незначительное спорадическое обводнение отмечается лишь в коре выветривания этих пород.

Если в питании подземных вод Вайка главную роль играют литологические особенности и степень трещиноватости, водопроницаемости и др., то в деле накопления и образования ресурсов подземных вод важное значение приобретают такие факторы, как характер и условия залегания геологических структур, характер и степень тектонической нарушенности и др.

Геолого-структурная и физико-географическая обстановка Вайка в целом исключает возможность существования значительных по площади водоносных горизонтов. Глубинная циркуляция инфильтрационных вод, за исключением зон глубинных разломов, крайне затруднена, хотя в принципе она может иметь место, особенно в синклинальных прогибах, сложенных меловыми и палеозойскими трещиноватыми известняками, а также вулканогенными породами, тем более, что на крыльях структур эти породы местами выходят на дневную поверхность и явля-

ются областью питания или перекрываются хорошо проницаемыми породами.

Ряд исследователей высказывал отрицательное мнение относительно водоносности синклинальных структур эоценовой вулканической толщи, однако, скважины, пробуренные в районе сс. Гладзор, Элпин, Агаракадзор, Дайлахлу, Заритап и Азатек, дали положительные результаты. Эти скважины были заданы с учетом местных структурно-литологических особенностей и на различных глубинах подсекли подземные воды с наличием некоторого напора.

Скважины №1, 5 (район с. Гладзор), 12 (с. Элпин), 27 (с. Азатек) и 33 (район с. Заритап) дали самоизливающуюся воду, причем по мере углубления скважин в водоносные песчаники и туфоконгломераты, уровень стояния воды значительно поднимался.

В гидрогеологическом отношении наибольший интерес представляют лавовые покровы правобережья р. Ехегис на севере и покров Даликских лав в центральной части Вайка.

Обширный лавовый покров правобережья р. Ехегис занимает большие площади на южных склонах Варденисского хребта. Сильно трещиноватые андезито-базальтовые лавы образуют здесь мощный чехол, покрытый во многих местах каменными россыпями, которые имеют огромное значение в деле инфильтрации атмосферных вод.

Подстилающий лавы рельеф южных склонов Варденисского хребта представлен денудационными поверхностями выравнивания, расположенными на разных гипсометрических отметках. Излившиеся лавы залили отрицательные формы рельефа субстрата и потекли по наклону к югу, к долине р. Алаяз. Инфильтрационные воды, накапливающиеся в руслах речной сети, образуют мощные потоки и выходят на дневную поверхность в конечных частях лавовых потоков.

В рельефе Вайка отчетливо выделяется поток, спускавшийся к долине р. Алаяз. В восточной части потока подлавовые воды выклиниваются в местности «Ясты-булаг», в западной же части, где лавовый язык спускается почти до с. Шатин, имеется крупный концентрированный выход подземных вод. Кроме имеющихся естественных выходов подземных вод, воды вскрыты скважинами № 14, 18 и 19, которые подсекли подлавовые воды на разных глубинах, а скв. № 19 на глубине 92,7 вошла в глины, подстилающие лавовый язык. Лавы характеризуются сильной водообильностью, поэтому при пробных откачках не были получены ощутимые понижения уровня подземных вод. Четвертичные лавы Далика имеют ряд гидрогеологических особенностей.

Лавы г. Далик в основном образуют два потока—гергерский, заливший правобережье долины р. Гергер, и юго-западный поток, который у г. Ахдаг разветвляется на два языка. Один из них протягивается до с. Малишка, а другой—восточный—спускается в долину р. Арпа.

Эти потоки имеют различные гидрогеологические свойства. Наиболее водообильными являются гергерский поток и лавовый язык, спускающийся к с. Малишка.

Эоценовый субстрат, подстилающий гергерский поток, имеет ряд поверхностей выравнивания, которые залиты лавами, наклоненными к юго-востоку. С этим потоком связаны выходы родников на правобережье р. Гергер, а также мощный концентрированный выход у развалин с. Булаглар (расход 500 л/сек).

Основной областью питания гергерского потока является Кармрашенское вулканическое плато, сложенное сильно трещиноватыми андезито-базальтами. Кроме того, поверхность ее покрыта мощными на-

коплениями чингиловых россыпей и имеет бугристо-волнистый рельеф, способствующий интенсивному поглощению атмосферных вод.

Малишкинский лавовый язык получает подземное питание как с вышележащих лав Далика, так и с южных и юго-восточных склонов Менаксарского массива, где песчаники входят в контакт с лавами и обводняют их. Лавовый язык, спускающийся к р. Арпа, менее обводнен и кроме выхода родника у с. Дайлахлу, других признаков водообильности не обнаруживает.

Интересны гидрогеологические условия вытянутой с северо-востока на юго-запад гладзорской узкой межгорной наклонной котловины, протягивающейся по линии Гладзор—Ехегнадзор.

Съемочными и буровыми работами установлена значительная обводненность слагающих котловину песчаников и конгломератов, переслаивающихся глинистыми прослойками. Питающие котловину воды формируются севернее нее, в гипсометрически выше расположенном крыле антиклинальной складки Менаксарского массива, которая по направлению к с. Гладзор переходит в пологую синклиналь. Последняя, в свою очередь, осложнена второстепенной складчатостью. Брахисинклинальная структура у с. Гладзор, сложенная туфопесчаниками, по данным скв. № 1 и 5, заключает напорные межпластовые воды.

Режимные наблюдения на скважинах № 1 и 5 показали, что каких-либо существенных изменений расходов в годовом разрезе они не испытывали, что свидетельствует о значительном бассейне их питания. Как отмечалось выше, бассейном питания Гладзорской наклонной котловины являются южные склоны Менаксарского массива.

Здесь количество атмосферных осадков составляет 600—700 мм, причем снежный покров держится довольно долго. Кроме того, массив сложен сильно трещиноватыми порфиритами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и сильно разрушенными интрузивными породами, которые создают благоприятные условия для накопления подземных вод в нижележащей синклинальной структуре, при этом отмечается наибольшая обводненность приконтактовых частей интрузий с вмещающими туфогенными породами.

Если южные склоны Менаксарского массива имеют пологий рельеф и благоприятные условия для накопления подземных вод, то на северных склонах, круто обрывающихся к р. Ехегис, значительных скоплений подземных вод не наблюдается и здесь поверхностный сток преобладает над подземным.

Из других обводненных участков области развития среднеэоценовой вулканогенной толщи заслуживает внимание район с. Заритап, где широко распространенные туфопесчаники питаются из обширного водосборного бассейна, расположенного восточнее и юго-восточнее с. Заритап. О значительной обводненности отмеченных пород свидетельствует ряд выходов подземных вод восточнее с. Заритап, а также пробуренная здесь скважина № 32, которая дала самоизлив.

Юго-западнее с. Мартирос развиты значительные скопления делювиальных отложений, которые образуют Заритапское наклонное плато. Последнее имеет обширный водосборный бассейн и, естественно, значительно обводнено. Плато сложено галечниками, щебнистым материалом, которые переслаиваются глинами, создающими несколько разобщенных обводненных зон, не выдержанных по простиранию.

Кроме того, обводненные участки эоценовых туфогенных пород отмечаются в районе с. Горс (где наиболее водообильными породами являются туфобрекчии и туфоконгломераты), в районе с. Элпин (где

водоносными являются песчаники с водоупорными прослоями глин, образующие две изолированные обводненные зоны) и другие, более мелкие участки. Таким образом, из отмеченного выше видно, что наиболее обводненными, внутри среднеэоценовой вулканогенной толщи, являются песчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты и трещиноватые порфириты.

На других участках развития среднеэоценовых пород наблюдается неравномерная водообильность, обусловленная факторами структурно-литологического и физико-географического характера. Например, в низкогорной зоне, где выпадает небольшое количество атмосферных осадков, рельеф сильно расчленен, а климат сухой, значительных накоплений подземных вод не происходит. Наоборот, на гипсометрически выше расположенных участках водообильность эоценовых пород возрастает. Галечники, слагающие Агавнадзорское плато, хотя и хорошо водопроницаемы, однако безводны; вследствие отсутствия подстилающих водоупорных пород, поступающая в них влага инфильтруется в более глубокие горизонты.

Меловые породы, обнажающиеся на юго-западном и северо-западном крыльях среднеарпинского синклинория, не имеют широкого развития и обнаруживают спорадическую обводненность.

Наиболее водообильны участок Айоцдзорского перевала, район сс. Гнишик и Арени, где толща известняков и песчаников сильно трещиновата и находится в благоприятных климатических условиях.

Породы триаса, перми, карбона и девона, представленные битуминозными известняками, сланцами и кварцитами, в гидрогеологическом отношении интереса не представляют.

Как отмечалось выше, структура района осложнена значительным количеством тектонических трещин, образующих ряд блоков.

А. П. Демехин к числу водопроводящих относит тектонические трещины, имеющие широкое развитие в приосевых частях антиклинальных складок, где, по-видимому, развита целая система трещин, раскрытых кверху и замыкающихся на глубине. В условиях обильных осадков эти трещиноватые зоны обводнены и способны дать некоторое количество воды. Наиболее наглядным примером является водораздельная часть Менаксарского массива. В осевой части складки отмечается также зона гидротермально измененных пород эоцена, которая на многих участках массива прорвана интрузивными телами и сильно раздроблена. Последнее обстоятельство в сочетании с благоприятными физико-географическими условиями массива г. Менаксар, способствует накоплению ресурсов подземных вод и обводнению Кармрашенского наклонного вулканического плато, гергерского и малишкинского потоков, а также песчаников Гладзорского наклонного плато.

Тектоническими структурами (Гнишикский разлом) обусловлена значительная обводненность комплекса верхнемеловых известняков в районе с. Гнишик. В пределах этого литологического комплекса породы ведут себя по-разному и в различной степени обводнены.

Анализ имеющихся гидрогеологических материалов позволяет выделить следующие группы пород и зон по водообильности:

1. Сильно водообильные породы, или зоны с преобладающим дебитом родников более 3,0 л/сек.

2. Относительно водообильные или неравномерно водообильные породы и зоны с колебанием дебита родников от 0,1 до 3,0 л/сек.

3. Практически безводные породы и зоны.

К первой группе относятся—сильно трещиноватые андезито-базаль-

ты правобережья р. Ехегис и Айоцсарские лавы, туфогенные образования южных склонов Менаксарского массива и Гладзорской межгорной котловины (песчаники и туфоконгломераты), эоценовые образования, слагающие Заритапскую межгорную котловину и район с. Заритап, эоценовые образования, слагающие районы сс. Гнишик, Элпин, северо-восточнее с. Гергер и др.

К группе неравномерно водообильных пород относятся меловые и эоценовые породы приарпинской зоны синклинория, где широко развиты аридно-денудационные низкие, резко расчлененные горы, не благоприятствующие накоплению подземных вод.

К третьей группе отнесены глины, а также известняки, песчанистые сланцы и другие породы, трещины которых закольматированы. Эти породы обнажаются юго-восточнее сс. Гетап, Гергер и на других участках, где они никаких признаков водообильности не проявляют.

Подземные воды района по химическому составу относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу. Воды пресные (0,2—0,7 г/л), холодные (6—15°С) и вполне пригодны для питья.

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ГОРНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Охватывает Ераносский, Шексарский, Урцский и Гндасарский хребты, а также все переходные орографические и морфологические типы рельефа между Гегамским хребтом и Араратской котловиной, с разницей гипсометрических отметок порядка 1800—2000 м.

Рассматриваемая территория представляет собой типичную горную область с резко расчлененным рельефом. Превышение хребтов над долинами рек Азат, Чатма и Веди достигает 1000—1500 м, что обусловливает отчетливо выраженную вертикальную зональность природного ландшафта. Здесь хорошо выделяются высокогорный, среднегорный и предгорный типы макро- и мезорельефа.

Формирование и развитие современного рельефа бассейнов рек Азат и Веди тесно связано с новейшими тектоническими движениями, выразившимися в интенсивном воздымании Гегамского, Урцского, Гндасарского, Ераносского хребтов и опусканием Араратской котловины.

Гегамский хребет, сложенный мощным чехлом андезито-базальтовых лав, имеет вид высокогорного плато, круто обрывающегося на западе к долинам рек Азат и Веди и их притоков. Долины названных рек глубоко врезаются в западные склоны Гегамского хребта и расчленяют его на многочисленные отроги, среди которых наиболее крупными являются Ераносский, Шексарский, Хосровский, Кюсузский, Гндасарский, некоторые из них рассматриваются как самостоятельные хребты.

Высокогорное плато хорошо выраженными ступенями лавовых покровов переходит в западном направлении в холмисто-бугристые, грядовые лавовые поля отрогов, сложенных вулканогенными, туфогенными и осадочными породами неогена, палеогена, мела, триаса и палеозоя.

Среднегорная полоса окаймляет вулканическое плато в пределах отметок 1500—2000 м и характеризуется интенсивно расчлененным, частично ступенчато-грядовым рельефом. Участки, сложенные более податливыми эрозии песчано-глинистыми породами палеогена, характеризуются сглаженными формами микрорельефа.

В среднегорной полосе возвышаются отдельные вершины (горы Кетуз, Кешиш-даг, Кюсуз-даг и др.), на которых сохранились останцы

лавового покрова вулканического плато. Отмеченное обстоятельство говорит о том, что некогда лавы сплошным чехлом покрывали значительную часть горного обрамления Араратской котловины.

Предгорная полоса, охватывающая широкую зону перехода от среднегорья к Араратской равнине, в пределах отметок 900—1500 м, характеризуется наличием наклонных равнин, а также конечных гряд отрогов второго порядка.

Климат района в целом континентальный, и в зависимости от высоты характеризуется следующими климатическими поясами:

а. Пояс нагорных тундр. Охватывает вершинную зону Гндасарского хребта. Здесь зима суровая, продолжительная с мощным снежным покровом (до 1,5 м). Годовое количество атмосферных осадков составляет 700—800 мм.

б. Пояс холодного горного климата. Охватывает высокогорные водораздельные части Ераносского и Гндасарского отрогов в пределах отметок 1800—2500 м. Среднегодовая температура колеблется в пределах от 3 до 7°С; зима суровая, продолжительная с глубоким снежным покровом. Среднее количество атмосферных осадков равно 450—600 мм в год.

в. Пояс умеренно-теплого сухого климата. Охватывает предгорную область бассейнов рек Азат, Хосров, Ахсу, Кюсуз, Веди в пределах отметок 1000—1800 м. Среднегодовая температура здесь составляет 8,5—11,9°С. В крайней западной части территории описываемого пояса лето продолжительное, знойное, а зима короткая, сравнительно суровая. Амплитуда колебаний среднемесячных температур воздуха составляет 29,0—37,0°С. Годовое количество атмосферных осадков составляет 250—450 мм.

Основными водными артериями района являются реки Азат и Веди, описание которых было дано при рассмотрении Гегамского хребта, т. к. их сток формируется главным образом, за счет водных ресурсов названного хребта и его западных отрогов, покрытых лавовым чехлом.

В геологическом строении юго-восточного горного обрамления Араратской котловины принимают участие вулканогенные, туфогенные, известково-мергельные и песчано-глинистые образования девона, карбона, перми, триаса, мела и палеогена, интрузивные породы, лавовый комплекс неоген-антропогена и четвертичные рыхлообломочные образования.

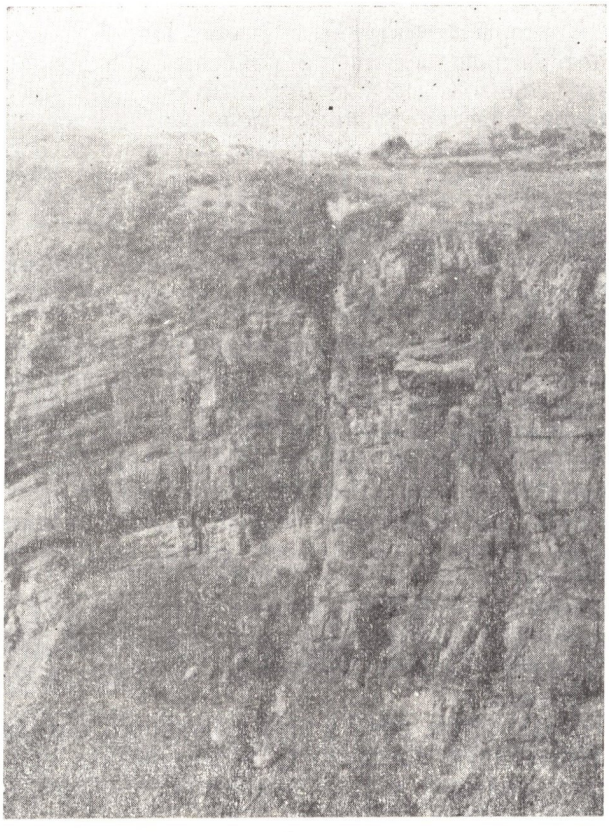
Рассматриваемая территория хорошо обнажена и является одним из районов проявления классических складчатых структур и разрывных нарушений. Исключительно четко фиксируются многочисленные синклинальные и антиклинальные структуры, однако в образовании подземных вод и водоносных горизонтов они никакой роли не играют поскольку сложены водоупорными и слабо водопроницаемыми породами.

Пестрота литолого-петрографического состава пород, интенсивная дислоцированность их, наряду с разнообразным комплексом морфологических, физико-географических и климатических факторов, обуславливают многообразие гидрогеологических условий рассматриваемого района.

В целом район беден ресурсами подземных вод, большая часть его территории характеризуется отрицательным балансом влаги. Тем не менее на отдельных участках отмечаются обводненные зоны, а широкие поймы и конусы выноса рек являются областью распространения грунтовых вод.

По гидрогеологическим особенностям развитые в районе геологические образования можно подразделить на следующие комплексы:

1. Комплекс рыхлообломочных наносных образований представлен элювиально-делювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями четвертичного возраста.



Бассейн р. Веди. Дизъюнктивные нарушения в известково-мергельных породах.

Отложения описываемого комплекса имеют рыхлое сложение, местами слабо сцементированы глинистым материалом и в условиях достаточного увлажнения заключают грунтовые воды. Грунтовыми водами особенно богаты аллювиальные отложения, питающиеся водами рек и коренных образований склонов долин, а также делювиальные массы склонов, прилегающих к кромке лавового покрова.

Так как контакт лав с подстилающими породами обычно перекрыт делювием, то идущие по нему воды поступают в делювий, обводняют его и служат одной из основных причин возникновения оползневых процессов.

В водораздельных частях западных отрогов Гегамского хребта и на самом высокогорном плато покровы андезито-базальтовых лав перекрыты черноземом. Последний имеет зернистую рыхлую структуру и хорошо пропускает атмосферные осадки и поверхностные воды. Инфильтрации благоприятствует содержащийся в черноземе в значитель-

ном количестве обломочно-щебенистый материал, содержание которого с глубиной возрастает.

В бассейне р. Веди рыхлообломочные наносные образования почти всюду заключают грунтовые воды, питание которых происходит как за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков, так и путем разгрузки трещинных и контактовых вод материнских пород в покровные наносные образования.

Вследствие морфоструктурных особенностей рассматриваемого района и характера распространения наносных образований, выдержанные водоносные горизонты в них отсутствуют. Но, судя по расходу и режиму родников, участки развития мощного делювиального покрова (развалины с. Джерманис, правобережье бассейна р. Джерманис, участки развалин сс. Дашнов, Каракоюн и Бахчаджур) имеют значительные запасы грунтовых вод. Поэтому большинство связанных с ними родников являются постоянно действующими.

Грунтовыми водами богаты также наносные образования, широко развитые в пределах залесенных пологих склонов бассейнов рек Кюсуз, Ахсу и Хосров.

На площадях распространения комплекса рыхлообломочных наносных образований отмечаются многочисленные родники, расход которых колеблется в пределах от 0,01 (родник № 7) до 1,0 л/сек. Родники, обладающие значительным дебитом (1—3 л/сек), обычно питаются водами коренных пород. Однако, эти воды совершают значительный путь по делювиальному покрову, который накладывает свой отпечаток на химический состав вод. Последние обычно имеют повышенную минерализацию и более пестрый химический состав по сравнению с водами материнских пород.

2. Комплекс вулканических (лавовых) образований объединяет все разности андезито-базальтовых лав и шлаковых образований, которые слагают восточную, северную и южную высокогорные части района.

Андезито-базальтовые лавы в виде обширного покрова перекрывают пенепленизированную поверхность более древних образований. Лавы подстилаются большей частью вулканогенно-обломочными образованиями, реже—породами осадочной серии. Между ними залегает маломощный древний аллювиально-делювиальный покров, служащий зачастую водоупорным ложем. Покров лав на всю мощность охвачен трещинами отдельностей, служащими путями просачивания атмосферных вод вглубь и благоприятствующими формированию подлавовых водных потоков. Динамика последних обусловлена исключительно степенью водопроницаемости и морфологией подлавового рельефа.

В пределах междуречья рек Веди и Азат покровы лав расположены выше абсолютных отметок 1800—2000 м, где количество атмосферных осадков достигает 600—700 мм в год. Значительная часть осадков (около 40—45%) просачивается через лавовый покров и, концентрируясь в понижениях подлавового рельефа, дает начало подлавовым водным потокам. Последние, двигаясь по уклону водоупорного ложа, выходят на дневную поверхность в периферических частях лавового покрова в виде контактовых и трещинных родников. Почти всюду выходы мощных родников, расположенные по кромке лавового плато между реками Кюсуз, Ахсу и Хосров, приурочены к каменным скоплениям, перекрывающим контакт лав с подстилающими вулканогенно-обломочными породами. Отчетливо наблюдается постепенное уменьшение количества родников по мере удаления от кромки лавового покрова.

Контакт лав с подстилающими породами почти всюду перекрыт наносными образованиями, но он четко фиксируется выходами родников и характерным пышным растительным покровом вокруг участков разгрузки вод.

Контакт лавового покрова с подстилающими породами хорошо обнажен на правобережных обрывистых склонах бассейнов верхних течений рек Хосров, Ахсу, Кюсуз. Таким образом породы лавового комплекса отличаются высокими фильтрационными свойствами, в своих недрах несут значительные динамические запасы подземных вод и являются важным источником обводнения прилегающих участков подстилающих пород и наносных образований склонов. В трещиноватых андезито-базальтовых лавах подземные воды распространены в виде отдельных водных потоков.

3. Комплекс вулканогенно-обломочных пород включает липаритовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и пемзово-пепловые образования с подчиненными пачками базальтов в основании разреза толщи.

Породы описываемого комплекса всюду подстилают лавовый покров, обнажаясь узкой полосой по кромке последнего. Мощность толщи колеблется в пределах от 1—2 до 500 м.

В разрезе толщи наблюдается чередование хорошо водопроницаемых и водоупорных пород, вследствие чего связанные с ней подземные воды зачастую обнаруживают поэтажное расположение. Последнее хорошо наблюдается на водораздельном участке, между развалинами сс. Джерманис и Гелджигин, а также на склонах водораздельных отрогов Кюсуз и Хосров.

В региональном плане породы вулканогенно-обломочного комплекса являются слабопроницаемым основанием для вод верхнего лавового покрова. Однако, ввиду того, что водоупорные разности пород описываемого комплекса не имеют выдержанного характера, местами воды лав просачиваются вглубь.

Инфильтрационные воды уже в самом комплексе вулканогенно-обломочных пород распределяются по вертикальным зонам в зависимости от степени проницаемости пород.

На площади распространения вулканогенно-обломочных пород отмечаются четыре обводненные зоны:

а) нижняя зона приурочена к контакту вулканогенно-обломочных образований с подстилающими древними породами;

б) верхняя зона приурочена к кровле комплекса, для вод этой зоны вулканогенно-обломочные породы служат непроницаемым основанием;

в) две промежуточные зоны располагаются на различных горизонтах между подошвой и кровлей толщи вулканогенно-обломочных пород.

Несмотря на слабые фильтрационные свойства пород описываемого комплекса в целом, все же часть инфильтрационных вод просачивается и поступает в подстилающие породы.

На площади развития комплекса вулканогенно-обломочных пород имеется более 60 родников, расход которых колеблется в пределах от 0,03 до 8,0 л/сек. Родники с большим дебитом питаются за счет постоянно существующих динамических ресурсов лавовых трещинных вод.

Таким образом, породы вулканогенно-обломочного комплекса играют важную роль в аккумуляции подземных вод и в деле обводнения подстилающих серий пород.

4. Комплекс туфогенных пород. В данный комплекс объ-

единены туфогенные, часто флишоидные отложения верхнего мела и палеогена, которые представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже—туфоконгломератами и песчаниками с подчиненными пачками их известковистых разностей. Отмеченные отложения местами частично загипсованы, имеют широкое распространение в междуречье Веди—Азат, вокруг массива г. Кетуз, узкой полосой прослеживаются также по дуге развалин сс. Ахс, Инкала, Бахчаджур и Караторпах. В междуречье Кюсуз—Хосров и севернее г. Кетуз туфогенные породы обычно окаймляют ундулирующие брахиантиклинальные и куполовидные складки, сложенные в ядрах породами комплексов карбонатных и вулканогенных пород. В районе г. Кетуз они слагают ряд самостоятельных мелких структур.

Литологически породы туфогенного комплекса представлены уплотненным, обычно охваченным литогенетическими трещинами, флишем. Степень трещиноватости на обнаженных участках пород значительно увеличивается, наряду с литогенетическими трещинами значительное развитие получают трещины выветривания. На участках перегибов складок трещиноватость еще больше увеличивается вследствие напряжений, имевших место при складкообразовании.

В целом, комплекс туфогенных пород беден подземными водами, что обусловлено пестротой литологического состава пород, уменьшающейся с глубиной трещиноватостью, интенсивной расчлененностью рельефа, крутизной склонов, отрицательным балансом влаги и т. д. Сравнительно водообильные родники встречаются на участках, где туфогенные породы перекрыты лавами, трещиноватыми карбонатными породами или в местах наибольшего перегиба складок.

Трещинные воды коры выветривания туфогенных пород выходят на дневную поверхность в виде родников и дренируются многочисленными оврагами, заполненными пролювиальными выносами.

На юго-восточных склонах массивов г. Кетуз в 0,7 км к северо-западу от окраины развалин с. Карабахлар на северном крыле антиклинальной складки, прорезанной довольно широким оврагом, имеется группа родников, выходы которых расположены на одной линии протяженностью около 0,4 км. Аналогичное явление имеет место у развалин с. Ахс. Здесь также вдоль правого берега р. Армик на высоте 10—30 м над урезом воды, выходит группа родников. В обоих описанных случаях зоны разгрузки вод приурочены к контакту пластов туфопесчаников и туфогравелитов с туфоалевролитами.

Наиболее обводнена полоса развития туфогенных пород, прилегающая к покровам лав. Родники, которые питаются за счет вод лавового и вулканогенно-обломочного комплексов, сравнительно водообильны, слабо минерализованы и действуют в течение всего года, в то время как многие родники, имеющие большую площадь питания, но не получающие дополнительного притока воды из вышележащих лавовых пород, в засушливый период года высыхают или же претерпевают резкое уменьшение дебита.

Некоторые родники расположены на присводовой части антиклинальной структуры, простирающейся южнее г. Кетуз, дебит их не превышает 0,5 л/сек, температура колеблется в пределах 12—13°С.

5. Комплекс вулканогенных пород. Породы описываемого комплекса занимают довольно обширную площадь между развалинами сс. Джерманис, Бахчаджур, Азизкенд, Гельдгин и фермой Кюсуз, широкой полосой окаймляют г. Кюсуз-даг (1751,9), простираясь в северо-западном направлении до р. Хосров. Представлены они зелено-

вато-серыми, темно-бурыми порфиритами, мандельштейновыми порфиритами, включающими подчиненные линзы и пачки туфогенных и карбонатных пород.

Порфириты большей частью монолитны, однако в поверхностной зоне подвержены интенсивным процессам выветривания, обуславливающим наличие поверхностной трещиноватости. Трещиноватость пород мелкая и на глубине 30—40 м почти затухает.

Редко встречающиеся зияющие трещины развиты на участках скалистых обнажений, а также там, где породы вулканогенного комплекса прорваны интрузиями ультраосновного состава. Местами, у развалин сс. Азизкенд и Бахчаджур порфириты образуют причудливые пирамидообразные формы выветривания. Поверхность вулканогенных пород большей частью обнажена, склоны обычно покрыты щебенисто-дресвянистыми образованиями, почвенный покров слабо развит на сравнительно пологих склонах.

Вулканогенные породы в целом обводнены весьма слабо. Связанные с ними родники обычно имеют дебит 0,01—0,5 л/сек., редко 1,5—2 л/сек, в последнем случае они получают дополнительное питание за счет вод останца лавового покрова на вершине горы с отметкой 2302,8 м.

Левый склон долины р. Веди от развалин с. Караторпах до развалин с. Бахчаджур безводный, констатированный здесь единственный родник имеет незначительный дебит (0,01 л/сек).

Безводность склона объясняется тем, что перекрывающие вулканогенную толщу породы падают в обратную сторону. Аналогичная картина имеется также вокруг массива г. Кюсуз-даг и на участке левобережья, начиная от ж/д моста через р. Веди до места впадения р. Кюсуз.

В связи с неглубокой циркуляцией подземных вод режим их подвержен резким колебаниям. Часть родников в конце лета высыхает. Температура вод колеблется в пределах от 8,0 до 14°С, причем, как правило, низкая температура характерна для водообильных родников. Источниками питания подземных вод комплекса вулканогенных пород являются атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на площади их развития, а также воды, поступающие из других комплексов пород. Бедность растительного покрова (местами полное отсутствие), крутизна склонов, слабая трещиноватость пород вулканогенного комплекса и, главное, небольшое количество выпадающих атмосферных осадков являются факторами, обуславливающими бедность комплекса запасами подземных вод.

6. Комплекс известково-мергельных пород объединяет карбонатные и подчиненные им терригенные образования перми, триаса, верхнего мела и палеогена, слагая ряд синклинальных и антиклинальных структур (Инкалинская, Кюсузская синклинали, Ахсуинская, Подкетузская антиклинали и другие).

Комплекс представлен плотными, разнослоистыми, местами массивными и плитчатыми разновидностями известково-мергельных отложений и травертинами. Известково-мергельные породы характеризуются интенсивным развитием литогенетических трещин. Местами эти породы охвачены и тектонической трещиноватостью (у развалин сс. Ахс, Инкала и др.).

Значительная трещиноватость этих пород, хорошая обнаженность склонов являются благоприятными факторами для интенсивного поглощения атмосферных вод и проникновения их вглубь. Однако небольшое количество выпадающих в области их развития атмосферных осадков (250—350 мм в год), крутизна склонов гор, ограниченная площадь

питания, а также сухой континентальный климат, обуславливающий высокое испарение, резко ограничивают запасы трещинных вод. Последние циркулируют обычно в поверхностной части зоны свободного водообмена. Путь, совершаемый водами по этим породам, короток, области питания родников совпадают с участками разгрузки. Дебит родников редко превышает 0,5 л/сек, большая часть их с наступлением жарких месяцев высыхает или претерпевает резкое уменьшение дебита. Часть родников имеет расход воды от 1,0 до 6,0 л/сек. Бедность участков развития карбонатных пород подземными водами обуславливает местами полное отсутствие растительности.

Безводные участки тяготеют к массиву г. Кешиш-даг, охватывают левый склон долины р. Веди начиная от меридиана, проходящего через ферму Геранос до района сел. Чиманкенд. Отмеченные участки покрыты редкими карликовыми кустарниками. Растительный покров наиболее богат в руслах многочисленных балок и оврагов, в наносах которых сохраняется некоторый запас инфильтрующихся атмосферных осадков и дренажных вод.

Наиболее водообильные участки развития карбонатных пород расположены в юго-восточной высокогорной части района. Сравнительно мощные родники получает дополнительное питание за счет вод лавового и вулканогенно-обломочного комплексов.

На участке к северу от развалин с. Джерманис в зоне глубинного тектонического нарушения сбросового характера выходит углекислая минеральная вода, образовавшая обширный травертиновый покров мощностью 20—25 м.

В настоящее время с травертинами связаны выходы пресных и слабо минерализованных вод.

7. Комплекс песчано-глинистых отложений. В описываемый комплекс объединены песчаники, аргиллиты и глины верхнего триаса, включающие прослойки углей и горючих сланцев. Отмеченные породы обнажаются в районе с. Джерманис на двух участках, слагая ядро одноименной брахиантиклинальной складки. К северо-западу и юго-западу от развалин с. Джерманис эти образования погружаются под породы верхнего мела, а к востоку и северо-востоку— перекрываются вулканогенно-обломочными и лавовыми образованиями.

На площади обнажения песчано-глинистых пород верхнего триаса, подземные воды разгружаются через штольни, буровые скважины и малодебитные родники. Последние обычно приурочены к слоям песчаников, чередующихся с водоупорными глинами или аргиллитами, и имеют дебит 0,1—0,4 л/сек. В целом комплекс является водоупорным.

Вскрытые скважинами № 2 и 6 воды (пробы № 400 и 402) выходят, по-видимому, из горизонта песчаников, залегающих на глубинах соответственно 68,0—77,2 и 57,5—78,1 м.

Участок развития пород данного комплекса, расположенный к юго-востоку от развалин с. Джерманис (юго-восточный участок), более водообильный. Объясняется это тем, что на юго-восточном участке песчано-глинистые породы выше по склону перекрываются рыхлым делювием, вулканогенно-обломочными породами и лавами, которые, в основном, обводняют их, вызывая смещение (оползни) глинистых масс.

8. Комплекс интрузивных пород включает продукты основной и ультраосновной магмы, представленные пироксенитами, серпентинитами, оливиновыми габбро и их переходными разностями.

Эти породы в виде многочисленных (около 100 выходов) штоков и

даек обнажаются, большей частью, в области развития вулканогенных и туфогенных пород верхнего мела.

Отдельные выходы интрузивных пород занимают площадь до 0,8 кв. км и разбросаны по всей центральной и юго-восточной части района. Сравнительно крупные выходы интрузивных тел, площадью 0,4—0,8 кв. км встречаются на южных склонах высоты 2302,8 и в 1,5 км к северо-западу от развалин с. Гелджгин.

Приуроченные к интрузивам родники имеют сезонный характер и питаются за счет трещинных вод вмещающих пород, наносных образований и пород кровли.

ГЛАВА VII

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН

Крупные межгорные котловины (депрессии) Армянской ССР находятся в различных тектонических зонах и территориально разобщены. Однако наблюдающееся сходство слагающих их геологических образований создает и одинаковые присущие им гидрогеологические условия.

Образовались нижеописываемые межгорные котловины в результате тектонических погружений, имевших место в плиоцен-антропогене, после чего здесь происходили процессы мощного осадкообразования с накоплением пресных вод.

В результате котловины были заполнены мощными озерно-речными отложениями с большими запасами напорных вод в песчано-галечных горизонтах. Здесь возможно наличие горизонтов смешанных седиментационных и инфильтрационных вод.

В современном рельефе эти котловины выражены аккумулятивными равнинами.

Главными межгорными котловинами (артезианскими бассейнами) территории республики являются Ширакская, Севанская, Араратская и Сисианская. Более мелкие межгорные котловины—Гукасян-Арпалическая, Апаран-Кучакская, Аргичинская и др.

ШИРАКСКАЯ КОТЛОВИНА

Ширакская котловина расположена между Ширакским, Памбакским хребтами и вулканическим массивом г. Арагац и занимает площадь около 300 кв. км с абсолютными отметками 1500—1600 м. Ширакский хребет окаймляет котловину с севера, протягиваясь в широтном направлении от долины р. Ахурян, и в восточной части отделяется от Памбакского хребта невысокой меридиональной грядой, ограниченной с двух сторон сбросами.

С востока котловину ограничивает Памбакский хребет, который сложен вулканогенной толщей среднего эоцена, несогласно перекрытой вулканогенной толщей мио-плиоцена. С юга и юго-востока котловину ограничивают лавовые покровы вулкана Голгат и г. Арагац, на западе граница проходит по р. Ахурян, которая является главной водной артерией района. Водный режим р. Ахурян характеризуется бурным весенним половодьем и стабильной меженью в июле. Сток реки формируется из трех видов питания—напорного, грунтового и поверхностного. Напорное питание, начиная с конца марта, нарастает до конца мая и затем плавно падает, доходя до стабильных величин в июле. Грунтовая составляющая стока поступает в реку в виде родников в самом русле или в бассейне реки. Снеговая составляющая поверхностного стока

играет существенную роль в течение апреля—мая, дождевая—в остальное время года.

Средние годовые расходы воды р. Ахурян после восстановления естественных расходов с учетом зарегулированности стока из Арпалического водохранилища, равны в Капсе—8,63, в Ахурике—9,92, в Баяндуре—12,2 м³/сек.

Ширакская котловина представляет собой синклинальный прогиб, наложенный на складчатые структуры верхнего мела и палеогена, и приурочена к мульдовой части Севано-Ширакского синклинория (Милановский, 1952, Габриелян, 1958).

Фундамент котловины сложен палеозойским метаморфическим комплексом, являющимся продолжением Арзакан-Апаранского массива. Котловина заполнена озерными и речными отложениями, мощность которых доходит до 400 м (у с. Ахурян). Озерные отложения представлены плотными глинами зеленовато-серого цвета с синеватым оттенком, местами известковистыми, диатомитовыми глинами и прослойками вулканических песков. В краевой зоне бассейна глины примыкают к лавовым потокам вулкана Голгат (с юга и юго-востока) и амасийским базальтам, а в нижней части прослаиваются последними. Вулканогенная толща, развитая в каньоне р. Ахурян (в районе с. Айкадзор), в плиоцен-четвертичное время создала запруду, образовавшую Ширакское озеро.

Таким образом, происхождение Ширакского озера обусловлено вначале тектоническим, а затем в результате вулканической деятельности запрудным факторами.

В котловине большим распространением пользуются озерные отложения, а также перекрывающие и подстилающие их лавовые покровы, потоки и туфы. Большое развитие имеют также эоценовые и меловые отложения.

Верхнемеловые (турон—сенон) отложения обнажаются в окрестностях сс. Кармракар и Кети, в ядре изоклинальной складки близширотного простирания. Они представлены песчаниками, алевролитами, и глинами с прослойками и линзами бурых туфов, известковистых песчаников, рудистовых и гастроподовых известняков.

Отложения сенона представлены довольно однородной толщей чередующихся между собой среднеслоистых глинистых известняков и мергелей. Они слагают Ширакский хребет, представляющий собой антиклиналь, протягивающуюся почти в широтном направлении. Известняки представлены плотными, иногда кремнистыми разностями. Местами они грубо слоистые, местами, наоборот, мощность слоев уменьшается, образуя хорошее равномерное напластование. Длинную, вытянутую гряду слагают известняки в районе сс. Б. Кети и Ахкилиса, образуя высокие, иногда изолированные холмы.

Эоценовые отложения, представленные мощной толщей разнообразных витрофировых туфов, туфопесчаников, андезитов и известняков, залегают на эрозионной поверхности различных горизонтов сенона и турона и образуют изоклинальные складки. Южнее Ширакского хребта туфоосадочная толща эоцена уходит под мио-плиоценовую вулканогенную толщу и под толщу наносов озерных отложений и четвертичных лав Ленинаканской котловины. Тонкослоистые туфогены, в некоторых случаях становятся известковистыми и слегка песчанистыми. Характерным для этих пород является цементация кристаллическим кальцитом всех трещин, вследствие чего они становятся совершенно водоупорными.

Мио-плиоцен представлен туфопесчаниками, туфами, туфоконгло-

мератами, андезитами и их пирокластами. Туфопесчаники и туфоконгломераты, обнажающиеся у с. Кармракар, представляют собой породы обычно светло-серого или светло-желтого цвета с плотным глинисто-песчаным цементом, связывающим как хорошо, так и плохо окатанные куски различных темноцветных вулканогенных пород. Вся эта толща сильно дислоцирована и, по всей вероятности, была в значительной части уничтожена позднейшей эрозией.

Андезиты занимают значительные пространства на участках, прилегающих к сс. Маисян, Ширак, Джаджур, Камо. Особенно большое распространение они имеют в нагорной восточной части, где образуют холмы и гребни, окаймляющие равнину с востока. Эти лавы в виде покровов лежат на эродированном туфогенном основании, причем, если на участке Маисян—Ширак они сильно разрушены, размыты и иногда представляют собой небольшие изолированные участки тонкой лавовой коры, то на востоке они образуют уже довольно мощные покровы и высокие конусы.

Верхний плиоцен представлен обширными покровами основных, средних и частично кислых лав, которые широко развиты на западном склоне массива г. Арагац, Памбакском хребте и в ущелье р. Ахурян. Современная река пропилила в лавах глубокий каньон. Ниже с. Капс на лавовый покров ложится свита озерных диатомитовых глин, и ущелье реки резко расширяется, теряя свой первоначальный облик.

Далее, как показывают данные буровых скважин 1966 г., эти лавы, представленные долеритовыми базальтами, прослеживаются под нижнечетвертичной озерной толщей на юг и вновь выступают на поверхность в ущелье р. Ахурян за пределами котловины.

Долеритовые базальты мелкозернистые, нередко ошлакованные, обладают глыбовой, изредка плитчатой и столбчатой отдельностью и включают местами миндалины кальцита.

Наиболее древним компонентом разреза плиоценового комплекса г. Арагац являются андезито-базальты, сильно трещиноватые, пористые, шлакообразные, пузыристые (благодаря чему сильно водопроницаемые), мощностью до 100—110 м.

Андезиты, андезито-дациты и дациты выступают отдельными потоками и развиты в восточной части котловины. Мощность их достигает нескольких десятков метров. Эти породы представляют собой плотную мелкопористую разновидность лав. Хорошо выражены трещины отдельностей, ширина которых колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. На глубине они постепенно суживаются, порода становится плотнее.

Нижнечетвертичные озерные отложения представлены в основной своей массе зеленовато-серыми глинами. По данным структурной скважины, пробуренной в с. Ахурик, мощность озерных отложений составляет около 400 м. Во все стороны от с. Ахурик мощность озерной толщи постепенно уменьшается. На территории гор. Ленинакан мощность их составляет около 250 м. Глины имеют сравнительно однородный состав. К краям котловины они фациально переходят в типичные озерно-речные осадки, представляющие чередование песчанистых глин, галечников, туфобрекчий, туфов, шлаков, делювиальных накоплений и пресноводных известняков.

В юго-восточной части Ленинаканской котловины широко развиты андезито-базальты, излившиеся из вулкана Голгат. Это сильно трещиноватые пористые породы. Излияния лав происходили, вероятно, в различное время. К первому излиянию относятся лавы Малого Голгата,

которые в котловине нигде не обнажаются; они вскрыты лишь буровой скважиной, заложенной в с. Айгабац. Лавы Большого Голгата образуют всхолмленное лавовое плато на равнине. Андезито-базальтовые лавы Б. Голгата изливались, по-видимому, с незначительными промежутками времени и спускались двумя потоками. Один из них в виде языка с юго-восточной стороны доходит до с. Ахурян.

Петрографически лавы М. и Б. Голгата отличаются довольно резко: лавы Б. Голгата представлены андезито-базальтами с переходом к базальтам, лавы М. Голгата представляют переход от андезито-базальтов к андезитам.

Туфы имеют широкое распространение; они являются продуктами позднейшей вспышки вулканической деятельности и мощным слоем покрывают Ленинаканскую равнину от подошвы гор до широты гор. Ленинакана. Эти же туфы, по-видимому, покрывали и нагорную часть, судя по их остаткам, сохранившимся на разных участках над ущельями, а также на плато у сс. Джрарат (в виде останцев) и Овит. Поверхность их ровная.

Аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения покрывают почти всю современную Ленинаканскую равнину. Делювий представлен бурыми суглинками с неправильными прослоями грубообломочного материала. Пролювий состоит из суглинков с включениями гравия и плохоокатанных галек. Юго-восточнее гор. Ленинакан, по мере приближения к обнажающимся лавовым покровам, количество галечного материала увеличивается. В юго-восточном направлении меняется состав суглинков—они сильно обогащаются известью за счет разрушения базальтовых пород. Аллювий состоит из гальки преимущественно изверженных пород, с прослоями песка и суглинков, особенно большое развитие имеет южнее гор. Ленинакана, где ширина долины р. Ахурян достигает 4 км.

Основные черты тектоники котловины выявляются из строения окаймляющих котловину горных хребтов. Ширакский хребет, окаймляющий котловину с севера, представляет собой антиклинорий близширотного простирания, в пределах которого выделяется несколько групп брахиантиклиналей: Капсская, Ширакская, Джаджурская, Дарбандская, осложненных в ряде случаев разрывными нарушениями.

Плиоценовые лавы северо-западной части массива г. Арагац довольно плавно и полого погружаются под озерные отложения котловины, в то время, как крупные антиклинальные структуры, обрамляющие с севера и севера-востока, претерпевают резкое погружение и при этом часто опрокинуты в сторону депрессии и осложнены взбросами и надвигами. По А. Т. Асланяну (1954) и А. А. Габриеляну (1959), это объясняется наличием разломов, ограничивающих котловину.

В Ленинаканской котловине довольно интенсивно проявились также новейшие тектонические движения. Древние галечные террасы (район ж. д. станции Маисян и Джаджур) довольно круто, под углом 8—10°, падают на юг, уходя под молодые наносы котловины.

Так как формирование, движение и химизм подземных вод в значительной степени связаны с особенностями геологического строения района и характера слагающих его пород, все породы, слагающие Ширакскую котловину и окружающие ее горные массивы, по литологическому составу сгруппированы в следующие комплексы:

1. Лавовые образования—долеритовые и др. базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты миоцен-плиоценового и четвертичного возрастов.

2. Вулканогенно-осадочные образования—туфопесчаники, туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты среднеэоценового—миоценового возраста.

3. Осадочные породы—известняки, известковистые песчаники, песчаники верхнемеловые и среднеэоценовые.

4. Аллювиально-пролювиальные и озерные отложения четвертичного возраста.

В зависимости от литолого-петрографического состава и характера водопроницаемости пород, здесь могут быть выделены:

1. Породы с поровым типом водопроницаемости. К этой группе относятся:

а) аллювиально-пролювиальные и делювиальные образования;

б) озерные отложения.

2. Породы с трещинным типом водопроницаемости. Здесь могут быть выделены по степени водопроницаемости четыре комплекса пород:

а) породы вулканогенно-осадочной толщи. В этот комплекс объединены все породы указанной выше фации, независимо от их возраста. Область их распространения характеризуется сильно расчлененным среднегорным и высокогорным рельефом. Большая часть родниковых вод этого комплекса приурочена к контакту коренных пород с делювием.

Следует отметить, что относительно повышенная обводненность пород вулканогенно-осадочной толщи отмечается на слабо эродированных и менее крутых участках склонов Ширакского хребта. Здесь, в условиях пестроты геологических образований, сильной расчлененности рельефа, исключается возможность формирования значительных по площади водоносных горизонтов и наблюдается лишь один водоносный горизонт, связанный непосредственно с туфогенной свитой, которая нарушена и разбита сетью трещин. Эта толща заключает ряд глинисто-песчаных прослоев, которые, по-видимому, и являются водоупором для вод, циркулирующих в трещиноватых туфогенах. Этот горизонт имеет локальное распространение с совпадающими областями питания, циркуляции и дренажа;

б) карбонатные породы—по сравнению с вулканогенно-осадочными образованиями, имеют значительно меньшее развитие. Известняки разбиты множеством трещин, по которым и циркулируют воды. Говорить о каком-либо водообильном горизонте, связанном с известняками, в данном случае вряд ли возможно. Выходы самих известняков невелики по площади;

в) вулканические туфы представлены плотными трещиноватыми породами. Трещиноватость туфов обусловливает просачивание вод по этим породам до водоупорного ложа. Туфы практически безводны, но вода, просачиваясь через них, образует подтуфовый водоносный горизонт, приуроченный к пескам. Этот горизонт вод вскрыт в пределах г. Ленинакана многочисленными колодцами и в виде родников выходит в ущельях рек Кумайри, Черкези-дзор и др.

3. Породы с трещинно-поровым типом водопроницаемости. К этим породам относятся лавовые покровы миоцен-плиоценового и четвертичного возрастов. Эти лавы имеют обширное распространение, окаймляя котловину с севера, востока и юга.

Под лавовым покровом погребен сильно пересеченный рельеф до мио-плиоценового возраста с хорошо развитой речной сетью. Питание подземных водотоков происходит посредством хаотически расположенных трещин и лишь местами через поры и пустоты шлаковых конусов,

являющихся центрами излияний лавовых потоков. Благодаря интенсивной трещиноватости, атмосферные воды, просачиваясь вглубь, задерживаются в шлаках, залегающих в основании отдельных лавовых покровов. Глубокопроникающие воды по склонам древних речных долин и ущелий концентрируются в погребенных руслах. Лавовые покровы



Ширакская котловина. Обнажение туфов, к нижнему контакту которых приурочен горизонт грунтовых вод.

имеют обычно пологое падение, с чем связано замедленное продвижение поверхностных вод. На лавовых покровах отсутствует лесная растительность, а зачастую—и почвенный покров. Все указанные обстоятельства способствуют повышению инфильтрации и снижению поверхностного стока. Ввиду низкой температуры воздуха, на склонах г. Голгат и массива г. Арагац испарение происходит в очень ограниченных количествах, а часть испаряющейся воды, благодаря резкому колебанию температур воздуха, заново конденсируется и дает питание подземным водам Аревикского (Голгатского) водотока.

По степени обводненности выделяются следующие комплексы пород:

1. Водоносный комплекс аллювиально-пролювиальных и делювиальных отложений, представленных глинистыми разнозернистыми песками с гальками и обломками конусов выноса. Мощность их по данным буровых скважин, колеблется в пределах от 5,0 до 20,0 м. Питание подземных вод здесь происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, просачивания вод речной сети и оросительных каналов.

2. Водоносный комплекс лавовых покровов верхнеплиоценового и четвертичного возрастов приурочен к андезито-базальтам предгорий гор Арагац и Голгат. Они имеют широкое распространение в южных частях котловины. Так как эти лавы имеют большую площадь распространения, сильно трещиноваты, пористы, рельеф спокойный, количест-

во атмосферных осадков большое, они содержат в себе большие запасы подземной воды.

Подземные воды голгатских лав представлены глубоко циркулирующими водотоками, имеющими обширную область питания и сравнительно постоянный режим. Проникнув вглубь до озерных глин и вулканогенно-осадочных отложений, являющихся основным водоупором, инфильтрационные воды текут по трещинам и ошлакованным зонам и выходят на дневную поверхность в виде родников там, где кончается лавовый поток, или последний пересечен эрозией.

Значительная часть этих вод, не имеющих выхода на дневную поверхность, протекает в трещиноватых андезито-базальтах и их пирокластах, образуя мощный подземный водоток (Аревикский). Воды этого водотока являются источником водоснабжения гор. Ленинакана и прилегающих совхозов и колхозов.

Буровые скважины, заложенные по створу Аревикского водотока, вскрыли сильно трещиноватые пористые андезито-базальты, шлаки, шлаковые пески и плотные относительно водоупорные андезито-базальты М. Голгата. На участке с. Аревик водоносный горизонт залегает в контактовой части первого потока Б. Голгата с озерными песчанистыми плотными глинами и представлен шлаками, обломками и шлаковыми песками.

К югу от с. Аревик, на участке с. Айгебац водоносный горизонт залегает между первым потоком Большого Голгата и потоком лав М. Голгата.

Мощность водоносного горизонта, по данным пробуренных скважин колеблется от 9,5 до 20 м.

Нижним водоупором служат плотные песчанистые глины, а верхним—плотные монолитные туфы.

Вверх по разрезу, выше водоупорных туфов залегают сильно трещиноватые андезито-базальты, которые по своим структурным особенностям являются сильно водопроницаемыми, но практически безводными.

Область питания Аревикского подземного водотока расположена в основном в пределах западного, северо-западного склонов г. Голгат и массива г. Арагац.

Здесь выпадает большое количество атмосферных осадков (порядка 700 мм/год) и благодаря перепада температур происходит интенсивная конденсация водяных паров. Необходимо отметить, что в регулировании Аревикского подземного водотока большую роль играет снеговой покров, который в высокогорных областях Арагаца местами сохраняется до конца лета. Площадь области питания Аревикского подземного водотока составляет примерно 700 кв. км.

Инфильтрация атмосферных вод происходит также в аллювиально-пролювиальные отложения долин рек Карангу—Члкан, затем часть этих вод через трещины и поры лавового покрова Голгата поступает на питание Аревикского водотока. Еще одним фактором, играющим, по-видимому, немаловажную роль в балансе вод, является конденсация водяных паров.

«Туманы» по словам С. С. Кузнецова, как «состояние избыточного увлажнения атмосферы, особенно благоприятствуют явлениям конденсации». Количество туманных дней зависит от гипсометрической высоты местности и играет существенную роль в питании подземных вод, а количество таких дней для этого района достигает в году значительной величины.

На поверхности голгатских лав большое площадное распространение имеют скопления каменных россыпей (чингилей), которые благоприятствуют конденсации атмосферной влаги.

3. Водоносный горизонт подтуфовых пролювиально-аллювиальных отложений широко развит на участке северо-восточнее гор. Ленинакана, где непосредственно залегает под туфами. Водоносные породы представлены песчано-галечными отложениями и супесями, нередко переходящими в песчаные глины. В верхних горизонтах к песчаной фракции примешивается значительное количество глинистого материала и пески переходят в светло-серые пылеватые суглинки, подстилающие непосредственно туфы. Существование подтуфового водоносного горизонта было известно давно, так как до проведения водопровода из Казанчийских родников, водоснабжение гор. Ленинакана осуществлялось путем перехвата воды подземными галлереями (кяризами). Глубина залегания этих вод от дневной поверхности различна и тесно связана с рельефом местности. Южнее города выходы воды связаны с нижней частью этой свиты, с горизонтами пемзовых песков, лежащих непосредственно на плотных глинах. Разгрузка вод этого горизонта происходит к западу от города, где на левом берегу р. Ахурян наблюдаются многочисленные выходы родников. Областью питания является мощный чехол обломочных образований, расположенный в северной предгорной части.

4. Горизонт пресных напорных вод заключен в озерных отложениях котловины. Представлен преимущественно гравийно-галечниковым материалом с песчаным заполнителем. Верхним и нижним водоупором для этого водоносного горизонта служат озерные плотные глины. Источником питания этого водоносного горизонта являются атмосферные осадки, составляющие в среднем 450 мм/год, и конденсированные водяные пары воздуха.

Воды родников и речек на равнине инфильтруются в наносы. Эта зона вторичной инфильтрации вод окаймляет узкой полосой подножья гор, играя роль огромного фильтра, питающего над- и подтуфовый водоносные горизонты. Водообильность геологических образований района обусловлена величинами инфильтрации, испарения и поверхностного стока. Из отмеченных факторов в балансе вод данного района решающую роль играет инфильтрация (для южной части) и поверхностный сток (для северной части).

В равнинной части Ширакской котловины (в озерных отложениях) А. П. Демехиным, скважиной № 1 в северной части гор. Ленинакана, установлены пресные напорные воды. Дальнейшими гидрогеологическими разведочными работами там же были вскрыты невыдержанные по размерам линзообразные водоносные горизонты.

Основной напорный водоносный горизонт пресных вод мощностью 10—12 м, который в 1964 г. был установлен поисково-разведочными буровыми работами гидрогеологической экспедиции, залегает на глубине 70—80 м.

Скважины, заложенные к северу и юго-востоку от гор. Ленинакана, вскрыли горизонт пресных напорных вод, водоупором для которого служат озерные плотные глины (фиг. 15).

Породы водоносного горизонта, вскрытые указанными скважинами, представлены преимущественно гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем. Рельеф четвертичных водоупорных глин имеет небольшой уклон в направлении с востока на запад, и на расстоянии в 12 км составляет 0,0022.

Мощность водоносного горизонта в этих скважинах соответственно равна—8,8 м, 9,8 м, 12,3 м, 7,4 м.

Над водоносным горизонтом залегают плотные, местами песчанистые глины озерного происхождения, являющиеся верхним водоупором, мощность их колеблется от 15 до 41 м.

Выше озерных водоупорных глин залегает слой мощных песчанистых глин коричневого цвета с тонкими прослоями мелкозернистого песка. Эти глины являются слабо водопроницаемыми, практически безводными. Над глинами залегают подтуфовые пролювиально-аллювиальные отложения, представленные песками и супесями, нередко переходящими в глинистые и даже песчаные глины. В нижней части этой свиты залегают маломощные водоносные пемзовые пески, которые и образуют горизонт подтуфовых грунтовых вод. Выше, почти по всему разрезу прослеживаются слабо трещиноватые туфы черного, коричневого и кирпичного цвета. Мощность их местами (скв. № 1) достигает 18 м.

Туфы почти повсеместно перекрыты суглинками и песчанистыми глинами с редкими включениями галек и гравия. Следует отметить, что скв. № 2 на глубине 131,5 м вскрыт маломощный (131,5—133,1 м) напорный водоносный горизонт, представленный мелкозернистыми песками. Горизонт этот, как показали опытные откачки, практического значения не имеют.

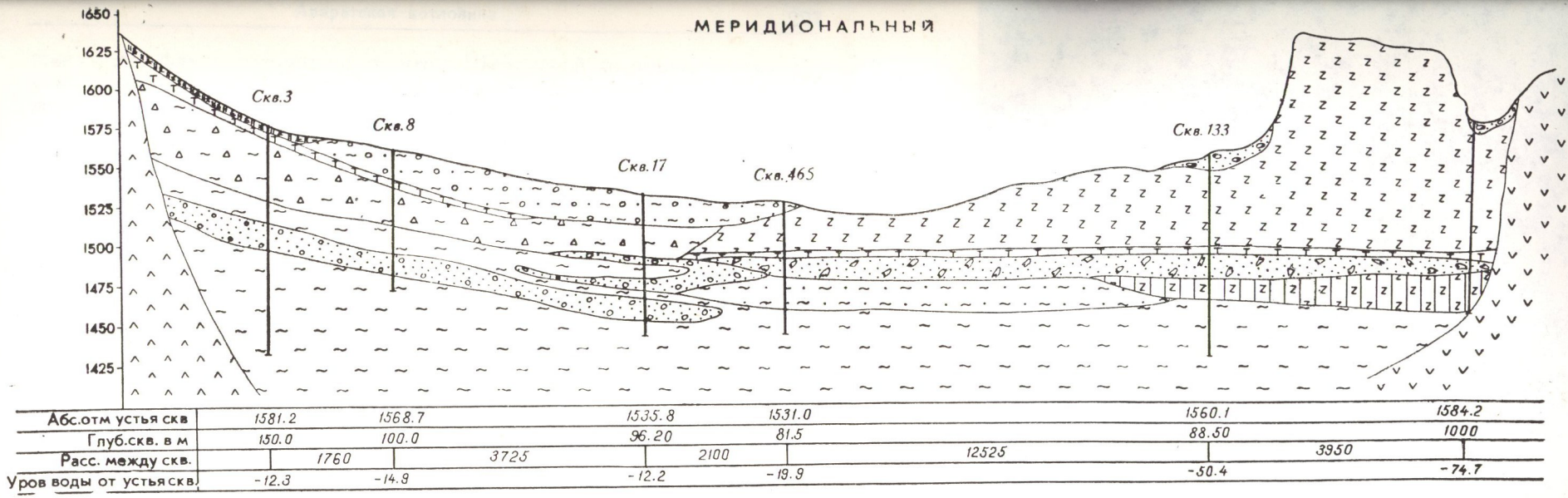
Таким образом, озерная толща, в основном, заключает один водоносный горизонт, состоящий преимущественно из гравийно-галечникового материала с песчаным заполнителем, который, не доходя до р. Ахурян, по-видимому, выклинивается, т. к. на правом берегу р.Ахурян породы, слагающие этот горизонт, отсутствуют.

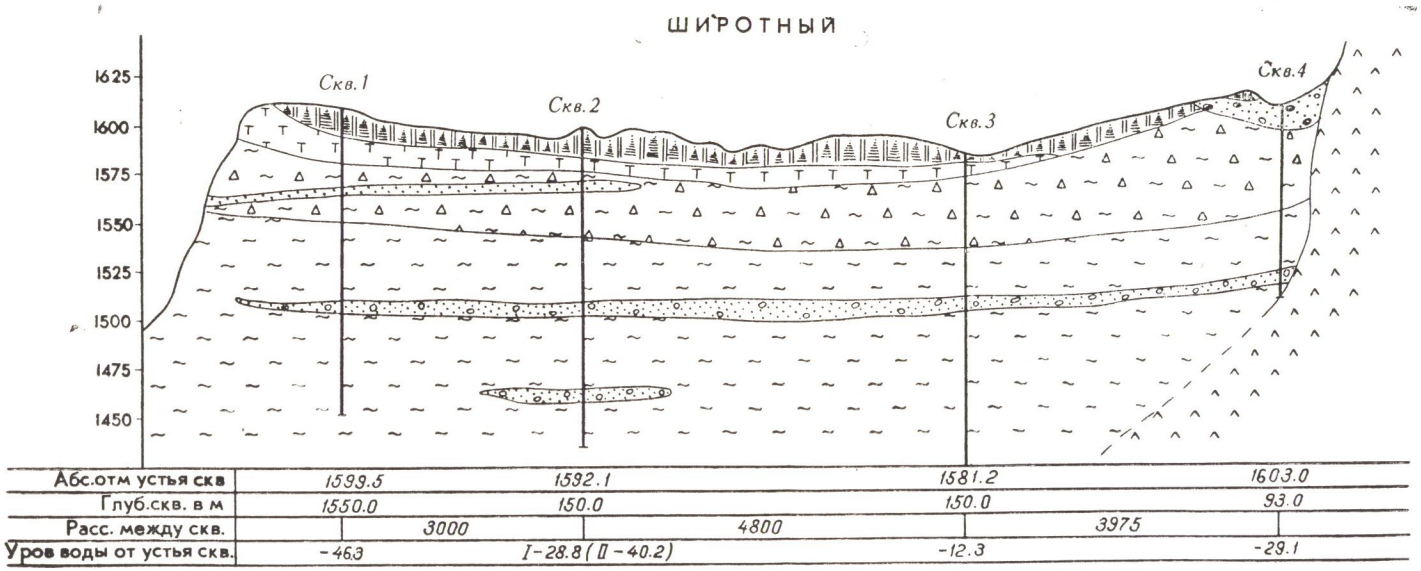
Скважина № 17, заложенная на южной окраине райцентра Ахурян, на глубине 70,2 м вскрыла сильно водоносные гравийно-галечниковые отложения, мощностью 15,2 м. Верхним и нижним водоупорами являются плотные озерные глины. Однако характер разреза этой скважины несколько иной. Здесь озерные глины переслаиваются с галечно-гравелистыми отложениями и прослоями песков. Сверху, до туфов мощностью 19,0 м, вскрываются разнозернистые пески с редкими включениями галек и глинистых частиц. На интервале 2,8—4,0 м эти пески водоносны и образуют горизонт надтуфовых грунтовых вод. Этот горизонт маломощный, сплошного распространения не имеет и воды загрязнены.

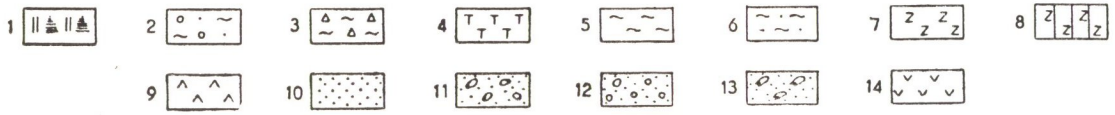
Пъезометрический уровень подземных вод имеет общий уклон с северо-востока на юг—юго-запад (для озерного водоносного горизонта) и с юго-востока на северо-запад (для Аревикского водотока).

Воды Ширакской котловины не связаны с бассейнами подземных вод прилегающих районов, так как с севера и востока котловина ограничена Ширакским и Памбакским хребтами, сложенными водоупорными породами, а с юга и юго-востока западными и северо-западными склонами г. Голгат и массива Арагац, являющимися основной областью питания Аревикского подземного водотока. Здесь имеется замкнутый с трех сторон бассейн подземных напорных вод, что обеспечивает устойчивость гидрогеологических условий, изменение которых может произойти только в случае коренного изменения физико-географических и геоструктурных условий.

Режимные наблюдения за уровнем и температурой вод показали, что температура вод постоянна и не подвержена колебаниям. Наблюдаются некоторые небольшие изменения уровней стояния воды в сква-







Фиг. 15. Схематические геолого-гидрогеологические разрезы Ширакской котловины.

Условные обозначения: 1. суглинки коричневого цвета с дресвой, 2. галька, гравий изверженных пород с примесью глины и песка, 3. глина с включением плохоокатанных обломков и галек, 4. четвертичные вулканические туфы Ленинаканского типа, 5. четвертичные вулканические туфы Артикского типа, 6. нижнечетвертичные озерные глины, водоупорные, 7. глина песчанистая коричневого цвета, водоупорная, 8. андезито-базальты г. В. Голгат, 9. андезито-базальты г. М. Голгат, 10. мио-плиоцен—андезиты и их пирокласты, 11. мелкозернистый илистый песок—водоносный, 12—валунно-галечные отложения с разнозернистым песком, 13. песчано-галечно-гравелистые отложения—водоносный горизонт, 14. обломки ошлакованного базальта с вулканическим песком—водоносные, 15. верхний плиоцен, андезито-базальты и базальты массива г. Арагац, 16. верхний плиоцен, долеритовые базальты.

жинах. Эти факты говорят о том, что в Ширакской котловине мы имеем устойчивый постоянный режим подземных вод, не подверженных сколько-нибудь значительным сезонным колебаниям.

По составу преобладающих химических компонентов воды Аревикского подземного водотока, в основном, относятся к гидрокарбонатно-хлоридному кальциево-натриево-магниевому и гидрокарбонатно-хлоридному натриево-кальциево-магниевому типам. А воды водоносного горизонта озерной толщи относятся к гидрокарбонатно-хлоридной кальциево-натриево-магниевой подгруппе. Большое распространение имеют воды гидрокарбонатного кальциево-натриевого типа, формирование которых объясняется приуроченностью их к карбонатным породам и вулканическим образованиям. Сухой остаток вод обоих водоносных горизонтов колеблется в пределах от 189 до 250 мг/л.

Гидрокарбонатный тип этих вод, формирующихся в андезито-базальтах и их пирокластах, объясняется минералогическим составом андезито-базальтов. Эти воды, главным образом, бессульфатные, что обусловлено отсутствием сульфатов в составе воднорастворимых солей указанных пород.

Казалось бы, что при наличии такой однородной водовмещающей среды, какой являются андезито-базальтовые лавы, в них должны были формироваться воды, принадлежащие к строго ограниченному генетическому типу—в первую очередь к гидрокарбонатному натриевому, как типу, свойственному интенсивно промываемым эффузивным полевошпатовым фациям. Однако в водах андезито-базальтовых лав присутствует хлор.

Содержание хлора в водоносном горизонте озерной толщи объясняется вымыванием ионно-солевого комплекса осадочных отложений.

Воды обоих горизонтов имеют постоянный режим.

Эксплуатационные запасы подземных вод Ширакской котловины, по данным Г. Г. Мартиросяна, составляют 314,3 тыс. м^3/сут.

АРАРАТСКАЯ КОТЛОВИНА

Описываемая территория представляет собой обширную котловину, окруженную горными хребтами. Она разделяется рекой Аракс на две части: левобережную, входящую в состав территории Армянской ССР, и правобережную, принадлежащую Турции.

Общая площадь левобережной части в пределах абсолютных отметок 800—1500 м составляет 3600 км^2. Долина играет большую роль в экономике республики, поскольку здесь сосредоточены промышленные и сельскохозяйственные объекты.

Территория Араратской котловины после образования депрессии и извержения верхнечетвертичных и нижнечетвертичных базальтовых лав подверглась интенсивной эрозии, продолжающейся и в настоящее время.

Орографически в Араратской котловине можно выделить два района. Первый район охватывает предгорную зону, в состав которой входят Октемберянское, Егвардское, Канакер-Эларское, Дзорахбюрское плато и отдельные небольшие горные отроги, спускающиеся от горных хребтов, окружающих долину. Указанные предгорные плато и отроги отделены друг от друга глубокими ущельями рек и руслами временных водных потоков. Древний рельеф указанных плато погребен под мощными покровами и потоками базальтовых лав. Абсолютная отметка этой части долины колеблется от 890 до 1600 м.

Второй район представляет собою широкую равнину, заполненную

аллювиально-пролювиальными образованиями (аккумулятивные террасы и пойма р. Аракс), местами из под аллювиальных отложений выступают невысокие останцевые горы (Армавир, Хор-Вирап и др.).

Горные массивы, ограничивающие Араратскую котловину, являются преградой для непосредственного проникновения как северных, так и южных воздушных масс. Последние, задерживаясь на склонах горных массивов, оставляют на них часть влаги и проникают в котловину с пониженной влажностью.

С плоскогорий в низменные зоны зимой спускаются холодные воздушные массы, резко понижающие температуру, а летом, наоборот, сухие ветры способствуют повышению сухости и жары плоскогорья. Характерным примером может служить Октемберянский район, где зимой температура падает до —31°, летом достигает 40°.

Благодаря низкому гипсометрическому положению Араратская равнина характеризуется значительной интенсивностью солнечной радиации. Полуденная высота солнца над горизонтом в летние месяцы превышает 70°С, а в зимнее время не спускается ниже 25°.

Среднегодовая температура воздуха в Араратской равнине составляет +11°+12°. Средняя температура самого теплого месяца (июль—август) +22°+26°, самого холодного (январь) —2° —10°.

Абсолютный минимум не ниже —31°, а максимум доходит до 41°. Амплитуда годового хода температур 33—38°, а абсолютная амплитуда доходит до 80°. Наибольшее суточное колебание наблюдается в летнее время, когда днем температура доходит до 40°, а ночью падает до 20°.

Число дней с морозами не более 115 и наступают они не ранее ноября. Резкое повышение температуры наблюдается в феврале—марте.

Отдаленность от морей, направление ветров, расположение горных хребтов, рельеф и т. п. являются факторами, влияющими на распределение осадков. Наименьшее количество осадков в республике получает юго-восточная часть Араратской равнины—Араздаян, где среднегодовые осадки не превышают 200 мм.

Влияние гипсометрического положения на изменение количества осадков в пределах изучаемого района представлено в табл. 22.

Таблица 22

Местность	Абсолютная отметка	Годовые осадки в мм
Араздаян	802	200
Эчмиадзин	853	235
Ереван	951	314
Аштарак	1090	406

Таким образом, среднегодовое количество осадков в пределах низменной части описываемой территории колеблется в пределах 200—320 мм. Наибольшая среднемесячная абсолютная влажность наблюдается в июле и доходит до 15 мм, наименьшая—в феврале—3,5 мм.

Среднегодовая величина относительной влажности в Ереване равна 60% с незначительным снижением к долине Аракса.

Суточные колебания относительной влажности, выраженные довольно резко летом, зимой сглаживаются, что видно из приведенной здесь табл. 23 суточного хода для гор. Еревана.

Облачность в годовом ходе распределяется почти равномерно с

Таблица 23

Зима			Лето		
7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.
74	70	80	60	36	52

максимумом в зимнее время, при покрытии неба в среднем на 60%. Максимальное количество ясных дней наблюдается в конце лета и в начале осени.

Неравномерный нагрев Араратской равнины и окружающих ее горных массивов способствует воздухообмену, порождающему горно-долинные ветры, особенно сильно выраженные летом. Скорость их иногда доходит до 15 м/сек. В летнее время иногда наблюдаются сухие горячие ветры с Ирана и Прикаспия. В зимнее время преобладают слабые ветры. Скорость ветра в это время года в среднем 1—2 м/сек. и с наступлением теплого периода, благодаря усилению горно-долинной циркуляции, начинает увеличиваться в среднем до 10 м/сек.

Почвенный покров Араратской равнины представлен, в основном сероземами, а также избыточно-увлажненными и засоленными, солончаковыми и солонцеватыми почвами. Выше пояса сероземов, расположены бурые почвы, которым соответствуют полынные полупустыни. Выше зоны бурых почв, на высоте 1200—1500 м расположен пояс светлокаштановых и каштановых почв, который протягивается полосой от р. Ахурян до предгорий Гегамского хребта.

Основной водной артерией Араратской долины является р. Аракс, которая пересекает долину в продольном направлении. Длина р. Аракс составляет 914 км.

После впадения в нее р. Ахурян, р. Аракс принимает ряд притоков и временных селевых потоков. Наиболее значительными из них являются реки Шур-чай, Турабы, Аджи-чай и Севджур.

Река Ахурян. Длина реки 186 км. Среднегодовой расход 28,2 м³/сек. Вытекает река из озера Арпилич (Ширакское плато), является одним из наиболее крупных притоков левобережья р. Аракс.

Селав Мастара. Берет свое начало с западных склонов массива г. Арагац, часть своего пути идет по глубокому каньону среди лав Октемберянского плато. Будучи сухим большую часть времени года, расход р. Мастары в весенний паводок достигает 80 м³/сек. Длина селава Мастара 98 км.

Река Севджур—левобережный приток р. Аракс берет свое начало из оз. Айгер-лич и группы небольших озер, расположенных в районе с. Кулибеклу—участка, изобилующего выходами мощных родников. Протяженность реки 36 км. Сток реки формируется непосредственно у истоков и достигает 15—17 м³/сек.

На всем протяжении р. Севджур местами отдает, а местами дренирует воды равнины. В итоге, у устья, расход реки в среднем возрастает до 20—25 м³/сек.

Река Касах. Берет свое начало от группы родников, стекающих с юго-западных склонов Памбакского хребта и юго-восточных склонов г. Арагац и через Аштаракскую теснину выходит в Араратскую равнину, где впадает в р. Севджур. Длина реки 89 км.

Река Раздан. Берет свое начало из оз. Севан, откуда она вытекала в прошлом естественным самотеком, а в настоящее время—посредством подземного глубинного водоприемника Озерной ГЭС.

Протяженность реки равна 146 км.

Река Азат. Левобережный приток р. Аракс, длина реки 51 км.

Водный режим аналогичен с режимом основных рек Армении. Питается река в основном грунтовыми и родниковыми водами, дающими постоянный меженный и сравнительно высокий сток в течение года. Снеговая и дождевая составляющие питают реку лишь в период весеннего половодья и формируют 30—35% годового стока.

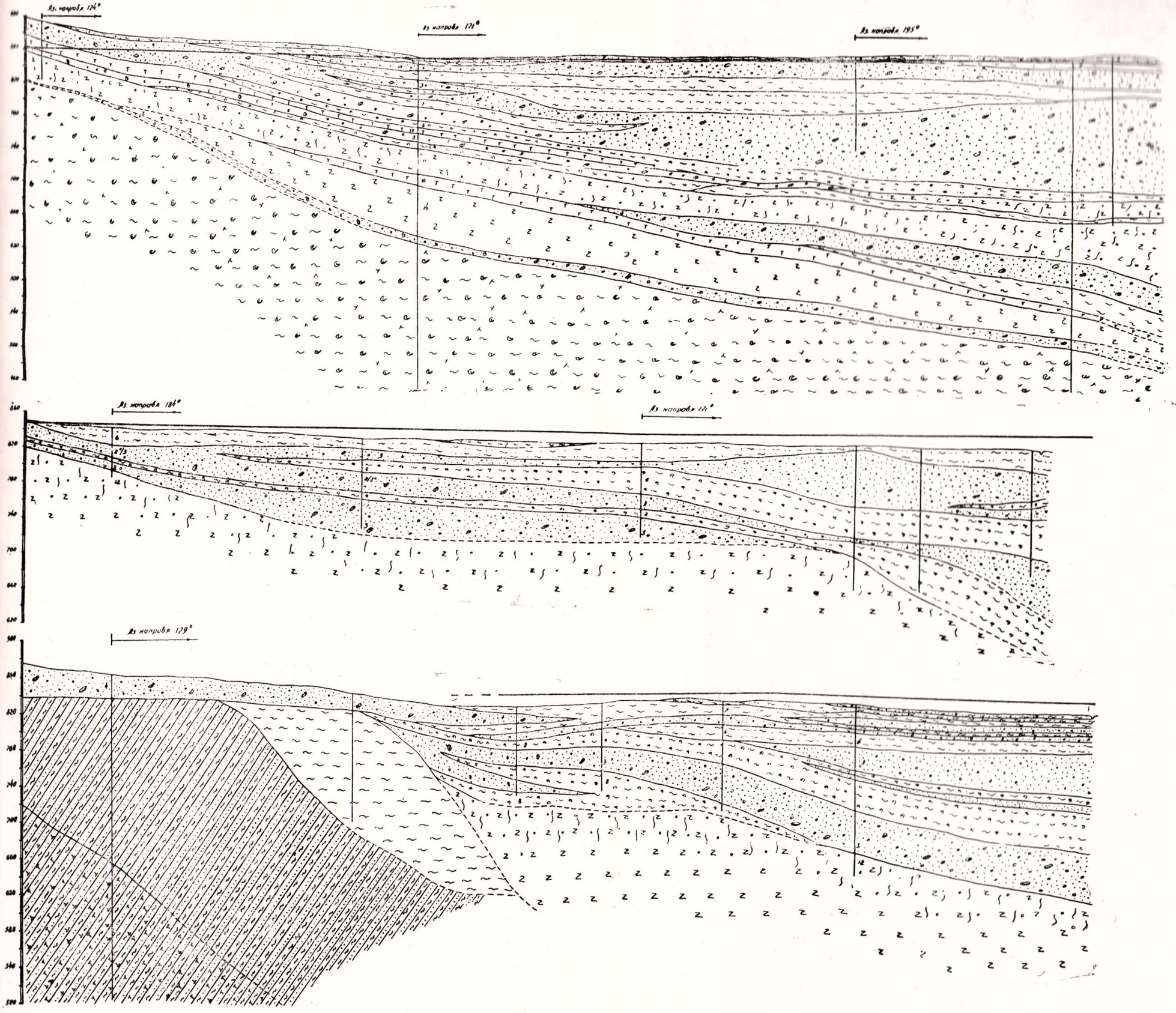
Река Веди. Длина реки 58 км. Основное питание река берет из группы мощных родников, но в паводок в нее впадают снеговые воды.

Кроме вышеописанных рек в Араратской равнине имеется также ряд мелких заболоченных старых русел и незначительных озер, среди которых заслуживают внимания древние русла реки Аракс: Кура—Араз, Ерасхаун, Ардашарское Коби и озера: Айгер-лич и Капут-лич.

В геологическом строении Араратской котловины принимают участие комплексы озерно-речных и эффузивных образований суммарной мощностью до 500 м, которые покоятся на складчатом водоупорном основании, представленном палеозойскими и мезо-кайнозойскими песчано-глинистыми и карбонатными породами (фиг. 16).

N N п/п	Геологический возраст и генетич. тип	Геологический разрез	Мощность гориз. в м	Абс. отм. кровли	Описание пород комплекса, потока, горизонта
1	2	3	4	5	6
1	Q_{3-4}		20	830	1. Аллювиально-делювиально пролюв. отл.
2	Q_{1-2}		220	810	2. Озерные отложения темно-синего цвета с зеленоватым оттенком и коричневые глины сложно переслаивающиеся с песчано-глинистыми отложениями, а также с песчаными и илистыми разновидностями. У с.с. Маркара и Нижн. Новрузлу.
3	Q_I		150	690	3. Базальты, андезито-базальты, трещиноватые, ошлакованные, водоносные у с. Аракс.
4/5			10	680	4. Туфы и туфопеллы. 5. Аллювиально-делювиально-пролювиальн. отл.
6	N_2^2		170	670	6. Базальты долеритовые, трещиноватые местами ошлакованные водоносные с. Джанфида
7	N_1^3		500	500	7. Глины, песчаники, глинист. сланцы сармата
8	N_1^2		400	0.00	8. Огипсованные глины, песчаники и гипсы
9	N_1^2		1000	–	9. Соленосные глины, пласты каменной соли и ангидриды
10	N_1^2 –		1200	–	10. Пестроцветные глины, песчаники, конгломераты и микроконгломераты

Фиг. 16. Схематическая сводная стратиграфическая и литологическая колонка равнинной части Араратской долины.



Фиг. 18. Схематические гидрогеологические разрезы Араратского артезианского басссейна.

В структурном отношении Араратская котловина представляет собой межгорную депрессию, обрамленную высокими горными сооружениями. Складки, слагающие фундамент обрамляющих котловину хребтов, погружаются в сторону депрессии, определяя тем самым направление подземного стока.

Подземные воды Араратской долины приурочены к различным комплексам пород.

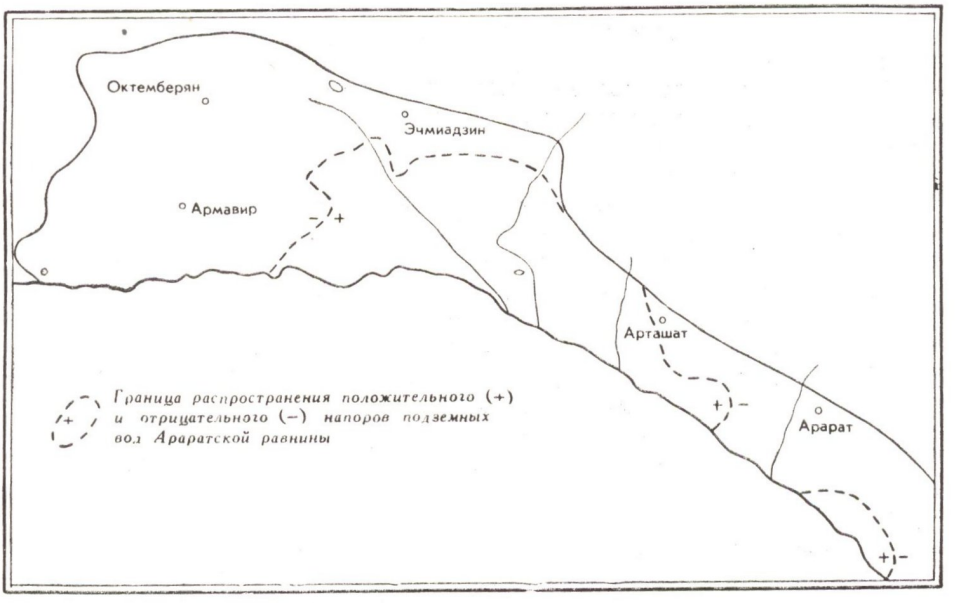
Из эффузивных пород водоносными являются лавы и туфы, которые подразделяются на следующие разновидности: а) трещиноватые и пористые базальты, андезито-базальты, андезито-дациты; б) ошлакованные базальты, андезито-базальты и их шлаки; в) черные туфы, туфопеплы и туфовые пески, залегающие непосредственно под туфовым покровом.

В комплекс водоносных озерно-речных отложений входят: а) песчанистый и илистый слои озерного происхождения четвертичного возраста; б) песчано-галечные, валунно-галечные и песчано-глинистые отложения речных и временных водных потоков. К этим же разновидностям относятся переотложенные диатомовые глины и пемзовые пески.

Из перечисленных разновидностей водоносных пород наибольшим распространением пользуются, в первую очередь, лавы, затем озерные отложения и речные наносы.

К водоносным лавовым породам приурочено 80% родников.

Озерные, илистые и песчано-глинистые водоносные отложения имеют ограниченную площадь распространения (379 км^2). На этой же площади залегают слои водоносных речных отложений. Кроме площади артезианского бассейна, речные отложения большой мощности распространены в области развития конусов выноса левобережных притоков р. Аракс. В пределах рассматриваемого артезианского бассейна (фиг. 17) водоносные породы по вертикали (снизу вверх) распределяются следующим образом (фиг. 18).



Фиг. 17. Схематическая карта артезианского бассейна Араратской равнины.

а) над третичными водоупорными осадочными породами залегают песчано-галечные отложения и слабо сцементированные глинистым материалом песчаники, которые вскрыты структурными скважинами на глубинах: 282,7 м, у устья р. Аракс (мощн. 4,2 м), 326 м в с. Мргашат— (мощн. 6,85 м), 246,5 м у с. Аразап (мощ. 4,95 м), 381,2 в совхозе № 4 Эчмиадзинского района (мощн. 24,8 м), 319,2 у с. Геташен (мощн. 11,78 м) и 320,2 м в с. Пшатаван (мощн. 12,3 м);

б) выше описанных водоносных отложений залегают третичные лавы. Они, в свою очередь, перекрываются речными, лагунными и озерными отложениями различной мощности и гранулометрического состава, отделяющими третичные лавы от четвертичных.

Изменения литологического состава пород на разных участках бассейна вызваны эрозионными процессами, происходившими здесь после первого этапа озерного режима. Стратиграфически выше, над первыми песчано-галечными речными и озерными водоносными отложениями залегает пласт озерных глин, прослеживающийся почти по всей площади артезианского бассейна и служащий нижним водоупором первому (сверху) водоносному горизонту, и верхним водоупором для нижнего водоносного горизонта. Выше указанного пласта озерных глин залегают породы первого (сверху) напорного водоносного горизонта, представленные песчано-галечными речными и озерными отложениями с редким включением мелких валунов.

По площади распространения напорных вод, породы озерного комплекса сверху перекрыты позднечетвертичными и современными аллювиально-пролювиальными и частично делювиальными отложениями.

Суммарная мощность отложений озерного комплекса, включая и речные отложения, различная, и превышает 200 м.

Гидрогеологические условия Араратской котловины довольно сложны. В ее водном балансе принимают участие различные по химическому составу и условиям залегания и формирования подземные воды, приуроченные к различным комплексам пород.

Большим распространением пользуются грунтовые напорные и минеральные воды.

Подземные воды долины имеют огромную площадь питания, охватывающую юго-западные склоны Гегамского нагорья, хребта Армянский Пар с вершинами Б. и М. Арарат, массив г. Арагац, Карское плато и бассейн среднего течения р. Аракс, протяженностью около 75 км. Основными источниками питания подземных вод котловины являются атмосферные осадки, конденсация водяных паров воздуха и инфильтрация поверхностных вод. Основная роль в аккумуляции и транспортировке подземных вод принадлежит андезито-базальтовым лавам и четвертичным подрусловым отложениям, представленным рыхло-обломочными разновидностями.

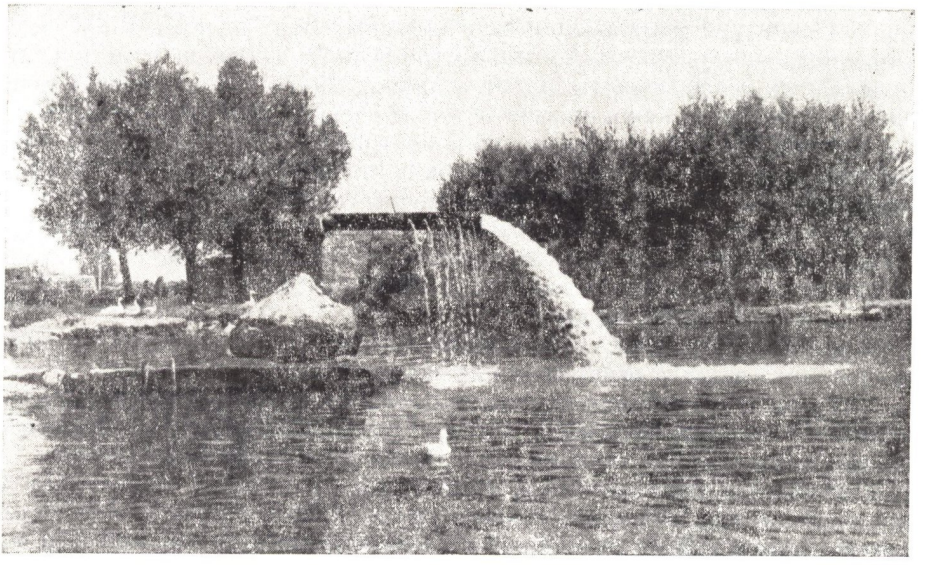
Наличие древних речных отложений, залегающих под погребенными лавовыми породами, установлена в 1962—1970 гг. при проходке глубоких буровых скважин, заложенных экспедицией «Нефтеразведка».

Наиболее интересным является установление погребенной эрозионной поверхности третичных и более древних отложений—общего водоупора подземных вод.

В настоящее время, имея данные большого числа глубоких скважин, вскрывших кровлю третичных отложений на площади равнинной части долины, а также используя естественные обнажения, окаймляющие равнину с юго-востока, стало возможным составление карты

погребенного палеорельефа, которая в некоторой степени отразит также геологическую структуру палеоравнины.

Контур погребенного палеорельефа равнины совпадает с ее современным рельефом. Породы, слагающие погребенный эрозионный рельеф равнины, довольно разнообразны: оникосвидные мраморы, воз-



Араратский артезианский бассейн. Фонтанирующая скважина.

вышенная часть которых обнажается на участках современного рельефа, песчано-глинистые отложения, местами гипсованные, сарматского яруса, чередующиеся со слоями пестроцветных глин, конгломератов и песчаников среднемиоценового возраста, а также карбонатные породы пермского, каменноугольного и девонского возрастов.

Основным водоупором для подземных вод как в самой Араратской равнине, так и в области их питания являются третичные и более древние осадочные водонепроницаемые породы, которые погребены под четвертичными осадочными образованиями и трещиноватыми, главным образом, андезито-базальтовыми лавами третичного и четвертичного возрастов.

В местах, где трещиноватые водоносные лавы пересекаются глубокими эрозионными врезами, трещинные воды частично выходят на поверхность в виде родников. К таким родникам можно отнести многочисленные выходы в районе с. В. и Н. Кулибеклу, озера Айгер-лич, бугра Севаблур (Кара-тапа), множество выходов в тальвеге рек Раздан и Гарни. Остальная же часть воды, двигаясь по порам и трещинам лав, поступает в артезианский бассейн.

Исходя из общих геолого-геоморфологических данных и учитывая данные структурно-разведочных скважин, пробуренных в различных частях долины, предполагается, что поступление подземных вод в артезианский бассейн может происходить различными путями: по палеорельефу лавовых и третичных осадочных пород и через подрусловые отложения.

Важную роль в питании артезианского бассейна играют древние

погребенные долины и частично подрусловые воды самой р. Аракс и ее притоков. Этот вопрос в той или иной степени освещен в гидрогеологических отчетах ряда авторов, занимавшихся изучением гидрогеологии Араратской долины (В. Ф. Захаров, 1925—1934 гг., Н. К. Орфаниди, 1947 г., А. Е. Амроян, 1948, Г. Г. Оганезов, 1947, А. О. Оганян, 1954 г.). Выводы авторов основываются на общих геологических построениях. Однако, формы палеорельефа центральной части долины, особенно в пределах контура распространения напорных вод, до последних лет не были достаточно изучены. Бурение структурных скважин и результаты проведенных геофизических работ в период 1947—1970 гг. внесли некоторые уточнения в наши знания о геологической структуре долины.

Кроме структурных скважин в центральной части долины было пробурено большое количество скважин на воду, по данным которых составлены различные гидрогеологические карты, позволяющие наметить пути поступления подземных вод. Эти пути в основном совпадают с современной речной сетью. В пределах Вединского района поступление подземных вод происходит по древней долине р. Веди. Вода приурочена к подрусловым галечникам.

Буровые скважины, заложенные на этом участке, вскрыли воды, как в лавах, так и в вышележащих подрусловых галечниках.

Отсутствие выдержанного водоупора между подрусловыми галечниками и лавовыми породами способствует общей циркуляции подземных вод как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении.

Пополнение подземных вод артезианского бассейна происходит за счет подрусловых вод конуса выноса р. Азат. Палеорельеф под этими речными отложениями представлен третичными водоупорными породами, погружающимися в сторону современного русла р. Аракс.

Древние и современные русла р. Касах дренируют воды с северо-восточных склонов массива г. Арагац, юго-западных склонов Памбакского хребта и Егвардского плато. Южнее с. Ошакан по руслу р. Касах происходит донная фильтрация, благодаря чему воды широким фронтом поступают к артезианскому бассейну, питая напорные и грунтовые воды.

Ширина фронта поступления подземных вод в этом направлении, начиная от поселка Звартноц до с. Аршалуйс составляет 20 км. Пробуренные по этой линии скважины вскрыли подземную воду в древних наносах р. Касах и в лавовых породах.

Поступление подземных вод в артезианский бассейн проходит также по направлению русла селава Мастара; воды эти формируются за счет атмосферных осадков, выпадающих на склонах массива г. Арагац и на Талинском плато.

В 1947 г. Г. Г. Оганезов, основываясь на результатах бурения скважины, заложенной у ж. д. станции Кармрашен, высказал предположение, что подземные воды, идущие с северо-запада, т. е. по направлению русла мастаринского селава, проходят еще дальше и питают оз. Айгерлич. Это предположение подтверждается данными бурения гидрогеологических скважин (1959—1968 гг.).

В период 1963—1966 гг. в районе с. Кармрашен было пробурено 7 скважин, глубиной от 234 до 1460 м, из них 6 скважин, на глубине 270—480 м, вскрыли в лавовых породах подземные напорные воды. Высота напора составляет 70—75 м. Средний уклон подземного потока с запада на восток на расстоянии 15 км составляет 0,053.

Значительная роль в пополнении запасов подземных вод артезианского бассейна принадлежит множеству межлавовых и подлавовых

подземных водотоков, стекающих с высокогорных частей.

Безусловно, артезианский бассейн получает некоторое питание также с правобережной части долины, откуда в р. Аракс впадают три речки.

Учитывая величину области питания этой части водосборного бассейна, можно полагать, что поступление подземных вод в артезианский бассейн с правого берега не имеет особого значения.

Подземные воды котловины в зависимости от приуроченности их к различным литологическим разностям пород можно подразделить на пластовые, трещинно-поровые и поровые.

Характеристика водоносных горизонтов бассейна приводится ниже:

Горизонт грунтовых вод—распространен в равнинной части артезианского бассейна и приурочен к молодым аллювиально-делювиальным и пролювиальным отложениям р. Аракс и ее левобережных притоков. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 0,0 до 25 м. На пониженных частях равнины эти воды заболачивают и засолоняют отдельные участки. В связи с освоением заболоченных и засоленных площадей, различные организации республики, начиная с 1928 года, проводили здесь осушительные работы. В настоящее время вся площадь центральной части равнины покрыта сетью дренажных канав глубиной от 0,5 до 2 м, через которые проходит до 13 $м^3$/сек воды.

Водоупором горизонта грунтовых вод служат коричневые, местами слегка песчанистые глины. Мощность и гранулометрический состав глин водоупорного пласта весьма изменчивы, благодаря чему создаются условия для поступления вод из нижних напорных подгоризонтов в горизонт грунтовых вод. Питание—за счет притока напорных вод подтверждается тем, что на отдельных участках грунтовые воды приобретают напор местного значения.

Рассматриваемый горизонт грунтовых вод характеризуется следующими гидрогеологическими параметрами: а) коэффициент фильтрации от 3 до 790 м/сутки; б) уровнепроводность от 1820 до 106 $м^2$/сутки; в) удельный дебит скважин варьирует от 0,15 до 4,3 л/сек.

Первый напорный водоносный подгоризонт. Площадь распространения первого подгоризонта обусловлена границами распространения отложений озерно-речного комплекса. Отложения озерно-речного комплекса, образовавшиеся в различные периоды озерного режима, можно подразделить на грубообломочные речные и мелкозернистые глинистые озерные образования.

Грубообломочные образования представлены хорошо окатанными разнозернистыми песками с включением галек, гравия и различных по размеру валунов, состоящих в основном из базальтовых лав. Подобный гранулометрический и петрографический состав обломочных образований с незначительным изменением прослеживается почти по всей глубине и по площади распространения подгоризонта. Ближе к современным руслам рек Севджур, Раздан, Азат, Веди и Аракс количество валунов в составе галечно-гравелистых отложений заметно увеличивается. Озерные отложения представлены различными илистыми и песчано-глинистыми слоями, линзами и пластами чистых уплотненных глин, содержащих ракушки-дрейссенсий.

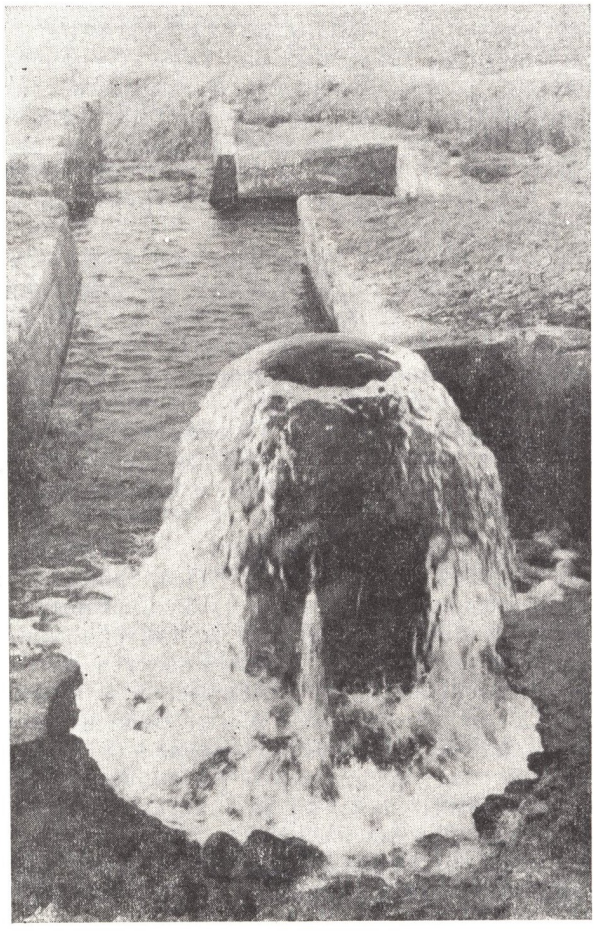
Все слои и линзы грубообломочных образований и илистые песчанистые интервалы озерных отложений насыщены напорными подземными водами. Все эти водовмещающие отложения отнесены к первому напорному водоносному подгоризонту.

Озерные глины, играющие роль водоупора, представлены несколь-

кими разновидностями, среди которых выделяются пласты серых и темно-серых глин с зеленоватым оттенком. Пласты этих водоупорных глин прослеживаются на больших площадях; местами они суживаются или раздуваются, становятся песчанистыми, вследствие чего создаются благоприятные условия для проникновения вод из нижезалегающих водоносных слоев в вышележащие. В центральной части артезианского бассейна водоносные отложения первого подгоризонта чередуются с несколькими водоупорными пластами озерных глин мощностью от 10 до 40 м. Создается впечатление, что здесь существует несколько отдельных самостоятельных водоносных подэтажных горизонтов.

Гидрогеологические параметры первого напорного водоносного подгоризонта (согласно результатам откачек по 58-и опытным скважинам) характеризуются следующими значениями: коэффициент пьезопроводности колеблется от 10^5 до 10^8 м^2/сутки; коэффициент фильтрации от 2 до 123 м/сутки, а радиус влияния от 64 до 5460 м.

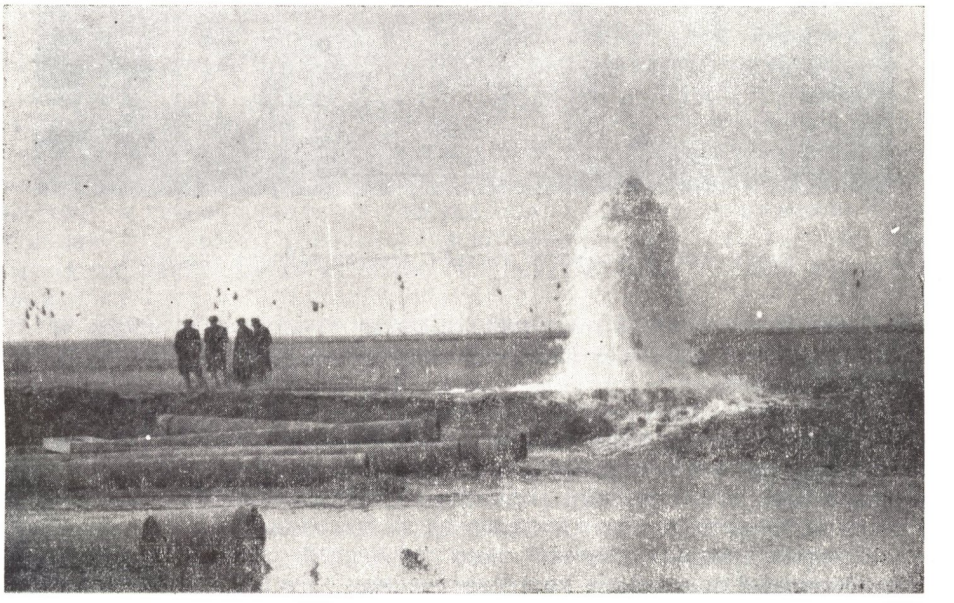
Дебит откачиваемых вод при опытных откачках из скважин колеблется от 0,97 до 19,8 л/сек, при понижении уровня воды от 0,92 до 5,63 м, удельный дебит составляет от 0,46 до 6,0 л/сек.



Араратский артезианский бассейн. Фонтанирующая скважина.

Описываемый подгоризонт в настоящее время эксплуатируется многочисленными скважинами, на различных участках площади бассейна. Большинство из них фонтанируют с дебитом от 0,5 до 100 л/сек. Воды данного водоносного подгоризонта обладают большим пьезометрическим напором. Буровые скважины, заложенные ниже абсолютной отметки 844 м, имеют положительный напор, достигающий от 1,0 до 17,0 м высоты над поверхностью. Положение пьезометрического напора первого водоносного подгоризонта в юго-восточной части артезианского бассейна характеризуется следующими абсолютными отметками: на юго-восточной границе бассейна, южнее поселка Араздаян, установлена самая низкая отметка—795 м. К западу и северо-западу пьезометрический напор постепенно возрастает и на расстоянии 40 км, у устья р. Раздан достигает отметки 835 м. Здесь, на протяжении 43,5 км отметки гидроизопьез колеблются от 835 до 867 м. Понижение пьезометрического уровня, в основном, происходит с севера-запада на юго-восток, параллельно современному руслу р. Аракс, в среднем на 0,86 м на каждый километр. Падение напора с севера на юг в сторону р. Аракс для большей части бассейна составляет 0,28 м, а для юго-восточной—около 2 м на километр.

Второй напорный водоносный подгоризонт. Воды второго подгоризонта приурочены к трещинам и порам ошлакованных андезито-базальтовых лав третичного и четвертичного возрастов, залегающих в виде отдельных потоков и покровов.



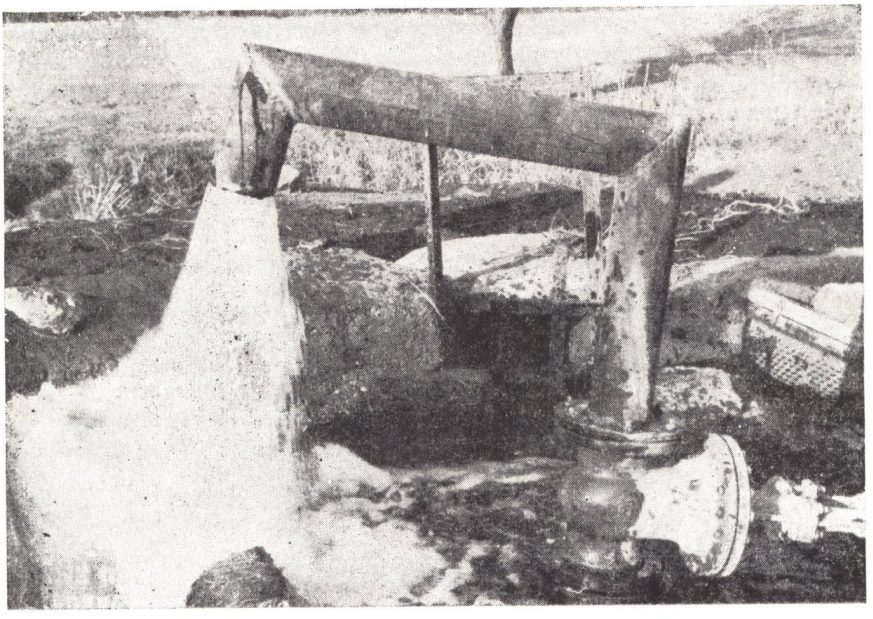
Араратский артезианский бассейн. Фонтанирующая скважина.

Первый и второй водоносные подгоризонты отделены друг от друга пластами озерных водонепроницаемых глин. На отдельных участках бассейна пласты водоупорных глин отсутствуют или становятся более песчанистыми, вследствие чего между этими подгоризонтами устанавливается гидравлическая связь.

Воды второго подгоризонта обладают большим пьезометрическим напором, достигающим 20 атмосфер.

В юго-восточной части артезианского бассейна пьезометрический напор вод колеблется в пределах абсолютных отметок 795—807 м.

В пределах первого и второго подгоризонтов движение напорных вод отмечается в одном и том же направлении. При сопоставлении, уровней вод обоих напорных подгоризонтов замечается небольшая разница в отметках их напоров, которая составляет 1—3, в редких случаях—4 м.



Араратский артезианский бассейн. Фонтанирующая скважина.

Второй водоносный подгоризонт эксплуатируется большим числом скважин, дебит которых, для фонтанирующих скважин, колеблется от 1,0 до 800 л/сек.

Пластовые воды осадочного комплекса представляют нижнюю гидродинамическую зону—относительно слабого водообмена. Отделяется она от верхней гидродинамической зоны мощной толщей глинисто-песчанистых и соленосных отложений. Водовмещающими породами являются третичные песчано-галечные отложения.

Питание рассматриваемой зоны осуществляется путем инфильтрации грунтовых вод вглубь по тектоническим нарушениям и инфильтрации атмосферных осадков в местах обнажения осадочной водовмещающей толщи.

Анализ фактического материала по гидрохимии подземных вод позволяет выделить в пределах зоны свободного водообмена три гидрохимических типа вод—гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный.

Большое площадное распространение в равниной части имеют воды гидрокарбонатного типа, химический состав которых сформировался непосредственно при взаимодействии инфильтрационных вод с эффузивами.

После фильтрации атмосферных осадков через эффузивные разности пород повышается их минерализация и увеличивается содержание отдельных компонентов (натрия, магния, кальция). Их возрастание в ионном составе подземных вод обусловлено разложением известково-натриевых полевых шпатов (андезин, лабрадор), пироксенов по известным схемам.

В результате этих процессов происходит обогащение подземных вод ионами натрия, что приводит к формированию вод гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого типа.

Увеличение содержания хлора происходит двумя путями. Во-первых, его появление в водах связано с выщелачиванием в приконтактовой зоне водоупорных глинистых отложений (содержание хлора в них доходит до 0,25—0,30%) с андезито-базальтами. Этим же путем происходит обогащение сульфат-ионов. Во-вторых, относительно повышенное содержание хлора связано с выщелачиванием хлоридов кальция, натрия, которые, вероятно, присутствуют в андезито-базальтах (Аветисян, 1956).

Формирование подземных вод сульфатного и хлоридного типов обусловлено процессами выщелачивания водоупорных глинистых отложений, которые характеризуются некоторой загипсованностью и засоленностью.

Увеличение в составе вод этих компонентов влечет за собой повышение общей минерализации до 1,5—2 г/л. В равнинной части котловины подземные воды сульфатного натриевого состава встречены у с. Агамазлу в виде мощного родника, а также обнаружены скважинами.

По степени минерализации подземные воды артезианского бассейна подразделяются на пресные (до 1 г/л), слабо солоноватые (1—3 г/л), солоноватые (3—5 г/л). Солоноватые воды встречены на небольшом участке в районе с. Арарат и г. Сари-баба. Высокая минерализация грунтовых вод участка Сари-баба объясняется притоком подземных вод с участка распространения Араратских минеральных вод. К юго-востоку и северо-западу от участка Сари-баба на протяжении 30 км, начиная от совхоза Суренаван—на юго-востоке, до с. Востан—на северо-западе, распространены слабо солоноватые воды с общей минерализацией до 1 г/л.

В северо-западной части артезианского бассейна слабо солоноватые воды распространены на трех больших участках—совхоза Раздан, с. Неджрлу и с. Мргашат, района сс. Джрарат—Ерасхаун и в окрестностях сс. Аревик и Аргаванд Октемберянского района.

В этой части бассейна слабо солоноватые воды грунтового горизонта занимают 50% всей площади распространения грунтовых вод. На остальной части территории бассейна распространены пресные воды. Гидрохимический режим напорных водоносных подгоризонтов и грунтовых вод артезианского бассейна непостоянный, общая минерализация вод по сезонам года колеблется в больших пределах. Некоторое влияние на повышение минерализации грунтовых вод оказывает степень интенсивности испарения из почвы.

Воды напорных подгоризонтов в основном бактериологически чистые, в подавляющем большинстве проб коли-титр равен 333, коли-индекс—3, количество микробов в 1 $см^3$ колеблется от 1 до 60.

В литологических разностях пород эоцена, олигоцена и миоцена обнаружены воды различного химического состава и минерализации.

В миоценовом комплексе формируются воды сульфат-натриевого типа высокой минерализации. В комплексе олигоценовых образований

в СВ части котловины формируются воды смешанного хлор-магниевого, а на Октемберянской площади—хлор-кальциевого типа (по классификации В. А. Сулина). Эоценовый комплекс характеризуется водами хлор-кальциевого типа пониженной минерализации до 18 г/л.

Интерпретация гидрогеологических данных по пластовым водам дала возможность установить смену в комплексах отложений типов вод от сульфат-натриевых через хлор-магниевые к хлор-кальциевым.

Формирование пластовых вод в нижней зоне происходит в условиях глубинной обстановки за счет выщелачивания и катионного обмена в бессульфатной среде.

Встречаемые ныне подземные воды различного химического состава в водоносных комплексах нужно рассматривать как результат сложного преобразования и взаимодействия морских седиментационных вод с водами фильтрационными в различных термодинамических и физико-химических условиях.

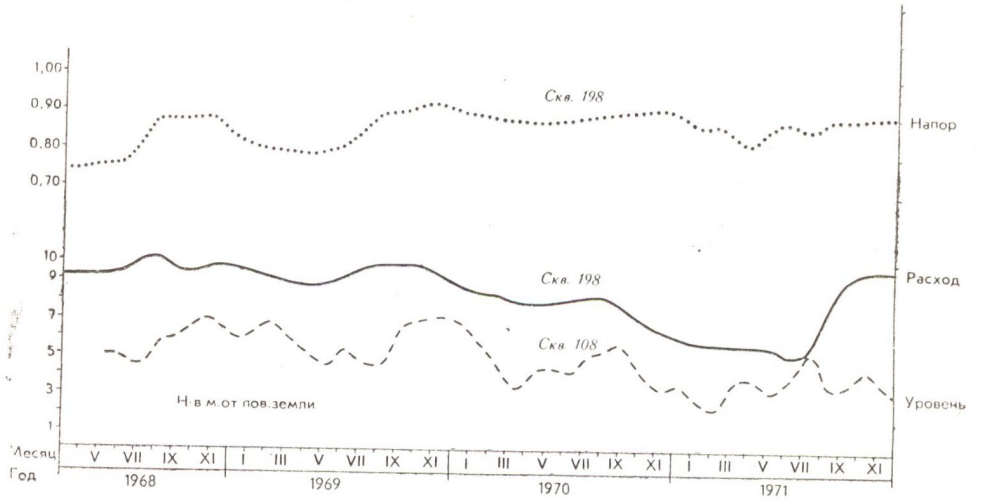
Наличие в пластовых водах йода и брома, растворенных углеводородных газов, незначительное или почти полное отсутствие сульфатов указывает на возможную связь их с газонефтяными скоплениями.

Гидрогеохимические и палеогидрогеологические особенности Араратской котловины позволяют предполагать, что наиболее перспективным в отношении газонефтеносности является Октемберянский прогиб, в особенности его западная и юго-восточная части. Предполагается так же, что при вскрытии более глубоких горизонтов (олигоцен, эоцен) на Октемберянском участке можно встретить воды с более повышенным газосодержанием.

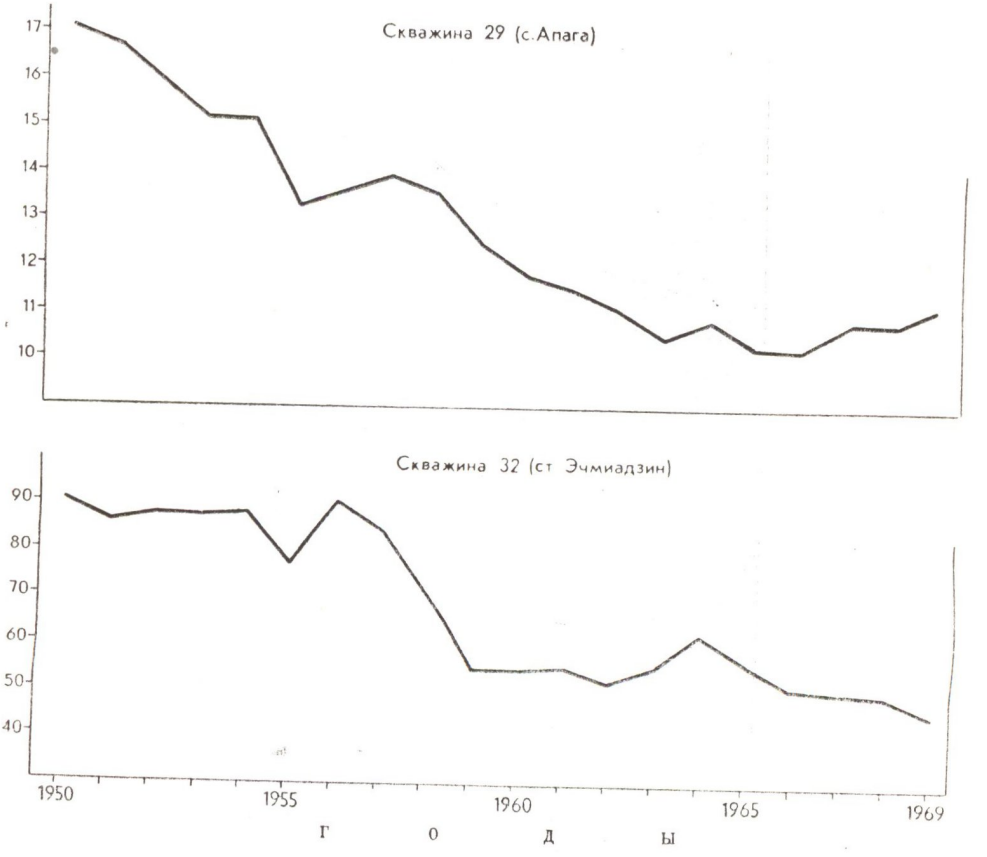
Замеры дебитов вод фонтанирующих скважин за период с 1959 по 1970 гг. показывают общее снижение дебитов в пределах 7%, которые в многолетнем разрезе выражаются в следующих процентах: в 1959 г. колебание дебитов (разница между максимальным и минимальным дебитами) составляет 20,4%, в 1960 г.—20,64%, в 1961 г.—22,72%, в 1962 г.—27,6% и т. д. Амплитуда колебания дебитов вод по отдельным наблюдательным скважинам составляет: в 1959 г. от 0,34 до 39%, в 1960 г.—от 2,1 до 54%, в 1961 г.—от 4,1 до 41%, в 1962 г.—от 3,8 до 91% (фиг. 19, 20). В течение года наблюдается один максимум и один минимум с различной продолжительностью. Амплитуда колебания грунтовых вод почти вдвое больше, чем напорных и по наблюдательным шурфам составляет 45%, по мелким наблюдательным скважинам—49,77%. Большое колебание между максимальным и минимальным уровнями объясняется различными условиями питания этих вод, а также влиянием ирригационных вод (на горизонт грунтовых вод) в период полива.

Изменение режима вод Верхне-Зейвинских родников резко отличается от грунтовых вод. По условиям изменения дебита и размерам колебания (22,7%) они близки к напорным водам. По данным наблюдений, максимальный дебит родниковых вод устанавливается в начале второй половины года, а для отдельных наблюдательных точек максимум дебитов наблюдается в конце года. Минимальный дебит устанавливается в период апрель—май месяцев в течение не более двух месяцев.

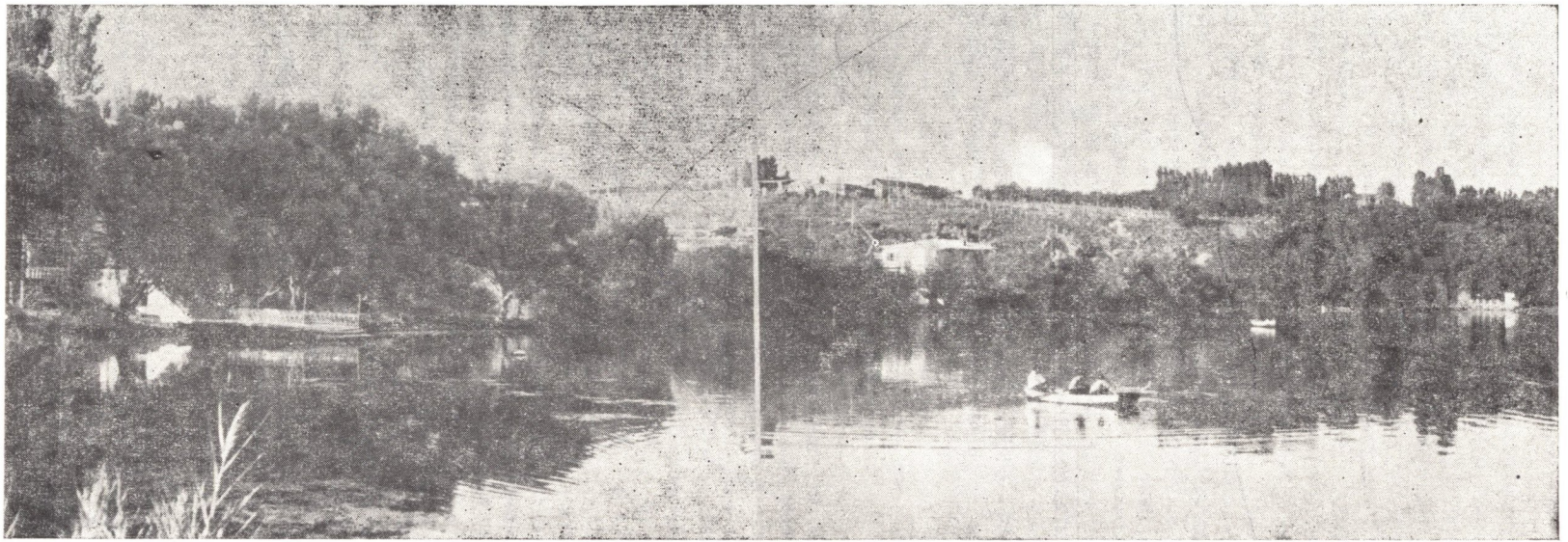
Гидрохимический режим напорных водоносных подгоризонтов и грунтовых вод артезианского бассейна непостоянен. Общая минерализация вод по сезонам года колеблется в больших пределах. Такое явление особенно характерно для горизонта грунтовых вод, которые, кроме вод напорных подгоризонтов, питаются также поверхностными



Фиг. 19. Совмещенный график изменения дебита, напора 1 напорного водоносного горизонта и уровня грунтовых вод центральной части Араратской межгорной котловины.



Фиг. 20. Графики многолетних колебаний расходов артезианских скважин, пробуренных в центральной части Араратской межгорной котловины.



Выходы родниковых вод, образующих озеро Айгерлич.

и оросительными водами. Некоторое влияние на минерализацию грунтовых вод оказывает степень испарения из почв.

Учитывая быстро идущее снижение уровня озера Севан и увеличивающуюся потребность в воде для сельского хозяйства и технических нужд, Правительство Армянской ССР вынесло специальное решение о разведке и использовании подземных вод Араратской равнины.

Оценка эксплуатационных запасов дана главным образом на основании изучения режима и баланса подземных вод. Дополнительно произведены гидродинамические расчеты возможного суммарного дебита водозаборных скважин при условии сработки упругих, и частично, статических запасов подземных вод артезианского бассейна с учетом следующих элементов:

1) расход вод естественных источников разгрузки,
2) расход вод действующих буровых скважин,
3) расход вод горизонтальных дренажей,
4) естественный расход недренируемого потока подземных вод,
5) эксплуатационные запасы подземных вод за счет сработки уровня грунтового горизонта и
6) привлекаемые запасы за счет уменьшения испарения при сработке уровня грунтовых вод.

Определение величины подземного стока вод, поступающих в артезианский бассейн, производится балансовым методом.

Ввиду того, что формирование подземных вод артезианского бассейна в основном происходит вне пределов равнины, при подсчете за приходную часть баланса принимаются осадки, выпадающие на площади положительного баланса водосборного бассейна р. Аракс, а за расходную—сумма испаряющейся влаги на той же площади, поверхностный естественный сток (в том числе родниковый сток воды, отбираемый населением районов горных зон для питьевых и хозяйственных нужд) и инфильтрация в почву.

На основании полученных данных составлен следующий баланс:

Приход: атмосферные осадки, выпадающие на площади в количестве 5. 7853 млрд. м³/год.

Расход: общая величина испарения влаги из водной поверхности, почв и растений—2,539768 млрд. м³/год; поверхностный естественный сток в количестве 1,436778 млрд. м³/год и воды, отбираемые для водоснабжения—105,956 млн. м³/год.

Следовательно, подземный сток в пределах артезианского бассейна, расположенного на территории Армянской ССР составляет

$$Q_п = \frac{4{,}954173 - 2{,}539768 + 1{,}436778 + 105{,}956}{31536000} = 27{,}64 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Ниже приводится распределение элементов водного баланса водосборного бассейна, расположенного на территории Армянской ССР (табл. 24).

Таблица 24

Осадки	Испарение	Естественный сток	Воды, отбираемые городами	Подземный сток
100%	51%	24%	6%	19%

Объем потерь на инфильтрацию и испарение из ирригационных каналов составит 9,2 м³/сек, или 292. 687 млн. м³/год. Причем 50% (или

141.912 млн. м³/год) от указанного выше объема испаряется, а остальные 50% (или 4,5 м³/сек воды) инфильтруются в почву, пополняя запасы подземных вод.

Таким образом, восполнение запасов подземных вод из водосборного бассейна за счет инфильтрации осадков составляет 27,64 м³/сек, за счет инфильтрации ирригационных вод—4,5 м³/сек. Однако воды, поступающие из ирригационной системы пополняют ресурсы грунтовых вод, поэтому в общий подсчет запасов напорных вод не включены.

В балансе подземного стока, пополняющего запасы подземных вод артезианского бассейна Араратской равнины, принимает участие и подземный сток, формирующийся вне пределов территории республики.

Площадь водосбора р. Аракс в пределах турецкой территории составляет приблизительно 24 тыс. км².

Геологические и гидрогеологические условия турецкой части водосборного бассейна ничем не отличаются от таковых водосборного бассейна, находящегося в пределах границ СССР, и являются аналогичными.

Согласно расчетам баланса по территории Армянской ССР, модуль подземного стока составляет:

$$M_{\text{пс}} = \frac{27{,}64 \text{ м}^3/\text{сек}}{8316{,}6} = 3{,}32 \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

На основании полученного модуля подземный сток, поступающий с территории Турции, равен

$$Q_{\text{п}} = 3{,}32 \times 24000 = 79{,}68 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Таким образом, общий приход подземных вод в артезианский бассейн Араратской равнины при указанном выше количестве подземного стока с турецкой территории составит:

$$27{,}64 + 79{,}68 = 107{,}32 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Статические запасы подземных вод грунтового горизонта и двух напорных водоносных подгоризонтов в отдельности по частям артезианского бассейна приводятся в табл. 25.

Таблица 25

Части артезианского бассейна	Название водоносных подгоризонтов	Объем воды, находящейся в порах и трещинах водоносных пород в м³
Северо-западная	а/грунтовых вод	1,043 · 10⁹
	б/I напорный	4,678 · 10⁹
	в/II напорный	1,2189 · 10⁹
Юго-восточная	а/грунтовых вод	5,1 · 10⁸
	б/I напорный	3,325 · 10⁹
	в/II напорный	6,169 · 10⁷
	Итого:	10,83 · 10⁹

При решении вопросов увеличения эксплуатации запасов подземных вод артезианского бассейна следует иметь в виду два возможных варианта рационального их использования для водоснабжения. Первый—дальнейшее увеличение количества водозаборных скважин и переход к принудительной эксплуатации водоносных подгоризонтов. При этом варианте со временем неизбежно произойдет снижение динами-

ческих уровней, что в свою очередь приведет либо к уменьшению расхода родников, либо к полному их иссяканию.

При втором варианте эксплуатация запасов подземных вод должна быть осуществлена с таким расчетом, чтобы в течение установленного срока динамические уровни снизить на величину, не превышающую обоснованного предельно допустимого понижения.

Оценка эксплуатационных запасов подземных вод в этом случае сводится к подсчету естественных ресурсов подземных вод (родников и действующих буровых скважин) и дополнительных запасов, сработка которых в течение расчетного срока (50 лет) эксплуатации в объеме 10 м³/сек, не приведет к заметному нарушению режима родников и эксплуатационных скважин.

При первом варианте потребуется большой объем дополнительного эксплуатационного бурения, принудительная эксплуатация и ликвидация существующих наносных станций. Второй вариант гарантирует сохранение действующих водозаборных сооружений и не требует большого объема бурения эксплуатационных скважин.

СЕВАНСКАЯ КОТЛОВИНА

Севанская котловина представляет собой крупную межгорную депрессию, ограниченную горными сооружениями Гегамского, Варденисского, Памбакского, Арегуни-Севанского и Зангезурского хребтов. Указанные хребты по своему геолого-геоморфологическому строению разнородны.

В целом здесь можно выделить два крупных геолого-геоморфологических комплекса. Первый—хребты, окружающие котловину с севера, северо-востока и востока, представляют собой крутосклонные, интенсивно расчлененные складчатые сооружения Малого Кавказа, сложенные, большей частью, водоупорными осадочными, вулканогенно-осадочными и интрузивными породами.

Второй комплекс, занимающий большую часть котловины, входит в зону вулканического нагорья Армении, окаймляет котловину с запада, юго-запада и юга и представляет собой высокогорные овально вытянутые лавовые плато и хребты, склоны которых полого спускаются к озеру. Около 70% территории бассейна оз. Севан занято лавами, большая часть которых, вследствие своей интенсивной трещиноватости, обладает хорошими фильтрационными свойствами, особенно—новейшие лавовые потоки и покровы с характерной глыбовой отдельностью, занимающие обширные территории северной части Гегамского и северо-западных склонов Варденисского хребтов.

Дно Севанской котловины, окружающие озеро предгорные равнины и низкие склоны хребтов перекрыты большей частью новейшими аккумулятивными образованиями—озерными, аллювио-пролювиальными, частично флювиогляциальными отложениями, которые в целом слабо водопроницаемы, хотя и значительно отличаются друг от друга.

Общая площадь бассейна составляет около 4900 км², причем на долю самого озера приходится 1314 км².

Распределение площади бассейна озера по высотным гипсометрическим зонам см. табл. 26.

Из приведенной таблицы видно, что больше половины площади бассейна приходится на высотную зону 2000—2600 м, причем наибольшую часть этой площади охватывают склоны Гегамского и Варденисского хребтов и их предгорья.

В пределах Севанской котловины по вертикали выделяются следу-

Таблица 26

Высота	Площадь в кв. км	Процент общ. площади
1900—1916	222	6,00
1916—2000	452	12,31
2000—2200	783	23,57
2200—2400	710	19,29
2400—2600	535	14,62
2600—2800	365	9,86
2800—3000	295	7,87
3000—3200	188	5,08
3200—3400	45	1,32
3400—3600	2	0,08
	3697	100%

ющие типы климата: а) умеренный—с продолжительным теплым летом и холодной зимой, б) умеренный—с коротким прохладным летом и холодной зимой и в) климат нагорных тундр.

По всему бассейну оз. Севан среднегодовая температура воздуха колеблется от 4,7° (гор. Севан) до 6,3° (Шоржа). Годовые амплитуды температуры воздуха не превышают 22—25°. Наличие водной поверхности в значительной мере сказывается на температурном режиме прибрежной полосы. Температура воздуха в январе в центре озера составляет —3°, на полуострове Севан —6°, в гор. Севан —8,5°, в Басаргечаре —9,5°. Среднегодовая температура на поверхности почвы в районе оз. Севан равна 7°, абсолютный минимум доходит до —27°, а абсолютный максимум—до 56°.

Количество годовых осадков доходит до 600 мм, причем годовая сумма осадков над самим озером достигает 350 мм. Наибольшее количество осадков в бассейне выпадает на водораздельных плато и составляет 800—900 мм. Около 40% годовых осадков выпадает в весенние месяцы, минимальное—в зимние. Интенсивность осадков не очень велика. Наибольший суточный максимум в высокогорных зонах составляет 65—70 мм (Семеновский перевал).

Продолжительность снегового покрова в прибрежной полосе озера весьма неравномерна, от 20 до 40 дней на участках, подвергающихся сильному влиянию озера (у поселка Шоржа) и с наличием феновых явлений (Мартуни), до 110—120 дней на участках, более благоприятных для образования устойчивого снегового покрова. В этой зоне снеговой покров устанавливается обычно с третьей декады ноября, I—II декады декабря и держится до III декады марта—I декады апреля. Выше абсолютных отметок 2000—2300 м (Зод, Яных, Семеновка) снеговой покров держится до 130—160 дней (со второй декады ноября до третьей декады апреля), еще выше, примерно с высоты 2700 м, снеговой покров устанавливается с октября и держится до мая. Мощность снегового покрова колеблется в пределах от 1—1,5 м, в самых верхних зонах, до 60 см на Семеновском перевале и еще меньше—в прибрежной полосе озера.

Зимой преобладают западные, а летом северо-восточные ветры.

В озеро впадает 28 рек, речек и периодически действующих водотоков. Суммарный средне-многолетний поверхностный сток вместе со стоком родников составляет около 750—800 млн. м³. В целом режим рек в зависимости от климатических условий отличается двумя макси-

мумами половодья—весной и осенью.

Ниже приводится краткая характеристика главных рек бассейна оз. Севан.

Река Дзкнагет. Водосборный бассейн этой реки расположен в обширной седловине, расположенной между Памбакским и Арегунийским хребтами. Река характеризуется ранним началом половодья. Подъем начинается в середине марта и достигает максимума в середине апреля. Второй пик отмечается в октябре. В течение 9 месяцев протекает 23% годового стока, а за три месяца—77%.

Река Масрик. Берет начало на западных склонах Зангезурского хребта. По своей водности занимает второе место. Половодье начинается в начале марта, имеет ряд пиков в марте—апреле.

Река Варденис. Является одним из крупных притоков озера. Характеризуется весенним максимумом в результате таяния снегового покрова. Половодье начинается обычно значительно позже, чем в других реках бассейна озера. Подъем отмечается в середине мая и максимум даже в июне.

Река Аргичи. Берет начало на северных склонах Айоцдзорского перевала. Наиболее многоводная, с резко выраженным весенним максимумом (таяние снегового покрова совпадает с весенними дождями).

Река Гаварагет. Одна из многоводных рек, стекающая с восточных склонов Гегамского нагорья. Благодаря наличию родников, сток ее значительно зарегулирован.

Кроме описанных крупных рек, можно отметить также реку Карчахпюр с зарегулированным стоком, благодаря наличию мощных родников Алучалу, Бахтак, Цаккар и др.

Резкими изменениями режима стока отличаются реки, стекающие со склонов Арегунийского и Севанского хребтов—Тохлуджа, Арданиш, Новруз, Дали, Гюней, Памбак, Шишкая, Гейсу и др. Часть этих рек имеет типичный селевый характер.

Котловина оз. Севан в структурном плане представляет собой сложно построенную депрессию. Южная часть ее, в пределах чащи Большого Севана, представляет собой крупную синклинальную впадину, унаследованную еще с палеогена, а северная чаша Малого Севана—это молодой грабен, который продолжается в пределы Верхнераздан-ской—Мармарикской депрессии.

Вследствие запруды грабена излившимися четвертичными лавами образовалось озеро.

Таким образом, котловина озера имеет не только сложное геоморфологическое, но и гетерогенное тектоническое строение.

Наиболее древними породами бассейна озера являются кристаллические сланцы, выступающие на дневную поверхность вне пределов котловины в районе с. В. Ахты. Выходы этих пород занимают небольшую площадь. Следует, однако, предполагать, что в северной части Гегамского хребта под покровом четвертичных лав указанные породы, меловые известняки и палеогеновые образования занимают несравненно большие пространства. Небольшие выходы палеозойских известняков, кварцитов и глинистых сланцев отмечаются также на южной окраине Гегамского хребта в верховьях р. Аргичи.

Мощный комплекс вулканогенно-осадочных пород мелового и палеогенового возрастов слагает Севанский и Арегунийский хребты. В разрезе Севанского хребта большим распространением пользуются верхнемеловые туфоконгломераты, туфобрекчии, порфириты и прорывающие их ультраосновные интрузии—серпентиниты, дуниты, перидо-

титы. Высокие склоны и водораздельные участки занимают мергели и известняки, несогласно перекрывающие указанный вулканогенно-обломочный комплекс.

Арегунийский хребет сложен в основном палеогеновыми туфогенами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфобрекчиями и отдельными покровами порфиритов.

Следует отметить, что восточная оконечность Памбакского хребта, служащая границей котловины на западе, также сложена порфиритами и туфогенами эоцена, которые у гор. Севан непосредственно подстилают новейшие лавовые покровы. Аналогичными породами эоценового возраста сложен также фундамент лавового чехла Варденисского хребта, где они обнажаются в глубоких речных долинах. В восточной части Варденисского хребта и в пределах Восточно-Севанского хребта эти породы занимают большие площади.

Олигоценовый комплекс вулканогенных пород—порфириты, туфобрекчии на Гегамском хребте имеет ограниченное развитие, но на Варденисском хребте занимает значительные площади, достигая местами водоразделов.

На восточных склонах и предгорьях Гегамского хребта, вплоть до береговой полосы озера, значительным распространением пользуются осадочные породы неогена—глины, мергели и песчаники сарматского и меотического возраста. Последние перекрываются мощным комплексом нижнеплиоценовых туфобрекчий, конгломератов и межформационных покровов лав.

Указанная толща слагает значительные площади южной части Гегамского и центральной части Варденисского хребтов.

Все указанные выше породы следует считать практически водоупорными. Они, в пределах Гегамского и Варденисского хребтов, перекрываются верхнеплиоцен-четвертичными лавами. Длительный перерыв, имевший место до излияния лав, выражен эрозионным срезом, образованием глубоких речных долин, направленных в сторону озера, а также накоплением отложений мощной так называемой «сариканской» свиты, представленной песчаниками, глинами, туфопесчаниками, галечно-конгломератовыми, озерными и прочими осадочными образованиями. Отложения этой свиты непосредственно подстилают эффузивы северо-восточных склонов и предгорий Гегамского хребта, в том числе Ераблурского плато, а также аллювиальные и озерные отложения Масрикской равнины, а, возможно, и донные отложения чаши Большого Севана.

В гидрогеологическом отношении указанные отложения представляют большой интерес, так как содержат в себе межформационные пласты галечников, которые являются водоносными. С указанными галечными слоями связаны артезианские и напорные воды Севанской котловины, вскрытые скважинами в разрезе Масрикской равнины и южной прибрежной полосы озера.

Гидрогеологические условия Севанской котловины предопределяются ее геолого-структурными, геоморфологическими и физико-географическими особенностями.

Анализ материалов геолого-гидрогеологических и геофизических исследований показывает, что различные участки бассейна озера имеют своеобразное геологическое строение и, в связи с этим, различные гидрогеологические условия. Эти различия выражаются, главным образом, в геологическом строении, в литологическом составе, генезисе и условиях залегания пород, в геоморфологических особенностях отдель-

ных участков бассейна и, наконец, в различии общей природной обстановки областей распространения водовмещающих пород. Благодаря этому на одних участках развиты только грунтовые воды, приуроченные к коре выветривания коренных дочетвертичных пород и прислоненным к ним речным отложениям, на других участках, наряду с грунто-



Один из родников Геташенской группы. Южное побережье оз. Севан.

выми, развиты также напорные и минеральные воды, богатые углекислым газом, условия питания, формирования и разгрузки которых совершенно различны.

На основании изложенного в пределах Севанской котловины выделяются следующие гидрогеологические районы: 1) Памбак-Арегуни-Севанский, 2) Масрикский, 3) южное побережье озера, 4) Гегамский и 5) современной фильтрации из озера (фиг. 21).

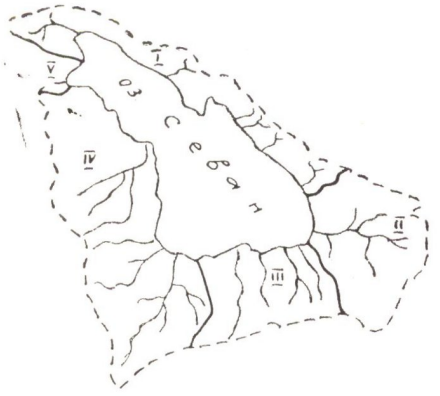
Ниже приводится краткая характеристика выделенных гидрогеологических районов.

1. Памбак-Арегуни-Севанский район. Границами района являются: с запада Памбакский хребет, с севера и северо-востока—водораздельная линия Арегуни-Севанского хребта, с юго-востока—Масрикская равнина и с юга—озеро Севан.

Орографически район можно разделить на четыре участка:

а) восточный отрог Памбакского хребта со сравнительно слабо расчлененными склонами (участок пос. Севан—р. Дзкнагет);

б) крутые скалистые склоны Арегунийского хребта в пределах междуречья Дзкнагет—Шоржа. В орографии этого участка выделяется высокогорный рельеф водораздела междуречья Дзкнагет—Тохлуджа. Река Дзкнагет у устья образует широкий конус выноса. Течение реки здесь спокойное, причем река разветвляется на ряд рукавов, которые, встречая барьер берегового вала, заболачивают прибрежную часть озера. Долина р. Тохлуджа близ устья также расширяется и образует конус выноса.



Фиг. 21. Гидрогеологическое районирование бассейна озера Севан.
Районы: I—Памбак-Арегуни-Севанский, II—Масрикский, III—Южного побережья озера, IV—Гегамский, V—современной фильтрации из озера.

в) Артанишский участок охватывает одноименный полуостров и характеризуется сильно расчлененным рельефом, множеством балок и сухих долин, крутыми склонами, обрывающимися к озеру;

г) участок Севанского хребта характеризуется сильно расчлененным рельефом, в формировании которого большую роль сыграли тектонические движения, о чем свидетельствуют глубокие врезы верховьев речных долин. Относительные высоты здесь колеблются от 700 на северо-западе до 1100 м на юго-востоке.

Учитывая особенности рельефа и высотных поясов этого района, в его пределах можно выделить четыре вертикальные зоны.

Первая зона охватывает водораздельную часть хребтов с цепью конусообразных вершин, долины здесь неглубокие, имеют циркообразную форму в верховьях. В этой зоне снеговой покров держится в течение 6—8 месяцев, чем и обусловлено постоянство действия маломощных родников.

Вторая зона, охватывающая интервал высот 2200—2500 м, характеризуется крутыми склонами, местами лишенными элювиально-делювиального покрова. Многочисленные долины временно действующих рек глубокие и имеют крутой профиль дна, чем и обусловлено быстрое течение водных потоков. Долины обычно загромождены обломочным материалом, который, перемещаясь бурными потоками, еще больше углубляет русла рек. Вследствие небольшой площади области питания, указанные зоны лишены многоводных родников, а существующие, имеют сезонный характер.

Третья зона, охватывающая подножья хребтов, отличается широким распространением конусов выноса, которые, сливаясь, образуют единый шлейф, простирающийся параллельно береговой линии. В этой полосе долины постоянных и временных потоков расширяются, а уклоны их дна уменьшаются, что способствует накоплению здесь большого количества обломочного материала. В центральной части зоны расположен Артанишский залив, в котором, после спуска воды из озера, образовались две маленькие лагуны, занимающие площадь 0,3—

0,5 кв. км. Уровень воды в лагунах на 1—1,2 м выше уровня оз. Севан.

Четвертая зона охватывает прибрежную полосу озера. Рельеф здесь почти ровный, слабо наклоненный к озеру. Однообразие рельефа нарушается конусами выноса рек и выступами коренных пород, обрывающимися к берегу озера.

На интервале сс. Севан—Цовагюх—Шоржа береговая линия в целом плавная, местами наблюдаются мелкие заливы и небольшие мысы.

Характер береговой линии Артанишского полуострова неоднородный: у западного склона береговая линия ровная, а у южного и восточного изрезана множеством заливов и мелких бухт.

В полосе сс. Шоржа—Шишкая береговая линия также ровная, но в западной части у сс. Шоржа—Артаниш прослеживаются береговые валы и коса.

В геологическом строении района принимают участие породы мезозоя, палеогена и четвертичного возраста.

Дочетвертичные отложения представлены известняками, мергелистыми известняками, порфиритами, фельзитовыми порфирами, туфогенными песчаниками, туфобрекчиями, а также разными ультраосновными интрузивами.

Четвертичные образования представлены в основном элювиально-делювиальными, пролювиально-аллювиальными и озерно-прибрежными отложениями.

В гидрогеологическом отношении юго-западные склоны Арегунийского и Севанского хребтов весьма маловодны, подземные воды здесь имеют ограниченное, спорадическое распространение. Встречающиеся немногочисленные родники большей частью приурочены к трещиноватой, выветрелой зоне вулканогенно-осадочных, известково-мергельных и интрузивных пород. Бедность района выходами подземных вод объясняется тем, что склоны хребтов крутые и имеют в целом южную экспозицию, изрезаны многочисленными оврагами, почти лишены почвенно-растительного покрова. Вследствие этого выпадающие атмосферные осадки образуют кратковременный поверхностный сток и на долю питания подземных вод остается небольшая часть осадков. Питание подземных вод происходит в основном через трещиноватые, выветрелые обнаженные участки коренных пород.

Небольшие ресурсы вод коры выветривания дренируются местной эрозионной сетью или поступают в перекрывающие коренные породы пролювиально-делювиальные образования.

Родники, связанные с указанной зоной, маловодны и имеют сезонный характер. К родникам, имеющим более или менее постоянный расход, относятся Дарчи-ахпюр со средним дебитом 5 л/сек, расположенный в трех километрах от перекрестка шоссейной дороги Севан—Дилижан—Шоржа, приуроченный к делювиальным образованиям; родник, находящийся у склона Арегунийского хребта, между сс. Цовагюх—Семеновка, с дебитом 2—5 л/сек; родник, расположенный в 1,3 км к северо-западу от с. Артаниш, со средним дебитом 1,5 л/сек и другие.

Толща рыхлых элювиально-делювиальных, пролювиально-аллювиальных, озерно-прибрежных отложений содержит горизонт грунтовых вод. В гидрогеологическом отношении указанные образования имеют различные особенности. Различие обусловлено условиями залегания, составом, сложением и мощностью рыхлообломочных образований.

Мощность толщи рыхлых отложений в этом районе, по данным буровых скважин 82С в с. Дара, № 167С у перекрестка дорог Севан—

Дилижан—Шоржа и № 166С у мыса Артаниш, колеблется от нескольких до 100 метров.

В рельефе эти образования выражены конусами выноса, линзами и валами. Представлены они глыбами и мелкими обломками вулкано-



Масрикский артезианский бассейн. Фонтанирующая скважина.

генных и вулканогенно-осадочных пород. Местами эти образования (между сс. Цовагюх и Тохлуджа) сцементированы известковистым материалом.

Конусы выноса имеют частично вытянутую веерообразную форму и сложены, в основном, плохо окатанным обломочным материалом с песчано-глинистым заполнителем.

Линзообразные формы залегания имеют обычно пески, которые встречаются в виде островков среди накоплений глыб и галечников. Такие линзы отмечаются между сс. Тохлуджа и Шоржа, в полосе Дара—Памбак и Шоржа—мыс Глаголь.

Валы являются наиболее характерным типом скоплений рыхлых отложений. Наблюдаются они, в основном, на широких, пологих берегах и располагаются параллельно берегу озера. Протяженность их меняется от нескольких до сотен метров при высоте от 0,5 м до 5 м. Между валами обычно располагаются ложбины длиной от нескольких до сотен метров, шириной до 300 м. Ложбины либо сухие, либо заполнены водой. В последнем случае они представлены озерками. Более крупные ложбины—озера имеются у косы Артаниш площадью 0,4—0,75 кв. км.

Рыхлые отложения играют большую роль в формировании и транспортировке подземных вод. Делювиальные и пролювиальные образования, прислоненные к коренным породам, питаются подземными водами, выходящими из трещин и коры выветривания коренных пород. Воды этих отложений, как и коренных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и карбонатных пород в конечном итоге дренируются озером.

В описываемом районе локальные горизонты грунтовых вод констатированы в расширенных частях прибрежной полосы (у косы мыса Артаниш, с. Шоржа, в окрестностях овцеводческого совхоза, в низовьях р. Дзкнагет и др.). Питание горизонта грунтовых вод происходит за счет вод рыхлообломочных образований и коренных пород склонов.

Горизонт грунтовых вод, распространенный в нижнем течении р. Дзкнагет, питается за счет инфильтрации воды из реки.

Уровень грунтовых вод в годовом разрезе подвержен значительным сезонным колебаниям. При весенних паводках наблюдается подъем уровня грунтовых вод, но он никогда не достигает уровня предыдущего года, так как зеркало воды в озере Севан, куда дренируются грунтовые воды, постепенно снижается.

На участке между сс. Шоржа—Артаниш отмечаются выходы минеральных углекислых вод, из которых наиболее характерным является родник, находящийся в 1,7 км к северу от с. Агбулаг, на левой стороне шоссейной дороги Агбулаг—Красносельск, известный под названием «туршибулаг» (кислый источник). Родник приурочен к трещинам туфогенных песчаников и выходит из делювия. Температура воды 10°С, выделяется углекислый газ. Дебит родника 0,2 л/сек. По химическому составу относится к водам холодным углекислым хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого типа:

$$M_{1,45}\frac{Cl_{37}\ HCO^{3}_{32}\ SO^{4}_{11}}{Ca_{63}\ Mg_{25}\ Na_{12}}CO^{2}_{0,87}$$

У полуострова Глаголь минеральные углекислые воды выходят под водой озера, а в прибрежной части наблюдается интенсивное выделение углекислого газа.

2. Масрикский район. Масрикский район ограничивается с севера Севанским, с востока—Зангезурским, с юга—Варденисским хребтами, а с запада—озером Б. Севан.

Масрикский район в морфоструктурном отношении представляет собой межгорный прогиб, выполненный толщей озерно-лагунных и пролювиально-аллювиальных отложений, мощностью более 500 м. Относительное превышение равнины над озером—200 м. Выполаживание происходит в западном направлении, где прибрежная часть озера заболочена (фиг. 22).

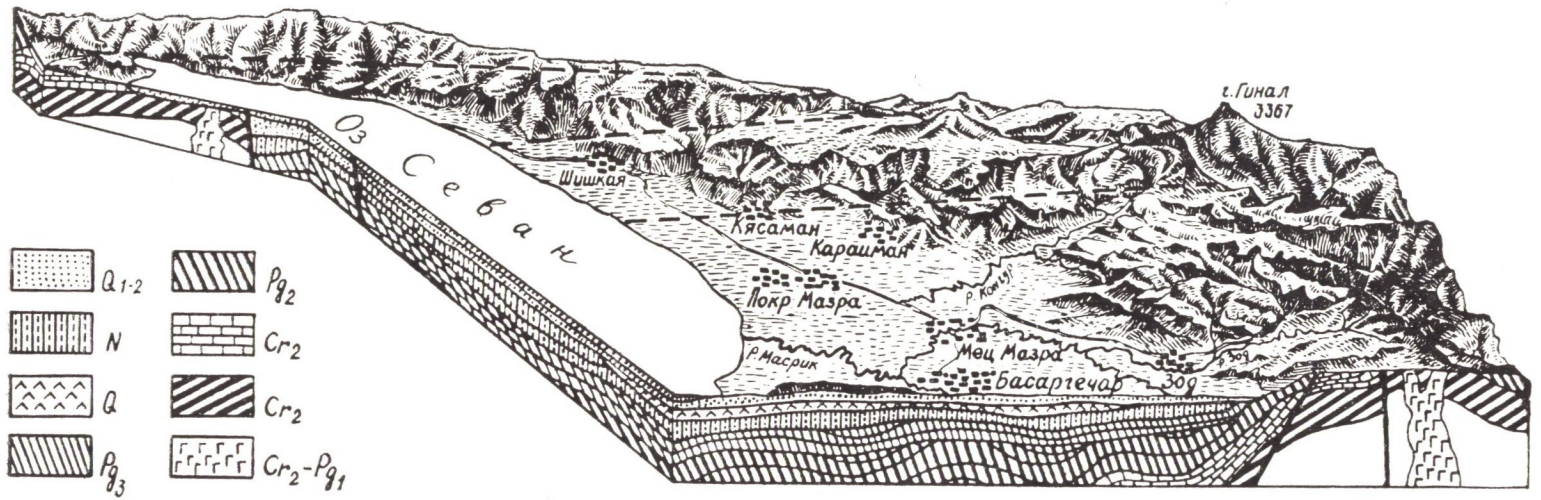
Река Масрик является основной водной артерией района. Истоки ее находятся на склонах Зангезурского хребта, впадает она в оз. Севан. Нижняя часть долины реки заболочена. В прибрежной полосе равнины имеется несколько песчаных валов длиной от сотен метров до 3 км, шириной от нескольких метров до 30 м. Валы расположены террасообразно и имеют озерное происхождение, местами сцементированы карбонатным веществом.

Озерное происхождение валов и наличие карбонатного цемента говорит о том, что воды оз. Севан в прошлом заливали всю равнину.

Масрикская равнина расположена в юго-восточной части бассейна оз. Севан между южными склонами Севанского, западными склонами Зангезурского и северными склонами Варденисского хребтов.

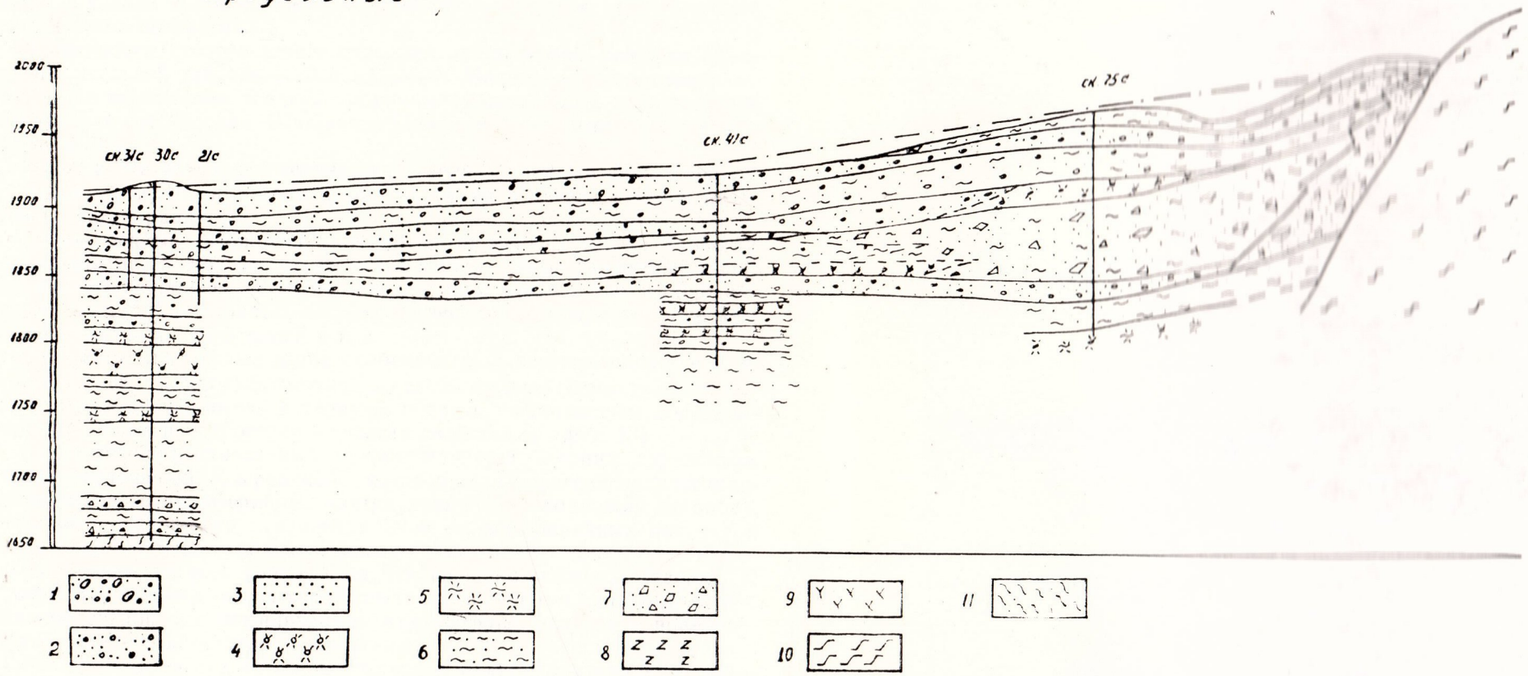
В геолого-геоморфологическом отношении район представляет собой межгорную котловину, выполненную мощной толщей озерно-речных отложений плиоцен-четвертичного возраста.

По литологическому составу и характеру залегания комплекс рыхлых образований относится к отложениям пролювиально-аллювиально-озерного происхождения. Основание Масрикской котловины сложено

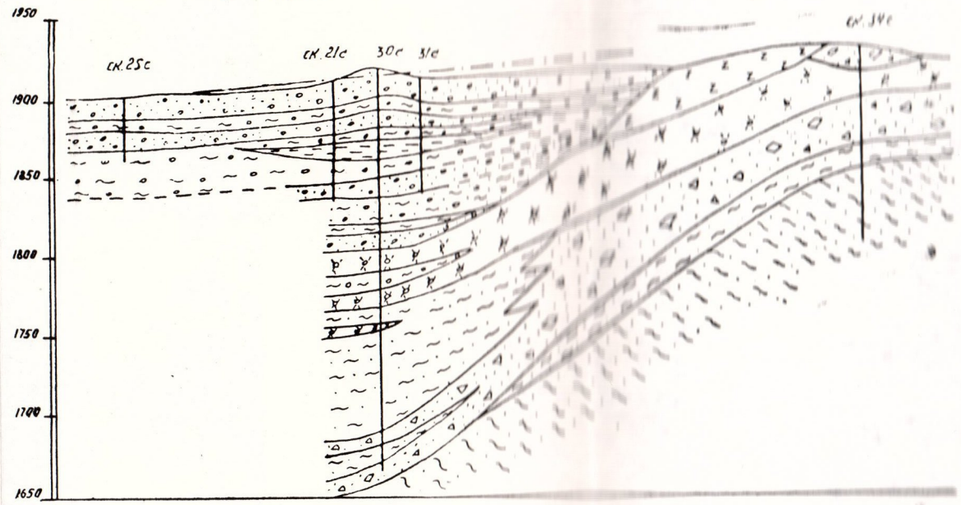


Фиг. 22. Схематическая блок-диаграмма строения геолого-гидрогеологических комплексов Севанской котловины (условные обозначения те же, что фиг. 7).

Продольный



Поперечный



Фиг. 23. Схематические гидрогеологические разрезы Масрикского артезианского бассейна. Составила В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни.

Условные обозначения: 1. валунно-галечные отложения, 2. галечно-гравелистые отложения, 3. песок разнозернистый, 4. песок пемзовый, 5. глина диатомитовая, 6. глина песчанистая, 7. обломки изверженных пород, 8. базальты, 9. порфириты, 10. андезиты, 11. глинистые песчаники.

глинисто-алевритовыми песчаниками верхнемиоценового (сармат—меотис) возраста. На равнинной части естественные обнажения коренных пород не встречаются. Они обнажаются в северной и северо-восточной периферийных частях равнины и представлены известняками и туфогенными породами мелового и третичного возраста. На восточной и юго-восточной окраинах равнины развиты липариты, четвертичные лавы, а в южной части обнажаются туфогенные породы эоцена и лавы четвертичного возраста.

Особенности геологического строения описываемой равнины обусловлены историей геологического развития Масрикской котловины.

В деле накопления осадков равнины большая роль принадлежит деятельности рек Масрик, Шишкая и Цовак, которые имеют обширные конусы выноса.

Роль р. Масрик в формировании равнины весьма значительна. Она транспортировала обломочный материал и отлагала его в центральной части равнины.

Озерно-речные отложения, кажущиеся на первый взгляд едиными и однородными, в действительности включают самые различные образования, отличающиеся своим происхождением, мощностью, выдержанностью фаций, минералого-петрографическим и гранулометрическим составом, водными свойствами и т. д.

Учитывая отмеченные выше особенности, в вертикальном разрезе озерно-речного комплекса можно выделить четыре горизонта отложений, характеризующихся, в первую очередь, одинаковым составом, происхождением и гидрогеологическими свойствами (фиг. 23).

а). Почвенно-растительный покров является верхним горизонтом разреза отложений Масрикской котловины. Представлен супесчано-щебенистыми (в периферийных частях равнины—у подножий склонов), супесчано-суглинистыми (в центральной и периферийных частях) и илисто-торфянистыми образованиями различной мощности (0,2—15,0 м). Развит по всей равнине, за исключением поймы р. Масрик. В большинстве случаев почвы имеют рыхлое сложение и являются благоприятной средой для инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока в подстилающие отложения.

Местами, имея под собою водоупорное ложе и благодаря незначительному уклону рельефа, илисто-торфянистые почвы заболочены. На таких участках (районы сс. Кяркибаш, Камышлу, М. Мазра) широко развиты торфяники, которые издавна эксплуатируются.

В центральной части равнины почвы насыщены водой и вместе с грунтовыми водами составляют единый горизонт почвенно-грунтовых вод.

б). Гравелисто-галечные отложения содержат незначительное количество песчано-глинистого материала и чередуются с выдержанными слоями алеврито-песчанистых и глинистых образований.

В верхней части разреза преобладает крупнообломочный материал, а книзу он постепенно замещается тонкозернистыми песками, чередующимися с прослойками глин и алевролитов.

В центральной части равнины распространены хорошо окатанные гальки и гравий, плоская форма которых свидетельствует о формировании их в прибрежной зоне озера. К периферии эти гальки постепенно сменяются речными, что указывает на отсутствие озерного режима в периферийных частях Большой Севанской впадины.

В восточной части Масрикской равнины (в районе с. Зод) озерные

гравелисто-галечные отложения перекрываются довольно мощным слоем (до 60 м) делювиально-пролювиальных образований.

в). Пачка озерных, частично лагунно-континентальных отложений, вскрыта только скв. № 30С, пробуренной в 1957 г., поэтому трудно судить о площадном развитии горизонта. Выделенный горизонт представлен (сверху вниз): а) гравелисто-галечными образованиями с песчано-илистым заполнителем. Гальки хорошо окатаны, имеют плоскую, реже круглую форму. Мощность слоя 14—15 м. Содержание заполнителя незначительное, поэтому отложения данного слоя являются вместилищем подземных вод. Слой гравелисто-галечных отложений подстилается прослойкой диатомитовых глин мощностью 2—3 м с примесью пемзового песка, б) пемзовые пески, мощностью около 40 м, содержат глины и в незначительном количестве диатомитовые водоросли, в) диатомитовые глины, мощностью 6 м, содержат в незначительном количестве пемзовые пески, г) песчано-илистые глины с прослойками диатомитовых глин и пемзовых песков. В нижней части слоя наблюдается фациальный переход в аллювиально-пролювиальные образования (суммарная мощность которых составляет около 30 м). Описываемые отложения безводны, мощность слоя в разрезе скв. № 30С—110,0 м.

г). Пачка глинистых песчаников, вскрытая скв. № 30С и 34С, является фундаментом комплекса озерно-речных образований. Общая мощность описанных выше отложений, по данным скважины, заложенной у с. Шишкая, составляет около 450 м.

Изучение литологического состава и фациальных особенностей комплекса озерно-речных отложений позволяет предполагать, что до верхнемиоцен-понтического времени в пределах Масрикской равнины существовало реликтовое море озерного типа, где отлагались глинистые песчаники, богатые озерно-морской микрофауной. Отмеченный озерно-морской бассейн посредством Большой Севанской впадины был связан с сарматским морем Армении и в конце среднего понта подвергся регрессии, о чем свидетельствуют аллювиально-пролювиальные образования, залегающие на размытой поверхности толщи глинистых песчаников верхнего миоцена. Наличие среди этих образований крупных, плохо окатанных обломков различных пород говорит об интенсивности накопления аллювиально-пролювиальных отложений.

В начале верхнего плиоцена окружающие Б. Севанскую котловину массивы претерпевают общее поднятие. В этот же период образуется перемычка, проходящая по линии между Норадузским и Артанишским мысами, чем и обусловливается установление озерного режима в пределах Б. Севанской и Масрикской впадин. В образовавшемся озерном бассейне происходило накопление мощной толщи озерных, частично лагунно-континентальных (в периферийных прибрежных частях) отложений.

В пределах Масрикского озера на участках сс. Шишкая (на севере) и Цовак-Кяркиблы образуются мощные скопления конусов выноса рек. Эти отложения доходят до осевой части Масрикской впадины и образуют вал, разделяя озеро на две неравные части—Масрикское (оз. Гилли) и Б. Севанское озера.

Восточнее этой гряды в пределах оз. Гилли накапливается 50—60 м мощности толща гравелисто-галечных отложений с песчано-глинистым заполнителем. В среднечетвертичное время, вследствие запруды участка с. Лчашен—г. Севан лавами Богут-дага, вновь началось накопление воды в Масрикской равнине. В деле накопления мощного слоя озерных

отложений большая роль принадлежит ледниковым образованиям, которые переотлагались в озерной среде.

Образовавшаяся гряда служила естественной непроницаемой плотиной, изолирующей верхние горизонты Масрикской равнины от оз. Севан; этим объясняется то обстоятельство, что только после рытья искусственного канала началось высыхание озера Гилли, несмотря на то, что урез воды оз. Севан на несколько метров был ниже уреза воды оз. Гилли.

В гидрогеологическом отношении Масрикская равнина представляет собой бассейн грунтовых и напорных вод.

В разрезе комплекса озерно-речных отложений равнины выделяются следующие водоносные горизонты: 1) грунтовых вод, 2) верхний слабонапорный, 3) средний напорный и 4) нижний напорный.

Перечисленные горизонты изолированы друг от друга относительно водоупорными пластами, прослойками и линзами песчаных глин, иногда со значительной примесью грубообломочного материала. Последнее обстоятельство зачастую становится причиной тесной гидравлической связи верхнего слабонапорного горизонта с грунтовыми водами. Кроме отмеченного факта, эти горизонты проявляют много общего в условиях питания, движения и разгрузки заключенных в них вод, поэтому рассматриваются как единый горизонт грунтовых—слабонапорных вод.

Средний и нижний напорные горизонты в свою очередь проявляют ряд общих характеристик, а местами гидравлическую связь, что позволяет объединить их в единый горизонт.

Горизонт грунтовых и слабонапорных вод приурочен к аллювиальным и озерно-лагунным образованиям. Наибольшая глубина залегания вод этого горизонта наблюдается в районе сс. Нариманлу, Кошабулаг, то есть в периферических частях Масрикского артезианского бассейна, но по мере удаления от предгорий к равнинам, уровень грунтово-слабонапорных вод повышается и в центральной части (в пределах участка бывшего оз. Гилли, у поймы р. Масрик) приобретает напор, доходящий местами до +2,0 м над поверхностью земли. Вследствие этого, в пределах бассейна нижнего течения пойма и надпойменные террасы р. Масрик заболочены. Пьезометрический напор вод рассматриваемого горизонта колеблется от 2 до 25 м.

Режимные наблюдения показывают, что амплитуда колебания уровня грунтовых вод не превышает 0,24—0,57 м, при этом отмечаются два максимума—в январе и в июле—августе. Второй максимум выражен менее ярко. Минимумы наблюдаются в весенний и осенний периоды.

Водовмещающими породами этого горизонта являются разнозернистые пески с галькой и гравием, илистые пески с прослоями супеси и легких суглинков, супеси с плохоокатанными обломками.

Как правило наблюдается уменьшение размеров обломочного материала с юга и юго-востока к северу и северо-западу, то есть от периферии к глубокой части котловины. Илистые пески в основном залегают в центральной части равнины. Мощность этого горизонта варьирует в пределах от 12 до 45 м при средних ее значениях 25—35 м в центральной части равнины, где грунтовые воды имеют тесную связь с залегающими ниже слабонапорными водами. Связь осуществляется через маломощный слой суглинков, содержащих значительную примесь песка.

Горизонт грунтовых и слабонапорных вод обладает сравнительно низкими фильтрационными свойствами. Коэффициент фильтрации раз-

позернистых песков с галькой и гравием колеблется от 18 л/сут. до 21,7 л/сут., а илистых песков с прослоями супесей—от 7,4 до 9,8 л/сут.

Питание горизонтов грунтовых и слабонапорных вод в основном осуществляется за счет подтока воды через маломощные прослои суглинков из нижележащего напорного водоносного горизонта. Большая доля в питании этого горизонта принадлежит также грунтовым водам коры выветривания пород окружающих гор и инфильтрации атмосферных осадков.

Разгрузка вод этого горизонта осуществляется р. Масрик.

Немаловажную роль в истощении ресурсов вод рассматриваемого горизонта играет испарение с поверхности заболоченных территорий центральной части равнины.

Объединенный напорный горизонт, занимающий почти всю равнинную часть Масрикской котловины, к северу и востоку выклинивается, а к югу упирается, в основном, в андезито-базальтовые лавы четвертичного возраста.

Горизонт залегает в пределах глубин 28—126 м и приурочен к гравелисто-галечным отложениям, которые местами фациально замещаются разнозернистыми песками. Размеры обломочного материала к югу увеличиваются, и в периферических частях водоносные породы представлены крупными обломками андезито-базальтов. Мощность горизонта варьирует в пределах от 24 до 61 м, к периферии горизонт претерпевает резкое изменение мощности и выклинивается.

Рассматриваемый горизонт отделяется от горизонта грунтовых и слабонапорных вод маломощным пластом песчаных глин, которые являются верхним условным водоупором. Нижний водоупор представлен глинами с небольшой примесью песка.

Горизонт имеет уклон с востока на запад, причем разница отметок составляет 80 м. Судя по условиям залегания и уклону пьезометрической поверхности, горизонт к западу уходит под донные отложения оз. Б. Севан, где вода частично разгружается.

Воды данного горизонта в пределах центральной и западной частей бассейна имеют положительный напор и фонтанируют с дебитом от 5,9 л/сек до 83 л/сек.

Горизонт питается подземными водами хребтов, окружающих Масрикскую котловину.

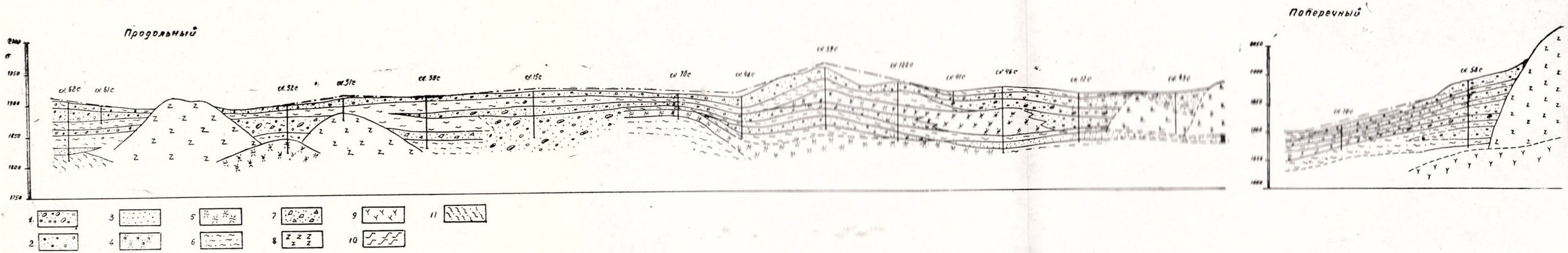
Разгрузка вод данного горизонта происходит двумя путями. В центральной части равнины водоупорный слой, разделяющий первый и второй объединенные горизонты, имеет небольшую мощность и, вследствие изменения механического состава становится водопроницаемым. Количество воды, разгружающейся на этом участке, по данным расчетов составляет около 1100 л/сек. Другим очагом разгрузки является дно оз. Севан, под которое погружается напорный водоносный горизонт.

Питание вековых запасов оз. Севан за счет подземных вод данного горизонта составляет около 600 л/сек.

3. Южное побережье оз. Севан. Описываемый район занимает прибрежную полосу оз. Севан шириной 5—8 км между сс. Цаккар—Цовак. С севера район ограничивается оз. Севан, а с юга—северными предгорьями Варденисского хребта.

В геологическом строении прибрежной полосы принимают участие пролювиально-аллювиальные и озерно-прибрежные образования, которые подстилаются андезито-базальтами и диатомитовыми глинами.

Пролювиально-аллювиальные образования представлены глинами,



Фиг. 24. Схематические гидрогеологические разрезы района южного побережья озера Севан. Составили В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни.
(Условные обозначения те же, что фиг. 23).

разнозернистыми песками, супесями, плохоокатанными мелкими обломками изверженных пород с незначительной примесью супесчаного заполнителя.

В рассматриваемом районе большое распространение имеют грунтовые и напорные воды, которые залегают в рыхлообломочных образованиях прибрежной полосы озера. Эти образования являются верхним покровом, принимающим атмосферные осадки, и средой для формирования подземных вод района.

Как видно из разреза (фиг. 24), составленного вдоль берега Большого Севана, озерно-прибрежные отложения мощностью 12—18 м являются вместилищем грунтовых вод. В пределах речных долин мощность горизонта грунтовых вод увеличивается, на участках, где языки лавовых потоков доходят до озера, горизонт грунтовых вод выклинивается.

Грунтовые воды питаются атмосферными осадками, а также за счет вод рек и напорных горизонтов. При этом доля атмосферных осадков небольшая, так как их количество не превышает 300—500 мм, в то время, как испарение в прибрежной полосе озера достигает 800—900 мм.

Поскольку ложе горизонта грунтовых вод представлено, в основном, делювиально-пролювиальными образованиями, которые местами являются лишь относительным водоупором, то возможно проникновение напорных вод в грунтовые горизонты.

Грунтовые воды расходуются на испарение в заболоченных участках прибрежной полосы озера. Часть грунтовых вод разгружается непосредственно в озеро в виде прибрежных подводных родников, а также в виде восходящих родников в местах, где над горизонтом грунтовых вод залегают маломощные суглинистые образования локального распространения. Подобное явление наблюдается в прибрежных полосах, между сс. Алучалу—Карчахпюр, на восточной окраине с. Мартуни и в других местах.

Напорные воды района связаны, в основном, с древними погребенными долинами, которые в прибрежной части, соединяясь друг с другом, образуют единый горизонт.

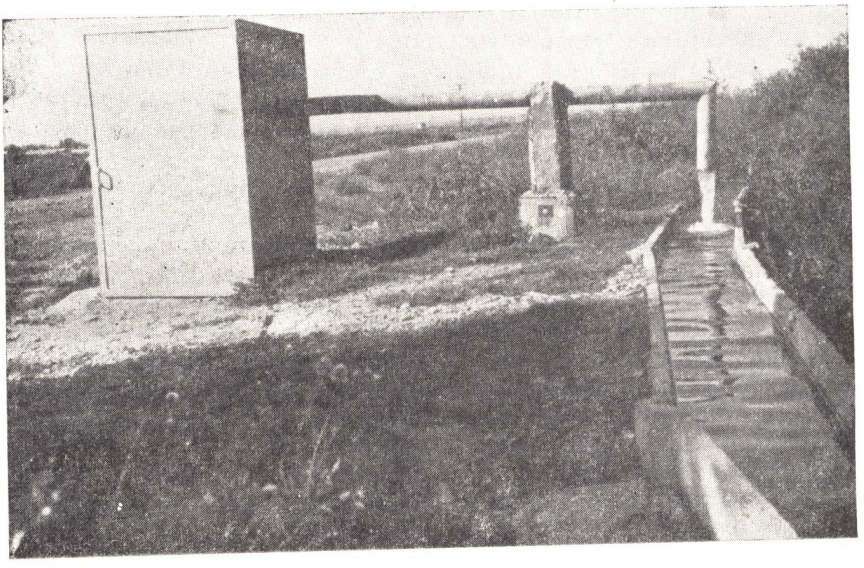
Четвертичные лавы, развитые в предгорных зонах, благодаря сильной трещиноватости, инфильтруют атмосферные осадки. Последние, доходя до подстилающих водоупорных слоев (представленных большей частью пемзовыми песками с диатомитовой глиной), протекают по их уклону в сторону оз. Севан и питают горизонты грунтовых и напорных вод.

На участках обнажения водоупорного ложа инфильтрационные воды выходят на дневную поверхность в виде родников.

Комплекс рыхлых отложений приозерной части района, вскрытая мощность которого превышает 100 м, представляет собой чередование слоев аллювиально-делювиальных образований с различной степенью проницаемости. В сторону предгорий мощность толщи рыхлообломочных образований постепенно уменьшается.

Разведочными работами в разрезе отмеченного комплекса констатировано два выдержанных горизонта напорных вод, которые, в свою очередь, на отдельных участках предгорий разделяются на несколько подгоризонтов. Основные горизонты выделяются сравнительно лучше в приозерной полосе. Однако на участке сс. Вагашен, Астхадзор, в связи с уменьшением мощности водоупора и изменением литологического состава, имеет место гидравлическая связь как между двумя напорными горизонтами, так и между первыми водоносными горизонтами и

горизонтом грунтовых вод (участок сс. Золакар, Варденис, Алучалу). Кровля первого водоносного горизонта, начиная от с. Мартуни до с. Цовинар и Алучалу, залегает на глубине от 6,8 до 42,6 м. Водоносные породы представлены разнозернистыми песками с примесью галек и гравия, мощность которых колеблется в пределах от 9,7 до 18,8 м.



Фонтанирующая скважина у с. Мхчян, оборудованная для режимных наблюдений.

Верхний и нижний водоупоры первого горизонта представлены глинистыми песками с гравием и щебнем.

Второй водоносный горизонт представлен галечно-гравелистыми образованиями с разнозернистым песком и залегает на глубине от 43,0 до 61,3 м. Мощность горизонта колеблется в пределах от 7,4 до 24,2 м и содержит напорные воды, которые фонтанируют на отметках ниже 2000 м с удельным дебитом 0,47—4,3 л/сек на 1 м понижения. Нижний водоупор второго напорного горизонта в пределах западной части описываемого района представлен переотложенными пемзовыми песками с диатомитовой глиной, а в восточной части—глинистыми песками с включением гальки и гравия.

Оба горизонта к югу у склонов Варденисского хребта выклиниваются. К озеру первый горизонт подпирается прибрежными донными образованиями, а второй, по всей вероятности, прослеживается под дном Большого Севана и выклинивается в центральной части или у перемычки Артаниш—Норадус.

Кроме описанных водоносных горизонтов на участке сс. Мартуни—Астхадзор вскрыт третий горизонт. Благодаря незначительной мощности водоупора между вторым и третьим горизонтом, представленным континентальными глинистыми песчаниками, к югу оба горизонта соединяются, образуя единый горизонт.

Напорные водоносные горизонты питаются подземными водами северных склонов Варденисского хребта. Разгрузка напорных вод происходит через отложения кровли или путем дренирования в озеро.

4. Гегамский район. На севере рассматриваемый район граничит с

участком современной фильтрации, с запада ограничивается предгорьями Гегамского хребта, с юга—линией Кызыл-даг—Джан-тапа и с. Айриванк, а с северо-востока—оз. Севан.

По главной водораздельной линии Гегамского хребта, начиная от г. Кызыл-даг до Бугуд-дага, расположена цепь шлаковых конусов.

Параллельно главной водораздельной линии, между береговой линией озера и водоразделом, протягивается вторая цепь вулканических конусов гор Уч-тапа, Джан-тапа, Бугда-тапа.

Рельеф восточного склона Гегамского хребта в пределах описываемого района полого наклонен к озеру и является слегка бугристым.

Молодые лавы очень хорошо сохранили свою первоначальную поверхность. Местами, вследствие диагенетических процессов и процессов выветривания, лавы превращены в каменные россыпи.

В описываемом районе поверхностный сток отсутствует, что обусловлено наличием каменных россыпей, трещиноватых лав и особенностями рельефа. Отмеченные факторы благоприятствуют почти полной инфильтрации атмосферных осадков, поэтому лишь в период интенсивного таяния снегового покрова в некоторых местах образуется кратковременный поверхностный сток.

В геологическом отношении район сложен почти исключительно четвертичными лавами т. н. Ераблурского и Норбаязетского типов, причем первые занимают около 80% площади района. Мощность лав здесь превышает 115 м (скв. с. Мухан).

Древние породы на данном участке нигде не обнажаются, но, по всей вероятности, они подстилают четвертичные лавы и представлены долеритовыми базальтами, глинисто-песчанистой толщей и туфобрекчиями эоцена.

В тектоническом отношении дочетвертичные породы слагают антиклинальное поднятие ССЗ—ЮЮВ простирания. Восточное крыло отмеченной складки почти параллельно оси антиклинальной складки подвергнуто дизъюнктивному нарушению, вдоль которого расположена цепь вулканических конусов гор Уч-тапа, Джан-тапа и Бугда-тапа. Сводовая часть антиклинали несколько смещена от современной водораздельной линии. Предполагается, что на восточном крыле этого поднятия имеются второстепенные складки.

По данным электроразведки, подстилающие лавы породы к северо-западу, то есть в сторону с. Лчашен, погружаются, вследствие чего по мере погружения фундамента мощность лав увеличивается и доходит до 500 м. Поскольку характер подлавового рельефа в настоящее время не установлен, существование в нем поднятий или долин также является спорным.

Гидрогеологическая характеристика описываемого района дается, главным образом, на основании региональных исследований четвертичных лав Армянского вулканического нагорья.

Лавы Ераблурского и Баязетского типов являются наиболее молодыми среди лав, распространенных в бассейне оз. Севан. На поверхности потоков лав наблюдается обильное скопление каменных россыпей, бессточных ям и котловин, что способствует интенсивной инфильтрации атмосферных осадков вглубь породы. Поры этих лав распределены неравномерно и между собой не сообщаются, поэтому в питании подземных вод роли не играют.

Во многих частях Гегамского хребта подстилающими лавы водоупорными породами являются глины верхнего миоцена и туфобрекчии эоцена. Вследствие интенсивной трещиноватости лав, инфильтрацион-

ные воды сосредотачиваются в руслах древних долин, образуя мощные подземные потоки. Подтверждением указанного обстоятельства могут служить данные скважин, пробуренных на участке с. Мухан, глубиной 80,5—115,5 м, причем скважина у с. Мухан оказалась безводной в том случае, когда забой скважины находился на уровне Малого Севана, а в скважине № 64 встречены два водоносных горизонта, изолированных друг от друга маломощными плотными андезито-базальтами.

Верхний водоносный горизонт представлен трещиноватыми пористыми базальтами. Этот горизонт является подводящим каналом инфильтрационных вод бессточного бассейна, свидетельством чего являются сходство состава вод горизонта и озера и статический уровень воды в скважине на 1 м выше уровня озера.

Нижний горизонт залегает на глубине 36—115,5 м. На интервале 42,3—98,0 м представлен раздробленными, сильно трещиноватыми базальтами. Воды этого горизонта минерализованы—до 1604 мг/л—и относятся к сульфатному кальциево-натриевому типу. Воды подобного типа в бассейне оз. Севан не встречаются, не считая минерализованные воды района г. Камо.

Сходство химического состава вод второго горизонта с минеральными водами района г. Камо дает основание полагать, что в этом горизонте происходит смешивание пресной воды с минеральными.

Различие химического состава вод второго горизонта и озера исключает возможность питания второго водоносного горизонта водами оз. Севан.

В процессе бурения и опытных работ выяснилось, что воды второго горизонта находятся в движении, однако, направление течения потока не установлено.

5. Район современной фильтрации воды из оз. Севан. Находится в северо-западной части бассейна оз. Севан и охватывает участок, расположенный между бывшим руслом р. Раздан и с. Чкаловка.

В геолого-геоморфологическом отношении район представляет собой слабобугристое плато, сложенное глыбовыми лавами и каменными россыпями (чингилами), перекрытыми местами чехлом элювиально-делювиальных и аллювиальных отложений.

До строительства Озерной ГЭС по северной границе участка протекала р. Раздан. Поверхностный сток в описываемом районе совершенно отсутствует. Древние породы здесь не обнажаются, наличие их выявлено лишь буровыми скважинами.

Скважина, заложенная у с. Варсер на глубине 187 м, вскрыла туфобрекчии эоценового возраста, а скважина у с. Лчашен на глубине 217 м вскрыла долеритовые базальты верхнеплиоценового возраста.

Описываемый район сложен исключительно лавами четвертичного возраста, представленными андезито-базальтами верхнего плейстоцена—голоцена. Большое распространение имеют лавы Ераблурского типа, вулканические пески и пеплы верхнего плейстоцена, а также аллювиально-делювиальные образования голоцена.

В структурном отношении район современной фильтрации представляет собой тектоно-эрозионный каньон. О тектоническом происхождении каньона свидетельствует интенсивная дислоцированность пород подлавового фундамента и наличие диабазовой дайки, встреченной у с. Варсер на глубине 211—215 м. Наибольшая глубина каньона, по данным геофизических исследований, составляет 500 м у с. Лчашен. В формировании древнего каньона немалая роль принадлежит также эрозионной деятельности Палеораздана.

Данные скважин, пробуренных в течение 1957—1968 гг., позволяют уточнить зону фильтрации вод из озера на участке гор. Севан—с. Лчашен. По данным скважины, пробуренной у с. Лчашен, фильтрация вод из оз. Севан происходит, по-видимому, до глубины 138,2 м (абсолютная отметка устья скважины 1918 м), следовательно, на этом участке кроме боковой фильтрации имеет место и донная фильтрация. Наличие общей боковой и частично донной фильтрации подтверждается также данными скважины с. Варсер, где фильтрация происходит до глубины 163,8 м (абсолютная отметка устья скважины 1918,6 м). В этой скважине на глубине 182 м вскрыты напорные воды с минерализацией 1064 мг/л, которые по своему химическому составу резко отличаются от вод оз. Севан. Для сопоставления приводится химический состав вод оз. Севан, ряда скважин и родника Ттуджур (табл. 27).

Таблица 27

Наименование компонентов	Озеро Севан	Скважина у с. Варсер		Ист. 3 Ттуджур	Скважина у с. Лчашен	
		I гор.	II гор.		I и II гор.	III гор.
$Ca^{\cdot\cdot}+K^{\cdot}$ мг/л	146,28	105,34	100,97	107,4	76,00	185,73
$Ma^{\cdot\cdot}$ „	32,37	32,37	255,14	191,2	14,91	54,06
$Ng^{\cdot\cdot}$ „	58,9	54,28	116,65	22,0	38,45	44,11
$FH_4^{\cdot}$ „	0,4	0,8	4,8	—	0,8	1,2
$Ce^{\cdot\cdot\cdot}$ „	—	1,3	—	120,8	—	1,5
Se' „	78,10	71,0	78,1	9,1	56,17	421,26
HO_4'' „	12,0	75,0	1025,0	292,8	14,0	40,0
CCO_3' „	428,0	439,2	85,4	375,6	329,4	109,8
CO_3'' „	72,0	—	—	—	—	—
рухой остаток	650,0	572,0	1604,0	1020,0	427,0	1064,0
NH	8,3	7,7	7,2	5,9	7,1	6,8

В пределах пройденного разреза вскрыты три водоносных горизонта, отделяющихся друг от друга водоупорными глинистыми песками с включением редкой гальки. Первый и второй водоносные горизонты представлены верхнечетвертичными оливиновыми базальтами. По данным скважины у с. Варсер, эти горизонты залегают: 1-ый на глубине 11,7—103,2 м, 2-ой—140,4—163,8 м. Оба горизонта на юге соединяются и образуют единый горизонт, мощность которого в скважине у с. Лчашен составляет 138,2 м. К востоку, то есть к оз. Малый Севан, эти два горизонта, по всей вероятности, также объединяются, о чем свидетельствует одинаковый химический состав вод этих горизонтов и Малого Севана.

Указанные водоносные горизонты представлены оливиновыми базальтами и шлаками.

Наличие озерной воды в толще базальтов, а также ее статический уровень (в скважине у с. Варсер ниже уреза озера на 14,4 м, а в скважине у с. Лчашен—на 2,6 м) дает основание предполагать, что на этом участке происходит отток воды из озера.

Распространение этих водоносных горизонтов, насыщенных озерной водой, к западу буровыми скважинами не прослежено, этот вопрос освещается лишь геоэлектрической интерпретацией.

По данным вертикального электрозондирования (ВЭЗ) вся площадь фильтрации делится на две зоны: зона, где $\rho_к$ не превышает 250 омм и прилегающие к ней участки, где $\rho_к$ больше 1000 омм. Последние участки соответствуют, очевидно, полосе распространения безводных андезито-базальтов, а сравнительно узкая зона с $\rho_к$ до 250 омм отображает полосу развития обводненных трещиноватых базальтов.

Начальное положение этой зоны вблизи берега оз. Севан (участок Лчашен), ее направление и глубина залегания (порядка 70—100 м) дают основание предполагать, что, она по всей вероятности, является зоной фильтрации вод из оз. Севан.

Третий горизонт вскрыт скважиной у с. Варсер на глубине от 183,8 до 215,8 м и представлен в основном разрушенными туфобрекчиями эоценового возраста. Статический уровень воды третьего горизонта лишь на 1 м ниже уреза воды озера.

Резюмируя изложенные данные, можно прийти к выводу, что фильтрация вод из озера происходит почти по всему участку с. Лчашен—гор. Севан до глубины 163,8 м.

Наличие напорного горизонта в выветрелой зоне туфобрекчий эоцена дает основание полагать, что данный горизонт изолирован и не имеет связи с оз. Севан.

ПАМБАКСКАЯ КОТЛОВИНА

Памбакская котловина, представляющая собой межгорную депрессию, располагается в бассейне верхнего и нижнего течений р. Памбак.

В морфоструктурном отношении она состоит из ряда ступенчато расположенных межгорных впадин—Налбандской, Спитакской и Кироваканской, заключающих горизонты грунтовых и напорных вод. По своим размерам (в среднем 3×15 км) перечисленные впадины относятся к артезианским бассейнам малого типа с небольшими запасами подземных вод.

Среди перечисленных бассейнов наиболее хорошо изучен Налбандский, запасы артезианских вод которого подсчитаны и утверждены ГКЗ.

Налбандская межгорная впадина расположена в долине верхнего течения р. Памбак. В структурном отношении она представляет собой тектоническую котловину широтного простирания, расположенную между внутренними хребтами Малого Кавказа (фиг. 25). С севера она ограничена Ширакским хребтом, с запада—Джаджурским перевалом, с юга—Памбакским хребтом, а на востоке отрогами Ширакского и Памбакского хребтов.

Ширакский хребет по высоте и формам рельефа является среднегорным, эрозионно-денудационным, сильно расчлененным, со складчато-глыбовыми структурами коренных туфоосадочных пород. Его южные склоны круто спускаются к долине р. Памбак и прорезаны неглубокими эрозионными ущельями и узкими V-образными долинами.

Предгорья Ширакского хребта представлены средне-верхнечетвертичной делювиально-пролювиальной аккумулятивной слабо пологой продольной равниной шириной до 2 км.

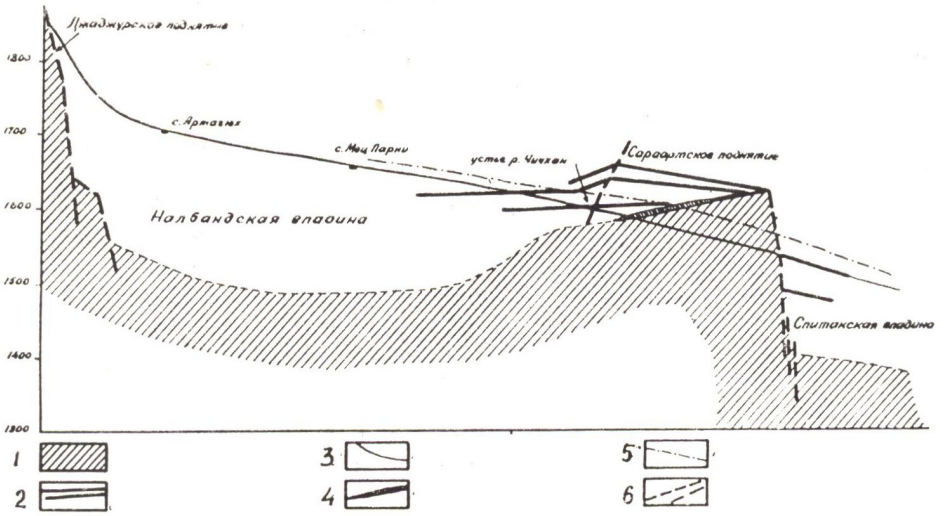
С юга Налбандскую котловину ограничивают северные склоны Памбакского хребта. Водораздельная линия Памбакского хребта отстоит от оси долины на 5—9 км. Средняя высота гребневой линии 2200 м с главными вершинами Капанак (2312,6 м), Дардыел (2311,9 м), Галинкая (2483,1 м) и Анисон (2319,2 м). Глубина расчленения доходит до 400 м.

Памбакский хребет сложен среднеэоценовой вулканогенно-осадочной толщей, последняя в юго-западной гребневой зоне хребта несогласно перекрыта вулканической толщей мио-плиоцена (андезиты, андезито-дациты и дациты).

Эта забронированная лавами зона имеет слабо расчлененный рельеф с обособленными вершинами округлой формы, возвышающимися над гребнем на 100—200 м; местами обнажены подстилающие породы,

образующие обрывистые склоны и уступы. Памбакский хребет и его отроги имеют денудационно-эрозионный рельеф с густой сетью узких V-образных долин горных рек и сухоречий.

Как отмечалось выше, на западе Налбандская впадина ограничивается невысокой Джаджурской меридиональной грядой, шириной



Фиг. 25. Продольный профиль вдоль долины р. Памбак (по Е. Е. Милановскому). Условные обозначения: 1. эоценовый складчатый субстрат, 2. горизонты туфов и туфолав, переслаивающих толщу аллювиальных отложений, 3. продольный профиль р. Памбак, 4. известково-брекчиевая толща, 5. вюрмская терраса, 6. новейшие разломы.

3—4 км. В средней части этой гряды, на высоте 1950—1960 м, сохранилась древняя терраса. Это останец типичной «висячей» палеодолины, соединявшей прежде Памбакскую впадину с Ширакской.

Среднегодовое количество атмосферных осадков, выпадающих в котловине, колеблется от 400 мм (в долине р. Памбак) до 600—700 мм (в вершинном поясе окружающих долину хребтов).

Около половины суммы годовых осадков выпадает здесь в период с апреля до средних чисел июня, преобладающая часть которых (ливневые) пополняют сток р. Памбак. Примерно 25% атмосферных осадков выпадает в виде снега, таяние которого, в силу различия температурных условий высотных зон, растягивается до наступления летнего периода, что благоприятствует регулированию инфильтрации на северных склонах Памбакского хребта.

На южных склонах Ширакского хребта процесс снеготаяния происходит интенсивнее и на подземное питание приходится значительно меньше инфильтрующихся осадков.

При ливневом характере выпадающих здесь осадков и интенсивном снеготаянии часто образуются сели.

Налбандская впадина сложена озерно-речными отложениями, мощность которых превышает 100 м.

В создании озерного режима и накоплении мощных отложений большую роль играли поперечные тектонические поднятия и вулканические выбросы, запрудившие долину р. Памбак.

Ширакский и Памбакский хребты являются областью питания подземных вод Памбакской впадины. На Ширакском хребте, сложенном слабоводопроницаемыми туфогенными породами, преобладает поверхностный сток. Последний частично поглощается делювиально-пролювиальными отложениями предгорий равнины и вместе с водами, инфильтрующимися непосредственно в пределах Памбакской равнины, поступает в артезианский бассейн. Однако доля участия вод Ширакского хребта в питании подземных вод бассейна незначительна, вследствие южной экспозиции, большой крутизны и сильной расчлененности склонов, создающих благоприятные условия для быстрого стока атмосферных вод.

Правобережная часть долины р. Памбак, составляющая примерно 65% всей площади водосбора, является основной областью питания подземных вод. Вершинный пояс Памбакского хребта сложен сильно водопроницаемыми лавами, в контакте которых с подстилающими туфогенными породами отмечается ряд родников. Атмосферные воды вместе с водами поверхностного стока, просачиваясь через рыхлообломочные образования конусов выноса рек, питают водоносные горизонты комплекса озерно-речных отложений Налбандской впадины. Часть этих вод в виде грунтового потока проходит по пойменным отложениям р. Памбак.

Северная экспозиция склонов Памбакского хребта, пологие и сглаженные формы рельефа создают благоприятные условия для инфильтрации атмосферных вод.

Нисходящий разрез геологических образований района представляется в следующем виде:

1. современные аллювиально-пролювиальные и делювиальные отложения;
2. озерно-речные отложения верхнечетвертичного возраста;
3. неоген-четвертичные лавовые образования—андезиты, андезито-базальты и липариты;
4. палеогеновые туфопесчаники, туфобрекчии, туффиты, туфы, порфириты и др;
5. верхнемеловые осадочные породы—известняки, мергели, реже песчаники.

Аллювиальные отложения представлены разнозернистыми песками и валунно-галечными отложениями, развитыми в поймах и современных террасах притоков р. Памбак. Пролювиальные отложения представлены нагромождениями щебенисто-дресвяных и супесчаных образований, распространенных в конусах выноса временных водотоков и в устьевых частях притоков второго порядка. Делювиальные отложения в виде различной мощности чехла покрывают пологие склоны и предгорья хребтов.

Озерно-речные отложения выполняют собственно Памбакскую котловину. Представлены они чередующимися слоями глин, песков и валунно-галечных отложений. В разрезе отложений имеется покров вулканических туфов.

Лавовые образования развиты в южных и западных частях района. Они представлены сильно трещиноватыми породами. Нижний контакт лав местами обводнен и питает родники.

Породы вулканогенно-осадочной толщи, слагающие Ширакский и Памбакский хребты, характеризуются слабой трещиноватостью, проникающей до глубины 30—40 м. Большая часть родников этого комплекса приурочена к контакту коренных пород с делювием. Следует отме-

тить, что относительно повышенная обводненность пород вулканогенно-осадочной толщи отмечается на северных слабо эродированных и менее крутых склонах Памбакского хребта.

Известково-мергельные породы мела имеют небольшое распространение по площади; они обнажаются в ядре Ширакской антиклинали. У Ширакского перевала меловые известняки надвинуты на туфогены палеогена; с зоной надвига связаны довольно мощные родники.

Трещиноватость пород этого комплекса развита как по плоскостям напластования, так и по разрезу отдельных пластов.

Выдержанные водоносные горизонты констатированы лишь в разрезе озерно-речных отложений Налбандской впадины и в конусах выноса притоков р. Памбак. Остальные комплексы пород характеризуются спорадическим распространением трещинных вод в коре выветривания и в контактовых частях литологических типов пород.

В пределах рассматриваемого артезианского бассейна водоносные горизонты приурочены к озерно-речным отложениям, геолого-литологический разрез которых представлен в следующем виде:

1. Почвенный слой, мощностью 1—2 м, представленный супесчано-суглинистыми образованиями, а местами—торфяниками.

2. Песчанистые глины, мощностью 5—40 м, с маломощными линзами и прослойками песчано-гравелисто-галечных образований, с которыми связан горизонт грунтовых вод.

3. Озерные глины, мощностью 3—5 м; служат верхним водоупором. В восточной части осевой части впадины, вследствие увеличения в составе глины содержания обломочного материала, осуществляется гидравлическая связь между напорными и грунтовыми водами.

4. Разнозернистые пески с гравием и галькой, мощностью 20—50 м; являются резервуаром напорных вод.

В разрезе этих отложений отмечаются выдержанные прослои и линзы глин, обусловливающие наличие нескольких водоносных горизонтов.

5. Покров вулканических туфов, мощностью 5—7 м.

6. Глины с обломками различных пород, мощностью 30—50 м.

7. Коренное основание, представленное туфогенными породами.

Породы, указанные в пунктах 5, 6, 7, служат нижним водоупором артезианского бассейна.

В разрезе песчано-гравелисто-галечных отложений констатированы три слоя водоносных песков. Нижний слой водоносных песков с плохо окатанными гальками различных пород залегает на водоупорных глинах и туфах. Этот слой является наиболее распространенным и выдержанным, залегает по всей площади чаши котловины и слабо наклонен с запада на восток.

В западной части котловины, на участке сс. Артагюх—Лусахпюр, на глубине 18—20 м залегает средний слой водоносных песков с обломками и галькой различных пород. Количество и размеры последних уменьшаются с запада на восток. Это объясняется тем, что наиболее глубоководные участки озера находились в восточной части впадины. В центральной части впадины, на участке сс. Мец Парни—Сараландж, средний слой водоносных песков соединяется с нижним. Суммарная мощность их достигает здесь 30,1 м. Средний водоносный слой также имеет слабый наклон на восток.

Таким образом напорные водоносные горизонты характеризуются следующими параметрами (табл. 28):

Таблица 28

Горизонты	Глубина залегания в м	Мощность в м	Напор над кровлей в м	Наибольшая протяженность в км
Верхний	18,4—32,3	1,5—9 ,8	20—27	4,5
Средний	20,5—44,6	5,3—20,4	20—50	3,1
Нижний	22,0—92,6	3,8—9 ,7	20—77	12,9

Фундамент впадины представляет собой вогнутую чашу, вытянутую с запада на восток. Наиболее широкая часть чаши расположена между сс. Цахкашен, Мец Парни и Сараландж.

Дно чаши сложено вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена (туфобрекчии, туфопесчаники).

В периферических частях водоносный горизонт распространяется в отложения конусов выноса притоков р. Памбак, представленные глыбами, валунами и обломками различных пород с песчаным и песчано-глинистым заполнителем.

Верхние горизонты этих отложений сильно водопроницаемые, но большую часть года безводны, а нижние—насыщены и питают напорный горизонт.

Самый крупный конус выноса имеет р. Авдибек—правый приток р. Памбак. Немалую роль в питании артезианского бассейна играют отложения конусов выноса ручьев Катнаджур, Артагюх, Лусахпюр и ряда других.

В Памбакской межгорной впадине, как уже отмечалось, нижний водоносный слой залегает на озерных слабо песчанистых глинах и туфах. Последние вместе с коренными вулканогенно-осадочными породами служат нижним водоупором для напорных вод. Единый горизонт напорных вод разделяется на отдельные водоносные пласты слоями песчанистых глин.

Напорный водоносный горизонт перекрывается слоем озерных водоупорных глин. Отложением последних завершается озерный режим развития Памбакской впадины.

Отмеченные глины в виде сплошного чехла простираются до района сс. Артагюх и Лусахпюр. Далее к западу относительным водоупором являются мощные аллювиально-пролювиальные глинистые пески с маломощными прослойками и линзами галек и разнозернистых песков. Линзы и прослойки водопроницаемых галек и песков служат «окнами», через которые происходит инфильтрация атмосферных вод в водоносный горизонт.

Пьезометрическая поверхность подземных вод в котловине имеет общий уклон с запада на восток и от предгорий к осевой части впадины. Отмеченное обстоятельство свидетельствует о том, что в центральной и восточной частях артезианского бассейна происходит частичная разгрузка напорных вод. Последние, насыщая почвы и грунты, обуславливают образование здесь торфяников и заболоченных участков, которые после осушения могут быть использованы под посевы.

Таким образом, в пределах Памбакской межгорной впадины имеется замкнутый бассейн подземных напорных вод с достаточно устойчивым режимом элементов водного баланса.

Подсчитанные естественные запасы подземных вод песчано-галечных отложений Памбакского артезианского бассейна составляют около $1{,}25 \cdot 10^8$ м^3.

Естественные ресурсы подземных вод определены методом общего водного баланса и составляют около $1 \cdot 10^8$ м^3.

Расчеты показывают, что при отборе воды из напорных горизонтов в количестве 150 л/сек, эксплуатация обеспечена на долгий срок.

По химическому составу напорные воды Памбакской впадины отчосятся к гидрокарбонатному кальциевому типу с минерализацией до 400 мг/л при общей жесткости 2,5—4 мг/экв.

ГЛАВА VIII

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Многообразие природных условий территории Армении, подчиненное вертикальной поясности, обусловливает сложность механизма формирования режима подземных вод.

Климат вертикальных природных поясов Армянской ССР изменяется от сухого субтропического в местах наибольшего понижения рельефа до холодного горно-тундрового, охватывающего вершинную часть горных хребтов и массивов. Соответственно этому по мере повышения гипсометрии понижается температура и минерализация вод, а режим становится более неустойчивым.

Главенствующим фактором, регулирующим формирование режима подземных вод по вертикали, является степень увлажненности, меняющаяся по вертикали от недостаточного увлажнения в предгорных равнинах до избыточного в вершинных и привершинных зонах. Помимо этого, немаловажную роль играют геоморфологические и геологические условия, а также хозяйственная деятельность человека—орошение земель, строительство водохранилищ и каналов, водозаборы и т. д.

Режим подземных вод территории Армении, изучался в основном Гидрорежимной станцией управления геологии СМ Армянской ССР, материалы которой широко использованы при составлении настоящей главы.

1. Гидрогеологическое районирование территории Армении по условиям формирования режима подземных вод.

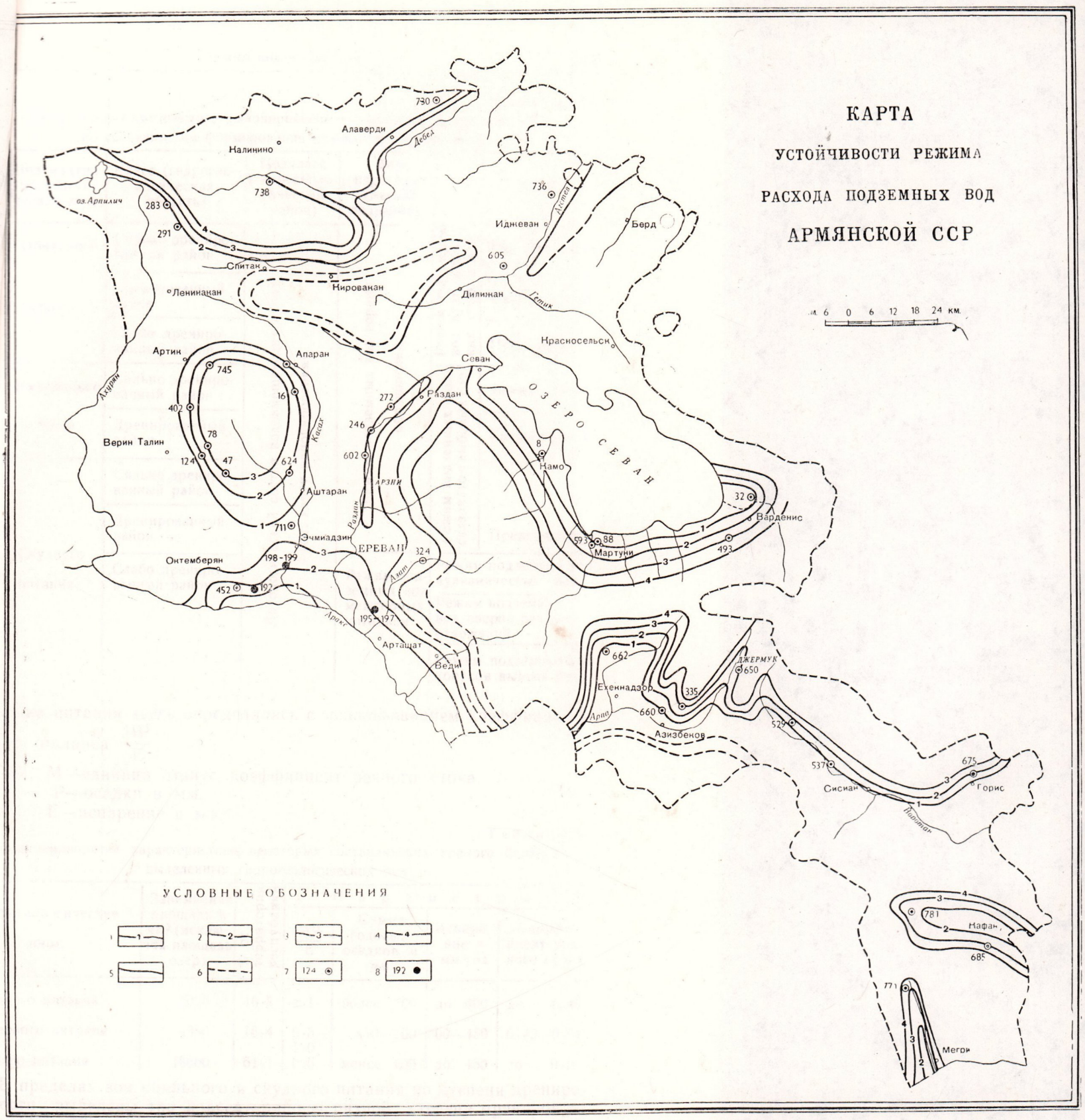
Гидрогеологическое районирование Армянской ССР произведено в основном согласно принципам гидрогеологического районирования территории СССР, разработанным А. А. Коноплянцевым и В. С. Ковалевским (1964), с учетом специфики формирования режима подземных вод Армении. Надо подчеркнуть еще раз, что территория Армянской ССР отличается исключительным многообразием природных условий.

В зимний период отрицательная температура воздуха и промерзание верхней коры зоны аэрации предопределяют отсутствие питания подземных вод сверху. Жидкие атмосферные осадки и талые снеговые воды инфильтруются главным образом весной и в начале лета, в это время расходы выклинивающихся родников резко повышаются. Плавными кривыми реагируют подземные воды на инфильтрацию летних и осенних осадков. Отмеченное позволяет отнести территорию Армении к провинции сезонного, преимущественно весеннего питания подземных вод.

Выделены три подтипа режима подземных вод—гидрогеологические зоны с обильным, умеренным и скудным питанием (табл. 29).



Фиг. 26. Условные обозначения: 1. границы гидрогеологических зон скудного питания, 2. границы гидрогеологических зон обильного питания, 3. гидрогелогические районы, слабо дренированные с террасовым типом режима, 4. гидрогеологические районы, дренированные со склоновым типом режима, 5. гидрогеологические районы, сильно дренированные со склоновым типом режима.



Фиг. 27. Условные обозначения: изолинии колебания дебитов родников: 1. от 0 до 25%, 2. от 25 до 50%, 3. от 50 до 75%, 4. от 75 до 100%, 5. изолинии колебания дебитов родников, построенные по фактическим данным, 6. предполагаемые изолинии колебания дебитов, 7. родник и его номер, 8. скважина и ее номер.

Таблица 29

Схема гидрогеологического районирования территории Армянской ССР по особенностям формирования режима подземных вод

Тип	Подтип (гидрогеологическая зона)	Класс (гидрогеологическая область)	Подкласс (гидрогеологический район)	Вид (гидрогеологический подрайон)		Подвид
Провинция распространения подземных вод сезонного, преимущественно весеннего питания	Обильного питания	Сильно дренированный район	Литологический состав водовмещающих пород (см. карту районирования)	Режим подземных вод горных образований	Режим подземных вод вулканических сооружений	Высокогорный
		Дренированный район				Среднегорный
		Слабо дренированный район				Предгорный
	Умеренного питания	Сильно дренированный район			Режим подземных вод склатчато-глыбовых гр	Высокогорный
		Дренированный район				Среднегорный
	Скудного питания	Сильно дренированный район				Предгорный
		Дренированный район				
		Слабо дренированный район		Режим подземных вод межгорных котловин	Режим подземных вод вулканических плато	
					Режим подземных вод озерно-речных отложений	
					Режим подземных вод конусов выноса рек	

Величина питания здесь определялась с использованием коэффициента водного баланса $\frac{МР}{Е}$

где М—единица минус коэффициент речного стока,
Р—осадки в мм,
Е—испарение в мм.

Таблица 30

Ниже приводится характеристика некоторых составляющих водного баланса выделенных гидрогеологических зон

Гидрогеологические зоны:	Занимаемая площадь в км² (исключая площадь озер)	% от территории республики	Параметры			
			$\frac{МР}{Е}$	Сумма годовых осадков в мм	Испарение в мм/год	Коэффициент речного стока
Обильного питания	5020	16,8	>1	более 700	до 400	до 0,47
Умеренного питания	4880	16,4	0,5—1,0	450—700	300—450	0,49—0,61
Скудного питания	18600	61,1	0,5	менее 400	до 450	до 0,5

В пределах зон обильного и скудного питания по степени дренированности выделены три класса—районы разной степени дренированности (фиг. 26):

1. сильно дренированные, 2 дренированные и 3. слабо дренированные.

Для зон умеренного питания выделены районы: 1. сильно дренированные и 2. дренированные.

В пределах распространения режима 1 класса, в горных районах наблюдается сильная расчлененность рельефа и большая крутизна склонов, вследствие чего большая часть выпадающих атмосферных осадков расходуется на поверхностный сток, лишь незначительная часть их питает мелкие родники с неустойчивым, зачастую сезонным режимом расходов. К сильно дренированным районам отнесены складчато-глыбовые хребты ЮВ и СВ частей республики.

К дренированным районам причислено Центральное вулканическое нагорье Армении, характеризующееся наличием многочисленных лавовых плато со слабо расчлененным рельефом. Режим расходов выходящих здесь источников в зависимости от гипсометрических отметок выходов, величины площади водосборного бассейна и т. д. различен—колебание варьирует в пределах от 19,5 до 78,2% (фиг. 27).

К слабо дренированным районам отнесены межгорные котловины—Араратская, Масрикская, Ленинаканская, Лорийская и др. со слабо расчлененным равнинным рельефом. Слабо дренированные районы совпадают в основном с областями со скудным питанием подземных вод. Исключение составляют Лорийская и часть Ленинаканской котловины. Глубина залегания грунтовых вод в межгорных котловинах небольшая, что, безусловно, влечет за собой увеличение роли испарения в расходной части баланса грунтовых вод и повышение их минерализации. Таким образом, в пределах межгорных котловин режим грунтовых вод формируется в условиях сравнительно интенсивного инфильтрационного питания при значительной величине испарения, слабом оттоке и малой глубине залегания грунтовых вод, предопределяющей тесную связь их режима с метеорологическими факторами.

Учет особенностей геологического строения и гидрогеологических условий и, в первую очередь, литологического состава пород, определяющих условия питания грунтовых вод (Тер-Мартиросян, 1968) позволяет выделить отдельные гидрогеологические единицы—подклассы. Так, выделяются районы распространения четвертичных озерно-речных отложений межгорных котловин и лавовых плато, где наряду с грунтовыми, формируются и напорные воды в виде отдельных гидравлически связанных водоносных горизонтов. В некоторых случаях испарение с зеркала грунтовых вод преобладает над инфильтрацией, дефицит влаги в этом случае компенсируется подпитыванием их за счет нижезалегающих напорных вод, имеющих достаточный пьезометрический уровень.

Следующим подклассом являются районы распространения миоплиоценовых и четвертичных лавовых образований, характеризующихся, особенно в верхней зоне, сильной водопроницаемостью. Атмосферные осадки, выпадающие на трещиноватые, часто раздробленные незадернованные породы, беспрепятственно проникают вглубь пород, формируя крупные подземные водотоки. По данным стоковой площадки № 1 гидрорежимной станции Управления геологии СМ Арм. ССР на привершинном плато массива г. Арагац, на абсолютной отметке 3225 м, только 10,7% выпавших жидких атмосферных осадков (сильный ливневый дождь продолжительностью 3 часа) образовали поверхностный сток, 0,25% пошло на испарение и 89,05% воды инфильтровалось вглубь пород. При менее интенсивном и продолжительном дожде почти вся

вода расходуется на инфильтрацию, лишь небольшая часть идет на испарение.

Большая часть подземных водотоков, формирующихся в пределах вулканических массивов и нагорий, разгружается в виде крупных родников (до 1,5 м³/сек) с постоянным и весьма постоянным режимом. Эти родники служат надежным источником хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения промышленных центров и большинства населенных пунктов республики.

В пределах складчато-глыбовых гор СВ и ЮВ Армении развиты осадочные, вулканогенно-осадочные и интрузивные образования, к которым приурочены источники с неустойчивым режимом расходов.

Здесь выделяются режимы подземных вод горных образований и межгорных котловин. Режим подземных вод горных образований в свою очередь делится на высокогорный, среднегорный и предгорный подвиды, а межгорных котловин—на режим подземных вод вулканических плато, озерно-речных отложений и конусов выноса рек.

2. Сезонные изменения режима подземных вод.

Подземные воды Центрального вулканического нагорья Армении. В пределах Центрального вулканического нагорья Армении распространены трещинные воды мио-плиоценовых и четвертичных лавовых образований, связанные в основном с погребенными под лавами древними речными долинами, к которым приурочены крупные выходы подземных вод (Айгерлические, Акункские, Апаранские родники).

В высокогорных частях вулканических массивов, на абсолютных отметках 2500—3600 м встречается ограниченное количество мелких родников. Режим их крайне неустойчив, так как циркуляция воды здесь происходит в приповерхностной зоне трещиноватости, а разгрузка подземных вод осуществляется в ряде случаев в пределах ограниченных по площади водосборных бассейнов или на участках, примыкающих к ним. Подземные воды здесь обычно разгружаются в виде родников сезонного действия, пересыхающих зимой и действующих в вегетационный период года, в течение 3—4 месяцев. Кривые колебания дебитов высокогорных родников и температуры воздуха в районе их выходов совершенно синхронны (см. фиг. 13).

Подземные воды среднегорных зон вулканических сооружений (1500—2000 м), циркулирующие на сравнительно больших глубинах—150, иногда 200—250 м, обладают более устойчивым режимом. В ходе годовых колебаний дебитов родников среднегорных зон с начала года и до начала апреля наблюдается небольшое понижение расходов, являющееся продолжением цикла колебаний предыдущего года, после чего расходы родников повышаются и в конце апреля—начале мая достигают своих наивысших значений. Снижение расходов происходит очень плавно, наинизшие значения их замечены в осенне-зимние месяцы. У ряда родников, кроме весеннего, замечается довольно четко выделяющийся осенний максимум. В региональном аспекте режим подземных вод среднегорных зон Центрального вулканического нагорья Армении характеризуется резким повышением уровня и дебита, непродолжительностью максимальных расходов и плавным, длительным понижением. Минимальные уровни и расходы их держатся 1—2 месяца.

Наиболее устойчивым режимом обладают подземные воды, выклинивающиеся в виде родников в предгорных зонах вулканических массивов и нагорий, ограниченных горизонталями 900—1500 м. Мини-

мальные расходы их приходятся на зимние месяцы (декабрь—февраль). С максимальной отдачей родники действуют в июне—августе, наивысшие значения дебитов держатся от нескольких дней до 1—1,5 месяцев.

В многолетнем разрезе замечается определенная ритмичность в колебаниях дебитов источников, выходящих в среднегорных и предгорных зонах вулканических массивов и нагорий (фиг. 28). Продолжительность одного ритма колебания дебитов, т. е. промежуток времени, в течение которого расходы источников достигали своих экстремальных значений по отношению к предыдущим и последующим годам, различна и равна в большинстве случаев 4 или 9 годам. Здесь уместно отметить, что отыскание ритмичности или периодичности в колебаниях дебитов и уровней подземных вод имеет большое значение для народного хозяйства. В частности, выявленные периодичности позволят прогнозировать дебиты и уровни подземных вод на ряд лет, что необходимо для планомерной борьбы с заболачиванием и засолением почв, уточнения времени и нормы поливов и т. д.

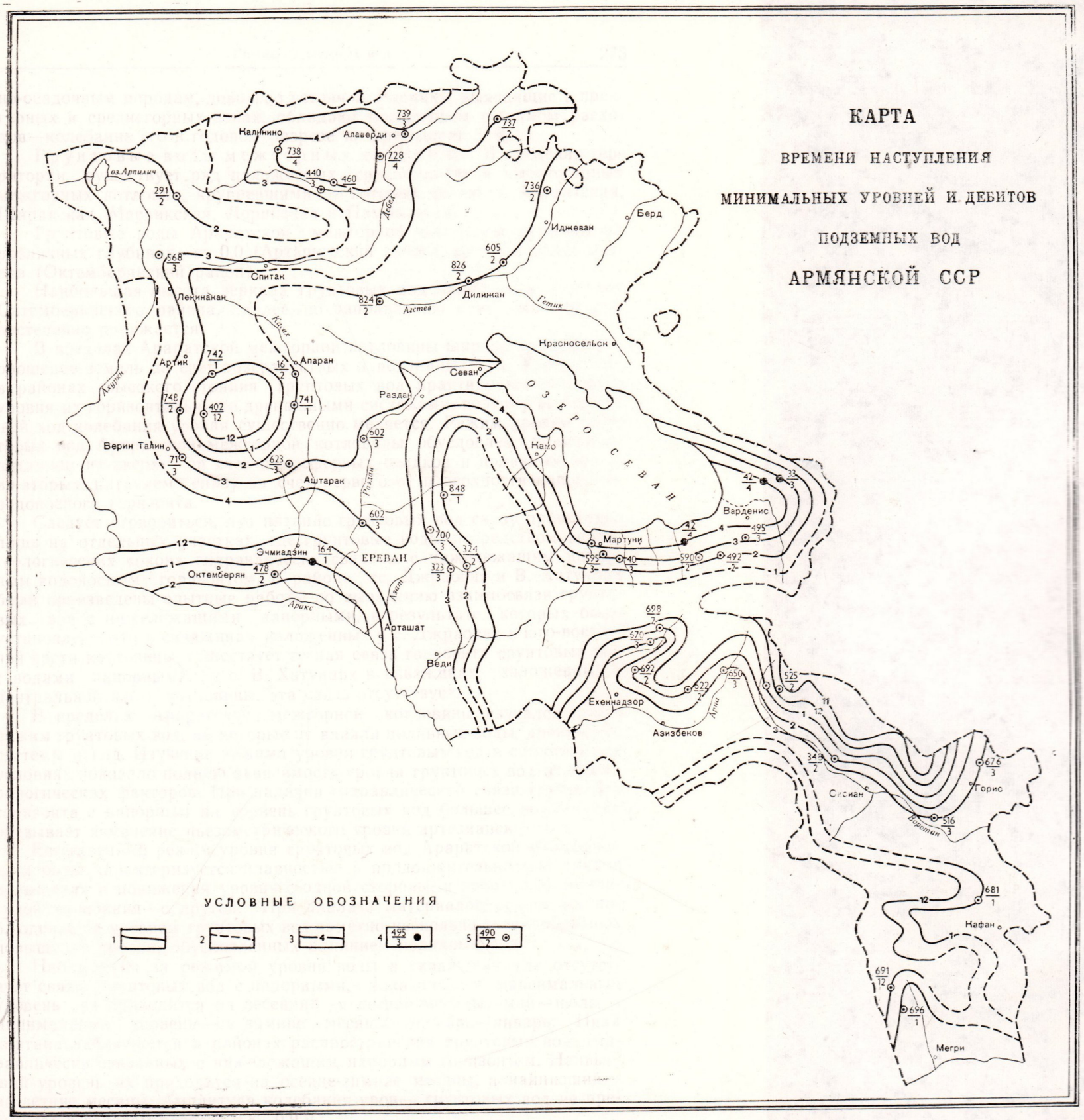
Подземные воды складчато-глыбовых гор северной и южной частей Армянской ССР. В эту гидрогеологическую единицу входят области распространения осадочных, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород.

Осадочные породы представлены в основном известковыми и мергелистыми породами, развитыми большей частью в предгорьях, окаймляющих Араратскую межгорную котловину. В пределах последней подземные воды приурочены к верхней зоне трещиноватости и не играют сколь-либо заметной роли в гидрогеологии территории республики. В отличие от них в карбонатных породах формируется значительное количество подземной воды, имеющей зачастую решающее значение в хозяйственно-питьевом и производственно-техническом водоснабжении ряда народно-хозяйственных объектов республики. Расходы родников, приуроченных к породам карбонатного комплекса, подвержены ощутимым сезонным колебаниям. Режим их характеризуется плавным, продолжительным повышением и понижением. Наивысшие значения расходов замечены в основном в весенние месяцы, наинизшие—в осенние и зимние месяцы—ноябре—январе. Экстремальные значения расходов продолжаются в течение 1—3 месяцев.

Вулканогенно-осадочные и интрузивные породы распространены в центральных и особенно южных районах республики. Ввиду довольно слабой трещиноватости вулканогенно-осадочной толщи, как правило, породы ее слабо водообильны. Только в привершинной, сильно увлажненной зоне некоторых горных хребтов (Памбакский, Мургузский, Каен) эти породы имеют сравнительно высокую водообильность—здесь встречаются родники с дебитом до 10 л/сек.

Породы интрузивного комплекса имеют меньшее распространение и встречаются в основном в восточной, северной и юго-восточной частях территории Армении. По данным пробуренных скважин в интрузивных породах до глубины 20 м развиты трещины выветривания, ниже 20 м породы не затронуты выветриванием. Вследствие этого циркуляция подземных вод происходит в приповерхностной зоне и режим их расходов подвержен значительным сезонным колебаниям. Процент колебания дебитов родников, выходящих в предгорной зоне, достигает 40—45, в среднегорных районах—55—75 и в высокогорных областях—до 95%. Встречается также значительное количество родников сезонного действия.

Режим подземных вод, приуроченных к осадочным и вулканоген-



Фиг. 28. Условные обозначения: 1. изолинии времени наступления минимального уровня и расхода подземных вод, построенные на основании фактических данных, 2. предполагаемые изолинии времени наступления минимального уровня и расхода подземных вод, 3. месяц наступления минимального уровня подземных вод, 4. скважина: в числителе—номер, в знаменателе—время наступления минимальных уровней и расходов, 5. родник: в числителе—номер, в знаменателе—время наступления минимальных расходов.

но-осадочным породам, довольно устойчив. Родники, выходящие в предгорных и среднегорных зонах, обладают постоянным режимом расходов—колебание его в годовом разрезе не превышает 35%.

Грунтовые воды межгорных котловин. В пределах территории существует ряд наложенных среднегорных и высокогорных межгорных котловин, крупнейшими из которых являются Араратская, Ширакская, Масрикская, Лорийская и Памбакская.

Грунтовые воды Араратской межгорной котловины залегают на различных глубинах—от 0,0 (Арташатский район) до 1,5 и более метров (Октемберянский район).

Наибольшая высота зеркала грунтовых вод замечена в пределах Октемберянского района, далее, по направлению к юго-востоку, она постепенно понижается.

В пределах Араратской межгорной котловины широко применяется орошение земель за счет поверхностных и подземных вод. Кроме того, в районах высокого стояния грунтовых вод практикуется снижение уровня их горизонтальными дренажными системами, поэтому естественный ход колебания уровня существенно меняется. Режим уровня грунтовых вод Араратской межгорной котловины обусловлен: по-первых, питанием их сверху за счет атмосферных осадков и поливных вод и, во-вторых, питанием снизу за счет первого от поверхности напорного водоносного горизонта.

Следует оговориться, что питание грунтовых вод снизу происходит лишь на отдельных участках, где грунтовые воды посредством гидрогеологических «окон» гидравлически связаны с нижележащим напорным водоносным горизонтом. В районе сс. Джраовит и В. Хатунарх были произведены опытные работы по выявлению взаимосвязи грунтовых вод с нижележащими напорными, в результате которых было установлено, что в скважинах, заложенных у с. Джраовит в юго-восточной части котловины, существует тесная связь горизонта грунтовых вод с водами напорными, у с. В. Хатунарх в скважинах, заложенных в центральной части котловины, эта связь отсутствует.

В пределах Араратской межгорной котловины изучался также режим грунтовых вод, на которые не влияли поливные воды, дренажные системы и т. д. Изучение режима уровня грунтовых вод в естественных условиях показало полную зависимость уровня грунтовых вод от метеорологических факторов. При наличии гидравлической связи грунтового горизонта с напорным на уровень грунтовых вод большее воздействие оказывает изменение пьезометрического уровня артезианских вод.

Естественный режим уровня грунтовых вод Араратской межгорной котловины характеризуется плавностью и продолжительностью циклов повышения и понижения уровня с одной стороны, и небольшой амплитудой колебания—с другой. При анализе материалов режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод заметно несколько скачкообразных повышений уровня, обусловленных влиянием поливных вод.

Наблюдения за режимом уровня воды в скважинах, где отсутствует связь грунтовых вод с напорными, показали, что максимальный уровень их приходится на весенние и летние месяцы—май—июль, а минимальный уровень—на зимние месяцы—декабрь—январь. Иная картина наблюдается в районах распространения грунтовых вод, гидравлически связанных с нижележащим напорным горизонтом. Наивысший уровень их приходится на осенне-зимние месяцы, а наинизший—на летние месяцы. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод не превышает в годовом разрезе 0,8—0,9 м.

Большое влияние на режим уровня грунтовых вод оказывают также многочисленные фонтанирующие скважины. На участках, где их воды отводились, создавались депрессионные воронки и в результате снижения пъезометрического уровня напорных вод, при условии их взаимосвязи с грунтовыми, уровень последних также снижался. На участках же, где воды самоизливающихся скважин не отводились, образовалась заболоченность, а в некоторых случаях наблюдалось и засоление почв.

Грунтовые воды Ширакской межгорной котловины залегают значительно глубже—на глубине от 10 до 75 м от поверхности земли. Здесь заметно понижение гипсометрической высоты зеркала грунтовых вод по направлению от предгорий массива г. Арагац и Джавахетского хребта к р. Ахурян.

Режим грунтовых вод Ширакской межгорной котловины изучался в естественных условиях, т. к. здесь поливные воды почти не играют роли в формировании режима.

В пределах названной котловины режим уровня грунтовых вод характеризуется большой стабильностью.

По данным Г. Г. Мартиросяна, амплитуда колебания уровня здесь в годовом разрезе не превышает 0,06 м. В региональном плане наивысшее стояние грунтовых вод наблюдается в весенне-летние месяцы, а наинизшее—в осенне-зимние.

Аналогичная картина наблюдается в грунтовых водах Памбакской межгорной котловины, разница заключается лишь в высоте стояния грунтовых вод. В некоторых скважинах уровень воды превышает устье до 9,7 м (на данном участке распространены болота). Наинизшее стояние грунтовых вод, по данным Л. В. Дасояна, составляет 40 м. Наивысший уровень замечен весной и в начале лета, а наинизший—зимой, при почти полном отсутствии питания грунтовых вод.

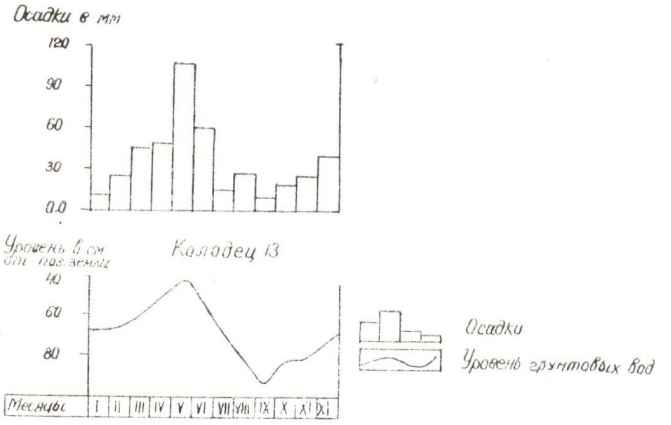
Первые от поверхности два водоносных горизонта Масрикской межгорной котловины имеют много общего в механизме питания, направления движения, разгрузки, что позволяет рассматривать их как единый горизонт грунтовых и слабонапорных вод, приуроченный к аллювиальным и озерно-лагунным образованиям.

Наибольшая глубина залегания грунтовых вод здесь наблюдается в периферических частях бассейна; по мере удаления от предгорий к равнине уровень грунтовых вод повышается и в центральной части приобретает положительный напор, достигающий местами +2 м от поверхности земли. Уровень грунтовых вод данного горизонта колеблется в пределах от +2 до —25 м, движение потока имеет направление с востока—юго-востока к центру равнины. Годичный цикл наблюдений за режимом уровня грунтовых вод в шурфах показал, что амплитуда колебания уровня не превышает 0,24—0,57 м, при этом замечено два максимума: один в январе, а другой в июле—августе. Второй максимум выражен менее ярко. Наинизшие уровни наблюдаются весной и осенью (Вегуни, 1966) (фиг. 29).

Напорные воды межгорных котловин. Изучение режима расхода фонтанирующих скважин межгорных котловин показало высокую стабильность их в годовом разрезе. В периферических частях межгорных котловин (по данным пробуренных скважин) экстремальные значения наступают несколько раньше, чем в центральных, поскольку питание артезианских вод начинается с окраин, куда волна напора доходит раньше. Кроме того, расположение скважин в пределах того или иного артезианского бассейна также влияет на устойчивость

режима расхода. Скважины, пробуренные в центральных частях артезианских бассейнов, фонтанируют с более постоянным дебитом.

Амплитуда колебания дебитов разных скважин различна и зависит от колебаний напора в течение года. Скважины с большим положительным напором (до 15 м) характеризуются менее значительными коле-



Фиг. 29. График колебания уровня грунтовых вод юго-восточной части бассейна озера Севан в зависимости от осадков.

баниями дебита. Вследствие значительной отдаленности областей питания и накопления артезианских вод, а также слабой водопроницаемости пород, метеорологический фактор отражается на режиме напорных вод с некоторым опозданием.

В пределах Араратской межгорной котловины с начала года происходит плавное и чрезвычайно длительное понижение расходов фонтанирующих скважин, продолжающееся до июня—июля месяцев. Далее наступает повышение расходов, максимальные значения их замечены в декабре—январе. Характерной чертой режима расходов самоизливающихся скважин Араратской межгорной котловины является плавность повышения и понижения напоров с одной стороны и непродолжительность их экстремальных значений—с другой (см. фиг. 19).

В многолетнем изменении расходов артезианских скважин бассейна заметна тенденция к снижению, связанная с нарушением естественного режима подземных вод вследствие интенсивного водоотбора многочисленными самоизливающимися скважинами.

Установлено, что ритмичность колебания расходов скважин Араратской межгорной котловины составляет 8 лет.

Режим расхода напорных вод Масрикской межгорной котловины также характеризуется большой устойчивостью—колебание их не превышает 25% и характеризуется в годовом разрезе одним максимумом и несколькими периодами минимальных значений дебитов. Период наивысших значений расходов приурочен к осенним и зимним месяцам—октябрю—декабрю и характеризуется продолжительностью примерно в 1 месяц. Наинизшие дебиты повторяются в году несколько раз: в одних случаях они приурочены к первому полугодию и повторяются с некоторыми перерывами, а в других—замечены на протяжении всего лишь нескольких дней весной или летом.

Характерной чертой режима напорных подземных вод Масрикской межгорной котловины является продолжительность периода миниманль-

ных расходов и кратковременность действия наивысших значений дебита.

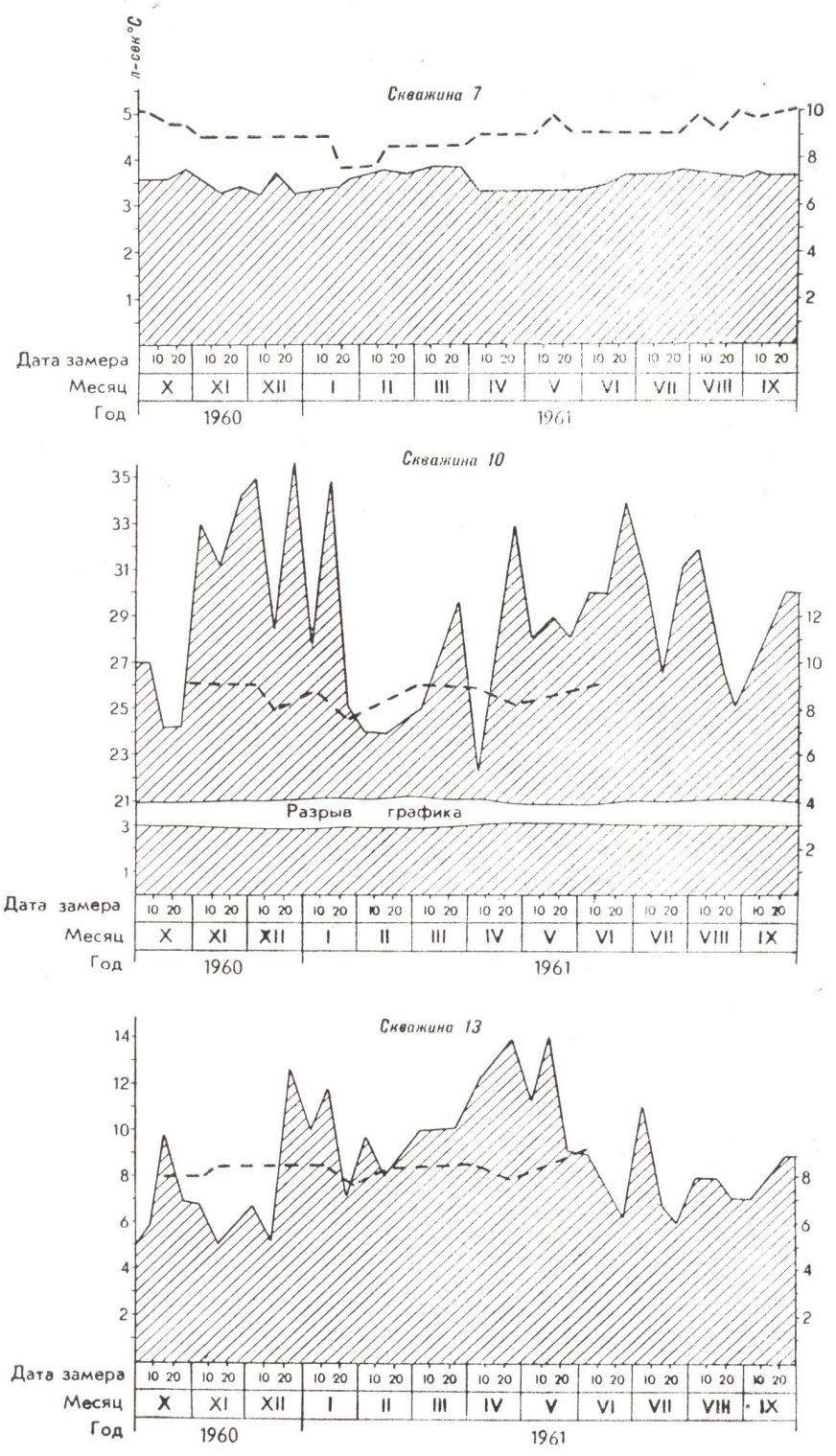
Многолетнее изучение режима напорных вод Масрикской межгорной котловины показало изменчивость его во времени, причем здесь также наблюдается некоторое понижение расходов (фиг. 30). Это объясняется с одной стороны снижением уровня оз. Севан, вследствие чего произошло падение пъезометрического напора и, как следствие этого, снижение дебита фонтанирующих скважин. С другой стороны, некоторое воздействие на режим расхода оказывают пробуренные здесь самоизливающиеся скважины, также создающие при сработке водоносного горизонта снижение его пъезометрического уровня.

3. Температурный режим подземных вод

Изучение температурного режима подземных вод, приуроченных к различным водоносным горизонтам, показало, что он также подчиняется вертикальной поясности—с возрастанием гипсометрических отметок температура подземных вод понижается. К примеру, фоновая температура артезианских вод Араратской межгорной котловины достигает 13—14°С в то время, как в высокогорных зонах она не превышает 3,6—5,6°С.

Температура подземных вод зависит от ряда факторов, главнейшими из которых являются температура инфильтрующейся воды, среднегодовая температура воздуха в районе области питания, глубина циркуляции подземных вод, термические свойства водовмещающих пород, характер и степень их трещиноватости и т. д. При неглубокой циркуляции вод и небольшом удалении от области питания температура подземной воды примерно равна температуре инфильтрационной. Так, температура вод Таштунской группы родников Мегринского района колеблется в пределах от 2,9 (февраль) до 7,8°С (июль), что совпадает соответственно с минимальной и максимальной температурами воздуха в расположенном по соседству районе области питания на абсолютных отметках порядка 3000 м. Здесь же замечена наибольшая амплитуда сезонных колебаний температуры подземных вод —4,9°С. В противоположность этому сезонные колебания температуры вод Члканских родников высокогорной зоны массива г. Арагац, выходящих примерно на тех же гипсометрических отметках, весьма незначительны—до 0,6°С (максимальная температура замечена в январе и равна 4,0°С, минимальная —3,4°С—в июне). Наивысшая температура вод родников высокогорных зон замечена в летние месяцы, т. к., именно, в это время здесь происходит интенсивное снеготаяние, талые воды, смешиваясь с родниковыми, понижают их температуру. Ближе к предгорьям даты наступления наивысших значений температуры подземных вод смещаются к началу года.

Наиболее стабильна во времени температура напорных вод межгорных котловин, где амплитуда ее колебания в годовом разрезе лишь в отдельных случаях достигает 0,6°С. Обычно же температура артезианских вод межгорных котловин почти неизменна во времени. Здесь ясно прослеживается горизонтальная поясность распределения температуры подземной воды, причем она возрастает по направлению от периферии к центру артезианских бассейнов. В этом же направлении повышается устойчивость температурного режима подземных вод как в годовом, так и в многолетнем разрезе.



Фиг. 30. Графики колебания расходов и температуры подземных вод 1 напорного водоносного горизонта (Мисрикская равнина).

4. Режим химического состава подземных вод

По особенностям химического состава и изменениям его во времени, подземные воды, распространенные в пределах территории Армении, можно разделить на 5 основных групп в зависимости от приуроченности их к различным генетическим комплексам пород.

Воды, приуроченные к рыхлообломочным образованиям межгорных котловин. По величине общей минерализации напорные воды, приуроченные к рыхлообломочным образованиям, относятся к группе пресных вод с минерализацией от 0,3 до 1,0 г/л. В зависимости от локальных условий, минерализация вод некоторых родников и фонтанирующих скважин доходит до 2,5—2,7 г/л (районы с. Джраовит и пос. Раздан Араратской межгорной котловины). Наиболее стабильна минерализация напорных вод Масрикской межгорной котловины: при величине общей минерализации порядка 0,4 г/л колебание ее в годовом разрезе не превышает 0,06 г/л.

Сезонные колебания минерализации напорных вод межгорных котловин обычно не превышают 0,3—0,5 г/л, лишь у сравнительно высокоминерализованных вод (1,0—2,4 г/л) наблюдаются сезонные колебания величины минерализации порядка 0,6—0,8 г/л (группа родников у с. Кулибеклу Октемберянского района, скважины, заложенные у сс. Джраовит, Аревшат и др.).

В анионном составе преобладающим, в подавляющем большинстве случаев, является гидрокарбонат-ион, реже Cl^- и SO_4^{2-} в катионном—Na^+ и Ca^{2+}. Тип вод—гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый или кальциево-натриевый, реже, при минерализации свыше 1 г/л—сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый или кальциево-натриевый. Здесь уместно отметить, что в количественном соотношении часто встречается незначительное преобладание ионов натрия и кальция друг над другом, поэтому даже незначительные сезонные изменения количества того или иного иона приводят к вариации типа воды.

Общая жесткость вод напорных горизонтов межгорных котловин колеблется в пределах от 2,0 до 0,6 мг/экв, по классификации О. А. Алекина они относятся к мягкому и умеренно жесткому типам вод. Жесткость вод самоизливающихся скважин, пробуренных в районах сс. Джраовит и пос. Раздан Араратской межгорной котловины, достигает величины 30 мг/экв., эти воды относятся к типу жестких и очень жестких вод. Сезонные колебания величины общей жесткости здесь достигают 10— 13мг/экв., что происходит в основном за счет колебания величины некарбонатной (неустранимой) жесткости. Колебания же карбонатной (устранимой) жесткости в годовом разрезе весьма незначительны.

Минерализация грунтовых вод межгорных котловин различна как в пределах одного и того же бассейна, так и в разных артезианских бассейнах. Так, в пределах Араратской межгорной котловины минерализация грунтовых вод меняется в разных пунктах от 0,5 до 2,0 г/л. Изменения величины минерализации в течение года достаточно большие. Так, при наивысшей величине минерализации воды в скважине № 197 (с. Джраовит), равной примерно 1,7 г/л, наинизшее значение ее равно 0,75 г/л. Такая картина наблюдается в пределах Араратской межгорной котловины повсеместно. Столь значительные изменения минерализации предопределены, вероятно, действием поливных вод.

Грунтовые воды Ширакской, Масрикской и других межгорных кот-

ловин характеризуются сравнительной низкой минерализацией—до 0,4—0,5 г/л и стабильностью величины ее в годовом разрезе.

Жесткость вод также различна и варьирует в водах различных скважин от 2 до 10 мг/экв. В одних случаях величина жесткости претерпевает значительные сезонные изменения, в других же остается почти неизменной. При сравнительно больших величинах жесткости (порядка 7—10 мг/экв.) значения карбонатной и некарбонатной жесткости уравновешены. При более малых ее значениях некарбонатная жесткость отсутствует.

Реакция воды в основном щелочная, величина pH довольно стабильна во времени и схожа почти во всех грунтовых водах межгорных котловин.

Воды, приуроченные к лавовым потокам и покровам. Это наиболее обширная группа пресных вод, распространенная почти по всей территории Армении с величиной общей минерализации, редко превышающей 0,5 г/л. В зависимости от местных условий, типа лав, их состава и т. д., величина общей минерализации варьирует в пределах от 0,1 до 0,8 г/л. Так, подземным водам массива г. Арагац присуща величина общей минерализации до 0,15—0,20 г/л (Члканские родники высокогорной зоны, Ириндские и Кармрашенские родники Талинского района, Назреванская группа родников Аштаракского района и т. д.). Воды же, приуроченные к лавовым потокам и покровам Джавахетского, Гегамского, Варденисского хребтов и Сюникского нагорья, обладают сравнительно более высокой минерализацией—до 0,8 г/л (родники у ж. д. станции Кобер Туманянского района, Воротанские Сисианского района, Ереванские родники и т. д.), причем фоновая минерализация подземных вод указанных гидрогеологических регионов не превышает 0,20—0,35 г/л.

Сезонные колебания величины общей минерализации зависят от колебаний дебитов и в большинстве случаев редко превышают 0,05 г/л.

Подземные воды, приуроченные к лавовым породам, прозрачны, бесцветны, не имеют запаха, осадка и характеризуются высокими питьевыми качествами. Величина общей жесткости очень мала и лишь в отдельных случаях превышает 2,5—2,7 мг/экв., причем почти вся она приходится на карбонатную жесткость, некарбонатная жесткость, как правило, отсутствует. Сезонные колебания величины общей жесткости весьма незначительны—до 0,5 мг/экв., наибольшая ее величина приурочена к периоду наинизшего уровня подземных вод.

Концентрация водородных ионов (pH) варьирует в пределах 6,8—7,4 т. е. реакция воды в большинстве случаев примерно нейтральная, сезонные изменения величины pH незначительны.

Воды, приуроченные к осадочным породам. По величине общей минерализации подземные воды, приуроченные к осадочным породам, относятся, по классификации О. А. Алекина, к пресной группе вод с минерализацией от 0,3 до 0,5, реже 0,8—0,9 г/л. Сезонные колебания минерализации не превышают 0,10—0,15 г/л, воды со сравнительно более высокой минерализацией подвержены большим колебаниям химического состава.

Жесткость подземных вод, циркулирующих в осадочных породах, равна в большинстве случаев 1,5—6,0 мг/экв. Некарбонатная жесткость в этих водах отсутствует. Сезонные колебания величины карбонатной жесткости незначительны—порядка 0,3—1,3 мг/экв. Концентрация водородных ионов (pH) в различных водопунктах разная, но в большинстве случаев равна 7,0—8,0. Водам данного типа присущи значительные

сезонные изменения катионного состава, приводящие к изменению типа воды. Во всех пробах преобладает гидрокарбонат-ион, причем его количество составляет не менее 90% всего анионного состава. Доминирующим типом воды является гидрокарбонатный кальциево-натриевый, но встречаются также воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого типа.

Воды, приуроченные к интрузивным породам. Характерным для этой группы вод является их довольно низкая минерализация—0,06—0,4 г/л. Сезонные изменения минерализации незначительны и зависят в основном от режима дебитов водопунктов. В анионном составе во всех водах преобладает гидрокарбонат, в катионном—кальций, реже натрий и лишь в единичных пробах—магний. В некоторых случаях сезонные изменения величины кальция и натрия настолько значительны, что они приводят к изменению типа воды.

Жесткость вод и сезонные изменения ее незначительны и в разных водопунктах варьируют в пределах 2,6—4,0 мг/экв. Некарбонатная жесткость во всех водах отсутствует. Величина pH колеблется в диапазоне 6,9—8,0, сезонные изменения ее также незначительны. Подземные воды, приуроченные к интрузивным породам холодные, прозрачные, бесцветные, без запаха, осадка, обладают высокими и неизменными во времени питьевыми качествами.

Воды, приуроченные к вулканогенным породам. По величине общей минерализации воды этой группы относятся к типу пресных и слабосолоноватых вод. В зависимости от литологического состава водовмещающих пород величина общей минерализации колеблется в очень больших пределах—от 0,2 до 2,0 г/л. Величина общей минерализации колеблется в годовом разрезе от нескольких десятков до нескольких сотен мг/л.

Тип вод в основном гидрокарбонатный кальциево-натриевый или гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Очень часто тип воды в течение года меняется. Жесткость также варьирует в больших пределах—от 1,5 до 8 мг/экв, т. е. здесь распространены воды от очень мягких до жестких.

В большинстве проб всех типов подземных вод было обнаружено небольшое количество SiO_2. Наибольшее его значение было зафиксировано у вод скважин, пробуренных в районе сс. Апага и Н. Хатунарх Эчмиадзинского района.

Содержание CO_2 незначительное—до 50—55 мг/л (Кулибеклинская группа источников Октемберянского района).

ГЛАВА IX

РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В связи с бурным ростом народного хозяйства республики расширяется круг водопотребляющих объектов, резко возрастают масштабы необходимого количества воды.

Перед гидрогеологической службой Армении ставятся новые задачи по обеспечению населенных пунктов, промышленных и сельскохозяйственных объектов питьевой, технической и оросительной водой. Между тем, темпы и масштабы проводимых работ по разведке и эксплуатации подземных вод заметно отстают от современных требований различных отраслей народного хозяйства.

Вопрос водообеспечения обостряется еще тем, что в условиях континентального климата и расчлененного рельефа Армении в оросительный период чувствуется острый недостаток поверхностных вод, что в значительной мере может быть покрыто путем широкого использования ресурсов подземных вод.

В силу специфических природных условий Армении в пределах ее территории крайне неравномерно распределение элементов водного баланса—атмосферных осадков, испарения и стока.

Основными источниками питания подземных вод являются атмосферные осадки и конденсирующаяся влага.

Распределение отмеченных источников питания подземных вод на территории республики и доля участия их в пополнении запасов подземных вод определяются морфологией местности, климатом, почвенно-растительным покровом, геологической структурой и литологическим составом пород.

Питание подземных вод главным образом происходит за счет талых снеговых вод. Дождевые воды имеют подчиненное значение, так как соотношение жидких и твердых осадков малое, особенно в высокогорных районах. Кроме того, низкая температура высокогорных зон способствует медленному таянию снегового покрова.

На обширных площадях породы, слагающие высокогорные зоны (свыше 2500 м), сильно трещиноваты, поверхность их покрыта каменными россыпями (чингилами), щебнем и дресвой, в силу чего они обладают хорошими фильтрационными свойствами.

По осредненным данным преобладающая часть атмосферных осадков (52%) расходуется на испарение, около 21% уносится в виде поверхностного стока, а остальная часть идет на инфильтрацию и пополнение ресурсов подземных вод.

Значительная часть этих вод дренируется в эрозионных понижениях и выходит на дневную поверхность в виде многочисленных источников, имеющих расход от сотых долей литра до нескольких кубометров в секунду. Остальная часть инфильтрационных вод идет на пополнение

и питание водоносных горизонтов, расположенных в межгорных прогибах и в древних погребенных долинах.

На территории Армении крайне неравномерно также распределение подземных вод; в ее пределах, наряду с выдержанными водоносными горизонтами межгорных впадин и конусов выноса предгорных равнин, имеются мощные водные потоки в лавах и обводненные зоны в складчатых структурах. Обширные площади занимают также безводные участки.

По гидрогеологическим условиям территория Армении представляет собой высоко приподнятую область и всецело относится к гидродинамической зоне интенсивного водообмена, где возобновление ресурсов подземных вод происходит быстро в связи с близостью расположения областей питания, накопления и дренирования. В геологическом строении территории Армении участвуют разнообразные по литолого-петрографическому составу, генезису, возрасту и водным свойствам комплексы пород, что, наряду со сложным сочетанием разнородных геоструктурных, геоморфологических и климатических факторов, предопределяет многообразие гидрогеологических условий на различных участках сравнительно небольшой территории складчатой области Армении.

Здесь отчетливо прослеживаются различия в количественном и качественном распределении грунтовых и пластовых напорных вод в зависимости от характера сочетания факторов природной обстановки. Наблюдается большое разнообразие в условиях питания и движения подземных вод в различных литологических комплексах, геологических структурах и высотных зонах. Столь же разнообразны взаимоотношения и режим поверхностных и подземных, грунтовых и напорных вод.

Следовательно, для правильной оценки ресурсов подземных вод и выяснения оптимальных параметров использования их в народном хозяйстве, необходимо выделить площади с одинаковым характером водовмещающей среды, климатических и гидрогеологических показателей.

Учитывая соотношения приходной и расходной составляющих водного баланса, территорию республики можно подразделить на две зоны: I. горные и предгорные с положительным балансом влаги, где в основном формируются подземные воды и II. равнины, межгорные прогибы и частично склоны гор с отрицательным балансом влаги, где в основном накапливаются и разгружаются подземные воды.

В первую зону входят: а) складчатые горные хребты, сложенные разновозрастными осадочными, вулканогенными, вулканогенно-осадочными, метаморфическими и интрузивными породами. В силу слабой трещиноватости и условий рельефа, ресурсы подземных вод в зоне складчатых сооружений ограничены. Здесь подземные воды встречаются спорадически в виде локальных обводненных зон в коре выветривания. Отмечается наличие водоносных горизонтов в отдельных синклинальных структурах и значительное скопление трещинно-жильных вод в узловых зонах тектонических нарушений. Общие динамические ресурсы подземных вод зоны складчатых сооружений, подсчитанные методом водного баланса, составляют 33 м^3/сек, из которых 10 м^3/сек разгружается в виде родников (около 4100), 2,1 м^3/сек—в виде подземного стока уходит за пределы территории республики и 20,9 м^3/сек дренируется руслами рек, б) собственно вулканическое нагорье, сложенное покровами и потоками андезито-базальтовых лав и их пирокластами. Лавы покрывают более 50% площади территории республи-

ки, охватив ее центральную и северо-западную части. Вулканическое нагорье характеризуется слабо расчлененным полого-волнистым или бугристо-грядовым рельефом, однако на этом фоне выделяются глубоко врезанные каньоны, частично совпадающие с зонами тектонических нарушений. Лавы обширной броней, средней мощностью до 400 м, покрывают более древние геологические образования, местами выделяясь в виде узких языковидных потоков, заливших древние речные долины. Лавы разбиты литогенетическими трещинами, проникающими обычно до основания отдельных потоков с хорошо выделяющимися отдельностями. На поверхности лав широко развиты каменные россыпи, пропускающие атмосферную воду вглубь. Эти особенности лав, наряду с климатическими условиями областей их распространения, способствуют интенсивной инфильтрации поверхностных и атмосферных вод и формированию в лавах мощных водных потоков. Направление движения последних определяется морфологией погребенного под лавами рельефа.

С лавовыми покровами и потоками связано около 2550 родников* с суммарным расходом 42,2 м³/сек. Таким образом, около 50% общего родникового стока территории республики приходится на долю лав. Кроме родников, лавовыми водами питаются также напорные водоносные горизонты Араратской, Ширакской, Севанской, Лорийской и Сисианской межгорных котловин (суммарно около 30 м³/сек), ряда мелких впадин (Апаранская, Гукасян-Арпиличская и др.), а также реки, русла которых глубоко врезаны в толщу лав. К сожалению, данные о количестве лавовых вод, поступающих в межгорные впадины, пока ориентировочны, но соответствуют общему водному балансу территории республики.

В зону с отрицательным балансом влаги входят межгорные котловины. В складчатой области Армении имеется ряд сравнительно крупных межгорных котловин—Араратская, Ширакская, Севанская, Памбакская, Лорийская, Сисианская и др. Эти котловины выполнены комплексом озерно-речных отложений, чередующихся местами с внутриформационными лавовыми потоками—покровами и заключают напорные воды. Межгорные котловины являются областью скопления подземных вод окружающих горных массивов, при этом основную роль в питании напорных вод играют лавы, за счет которых они получают около 30 м³/сек воды.

Немаловажную роль в образовании и распределении подземных вод играют рыхлообломочные отложения, широко развитые в пределах отмеченных выше зон. К этим образованиям приурочено около 1350 родников с суммарным расходом 0,6 м³/сек, кроме того около 5,0 м³/сек из ресурсов вод наносных образований дренируется руслами рек.

Оценка естественных ресурсов зоны с положительным балансом влаги дана для пятнадцати водоносных бассейнов, условно принимая, что подземные и поверхностные водоразделы совпадают. К ним относятся бассейны рек Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзорут (притоки р. Куры), Ахурян, Касах, Раздан, Азат, Веди, Арпа, Воротан, Вохчи, Мегри (притоки р. Аракс) и бассейн оз. Севан.

Общая площадь территории республики с положительным балансом влаги составляет 24,8 тыс. км².

Исходные величины элементов водного баланса и полученные значения подземной составляющей (т. е. динамических ресурсов) по бассейнам и для территории республики в целом приводятся в табл. 31.

* В расчет входят родники, расход которых превышает 1 л/сек.

Таблица 31

Водный баланс территории Армянской ССР

Наименование водосборных бассейнов	Площадь в км²	Элементы водного баланса млн м³/год						
		Осадки	Испарение	Поверхностный сток	Подземный сток			
					Выходящий в виде родника	Дренируемый руслами рек	Поступающий в артез. бассейн	Уходящий за пределы бассейна
Дебед	3458	2091,38	998,85	587,48	155,26	355,90	—	6,11
Агстев	1682	1051,86	735,09	137,92	40,97	126,00	—	11,30
Ахум	117	73,95	40,75	18,37	8,33	4,70	—	1,80
Тавуш	129	77,84	48,70	17,80	3,72	6,60	—	1,02
Хндзорут	220	138,90	80,68	29,04	9,65	17,64	—	1,89
Ахурян	2295	1254,17	750,02	137,76	143,26	86,00	137,19***	—
Касах	2583,7	1401,11	785,15	190,54	128,25	68,06	229,14**	—
Раздан	2535	1541,14	790,0	286,39	266,37	148,00	66,22	
		29,92					29,92+	—
Азат	643	440,63	152,21	89,19	78,14	38,34	62,75**	—
Веди	658	299,58	182,12	78,27	14,59	14,50	10,1**	—
Арпа	2746	1674,34	838,34	482,24	168,96	132,30	—	52,50
Воротан	2580	1665,80	789,72	332,89	203,17	273,40	—	66,69
Вохчи	1070	703,06	310,45	258,91	72,57	59,22	—	1,91
Мегри	470	265,85	119,90	94,47	19,25	25,20	—	7,03
оз. Севан	3637,6	1890,06	943,51	317,70	288,69	125,14	90,38*	124,64
Всего:	24824,3	14599,59	7565,49	3058,90	1601,18	1481,0	625,70	274,89

Примечание: * — Масрикский артезианский бассейн,
** — Араратский артезианский бассейн,
*** — Ширакский артезианский бассейн,
\+ — питание от подземного оттока оз. Севан.

Как видно из таблицы, на площади 24,8 тыс. км² за счет атмосферных осадков образуется 14,6 км³/год воды, из коих около 52%, или 7,58 км³/год расходуется на испарение, 21% или 3,06 км³/год образует поверхностный сток. На долю подземных вод приходится 2,7%, или 3,97 км³/год, т. е. 126,2 м³/сек, из коих в бассейнах рек в виде родников разгружается 50,7 м³/сек. Оставшиеся 75,5 м³/сек приходятся на долю питания межгорных котловин (в основном артезианских), дренажа руслами рек и оттока за пределы территории республики.

Часть приведенных выше естественных ресурсов подземных вод в настоящее время эксплуатируется, или по степени изученности относится к эксплуатационным запасам.

В расчет эксплуатационных запасов входят:

1. Запасы напорных и родниковых вод, которые по состоянию на 1. I—1972 г. утверждены в ГКЗ СССР (табл. 32, 33).

2. Воды родников, сданных в эксплуатацию после длительного периода режимных наблюдений за расходом. К числу этих родников относятся родники, указанные в табл. 34.

3. Запасы вод родников, находящихся под режимным наблюдением более трех лет. В расчет вошли 177 родников с суммарным расходом 6703 л/сек или 579,1 тыс. м³/сутки.

4. Родники с годичным циклом наблюдений. Число родников 21 с суммарным расходом 2325 л/сек, или 2009 тыс. м³/сутки.

5. Воды родников, над которыми до эксплуатации не производились режимные наблюдения. К числу таких родников относятся родники, указанные в табл. 35.

Таблица 32

Родниковые воды

Наименование групп родников	Балансовые запасы по состоянию на 1.1—72г. в тыс. м³/сут		
	А	Б	C_1
По Араратской равнине			
Айгерлич-Севджурская	1210	207	
Капутличская	172,8	39	
Ноемзрузлинская			25,9
По Лорийскому плато			
Новосельцевская	43,0		
Аксютинская	29,8		
Кызкалинская	56,4		
По бассейну р. Воротан			
Базарчайская		14,7	
Ангехакотская		3,5	
Шакинская		100,2	
Вагудинская		21,0	
Урутская		6,0	
Горисская		2,6	
Рассосредоточенные родники			329,6
По бассейнам рек Шишкая, Масрик, Макенис			
Кошабулагская	8,2		
Чахрлинская	19,6		
Карчахпюрская	28,2	12,1	
Ярпзлинская		73,0	
Тузкулинская		9,1	
Акункская	74,3		
Рассосредоточенные родники			23,3
По Гегамскому хребту			
Карасунахпюрская	138,0		
Всего	1780,3	488,2	378,8

Таблица 33

Напорные воды артезианских бассейнов

Местоположение артезианского бассейна	Балансовые запасы по состоянию на 1.1—72 тыс. м³/сут			
	А	В	C_1	C_2
Араратская равнина	306,4	174,1	490,1	691,0
Ширакская равнина	19,7	25,9		268,7
Лорийское плато	1,0	7,8	11,6	
Масрикская равнина	8,5		83,2	
Бассейн р. Воротан		3,5	3,2	
Памбакская котловина	7,9	10,1	9,3	2,9
Абовянский район в 15 км к СВ от гор. Ереван	32,8	14,7		
Всего	376,3	236,1	597,4	962,6

6. Воды родников, имеющих поквартальные наблюдения в течение года. Количество родников 604 с суммарным расходом 4860 л/сек, или 421,6 тыс. м³/сутки.

Таким образом, суммарные эксплуатационные запасы подземных вод по Армянской ССР составляют (табл. 36):

Из общего количества естественных (динамических) ресурсов подземных вод около 63,6%, т. е. 79231 м³/сек. достаточно изучены и относятся к эксплуатационным запасам.

Таблица 34

Наименование групп родников	Средний многолетний минимальный расход тыс. м³/сут.
Базмахпюр-Такийская	10,11
Арзнинская	103,68
Карпинская	33,18
Царавахпюр	8,64
Гарнинская	146,88
Агверанская	2,59
Дзорахпюрская	10,36
Гюмушская	74,73
Авазан-Арзаканская	57,02
Солакская	3,02
Оксюзская	6,31
Шурабадская	0,86
Мургузская	3,37
Бжнинская	1,2
Ацаратская	60,48
Кармрашенская	2,85
Назреванская	34,56
Ястибулагская	3,89
Члканнер	11,23
Гергерская	8,81
Цаккарская	51,84
Личкинская	9,94
Нигатунская	2,25
Итого	647,8

Таблица 35

Наименование групп родников	Расход тыс.м³/сут.
Казанчинская	69,12
Танзутская	10,8
Ереванская	6,91
Около 350 родников с расходом до 25 л/сек	95,04

Итого около 181,87 тыс. м³/сут или 2105 л/сек

Таблица 36

Наименование и способы подсчета	Без подразделения по категориям	
	тыс. м³/сут.	л/сек.
Утвержденные ГКЗ СССР на 1,1—72		
а) напорные	2172,4	25144
б) родниковые	2647,3	30640
без учета родников Араратской равнины	647,8	7399
Родники, сданные в эксплуатацию		
Родники с периодом наблюдений более 3 лет	579,1	6703
Родники с периодом наблюдений в течение одного года	200,9	2325
Эксплуатируемые родники без наблюдения или подсчета запасов, утвержденных в ГКЗ СССР	181,9	2105
Родники, имеющие поквартальные наблюдения	421,6	4860
	6857,0	79216

ГЛАВА X

ВОДЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди поверхностных и подземных вод, циркулирующих в земной коре, особое место занимают воды, связанные с рудными месторождениями. Изучение их представляет большой теоретический и практический интерес. Известно, что вода играет большую роль в процессе перераспределения элементов в земной коре. Поэтому в изучении гипергенных процессов на рудных месторождениях большую помощь должно оказать познание химической сущности и поведения вод, циркулирующих в их пределах. Установление определенных химических типов вод, связанных с тем или иным оруденением, позволяет выявлять гидрохимические поисковые признаки руд.

На рудных месторождениях, вскрытых горными выработками, выделяется специфический тип вод—воды рудничные. Они зачастую мешают эксплуатации месторождений, обводняя выработки или оказывая коррозионное действие на горное оборудование. Борьба с этим требует определения путей проникновения воды в выработки и, следовательно, специального гидрогеологического изучения всего района.

Вынос металлов рудничными водами на отдельных эксплуатирующихся месторождениях достигает таких больших величин, что рудничные воды могут оказаться дополнительным источником получения металлов.

Специфический состав вод рудных месторождений может обеспечить им и бальнеологическое значение.

Месторождения, воды которых описываются в настоящей главе, расположены в молодой горной стране с резко расчлененным рельефом и интенсивно протекающими процессами механического и химического выветривания. Процессы эрозии здесь зачастую опережают процессы окисления или же, быстро удаляя окисленный материал, препятствуют его накоплению.

Районы месторождений сложены массивными изверженными породами, обладающими трещинным типом циркуляции подземных вод. Это также обусловливает слабое развитие зон окисления и приуроченность их главным образом к трещинам и трещиноватым участкам.

На небольшом числе месторождений, расположенных в более сухой и жаркой области или в местности с более сглаженным рельефом, зона окисления выражена ярче. Но во всех случаях общая физико-географическая и геологическая обстановка районов месторождений способствует растворению, выносу и рассеянию металлов. Этому способствует и отсутствие среди вмещающих пород большинства месторождений сильных нейтрализаторов и обусловленная этим полуактивная и инертная обстановка. Вскрытая и разрабатываемая часть большинства место-

рождений лежит выше современного местного базиса эрозии, т. е. приурочена к зоне местного стока.

Зачастую месторождения располагаются в пределах обособленных орографических единиц, где области питания и циркуляции подземных вод небольшие. Характерно относительно равномерное поступление воды по площади, вскрытой выработками, в виде различной интенсивности «капежа», который встречается в выработках, пройденных в зонах выветривания. Струйных выходов воды мало и они обычно небольшие. Этому способствует и незначительная раскрытость водоносных трещин. Крупные дебиты имеют выходы вод из тектонических зон.

По мере увеличения глубины горных работ, воды перемещаются на более глубокие горизонты, а верхние горизонты дренируются. Над разработанной частью месторождения исчезают выходы вод. В глубоких буровых скважинах при пересечении тектонических трещин появляются самоизливающиеся воды.

Практически в районах месторождений выделяются две группы вод: 1) типично рудничные воды, движущиеся по выработанным участкам рудного поля и оставшимся целикам. Они легко общаются с кислородом. Эти воды обладают большим процентным содержанием сульфат-иона. В них значительно и содержание отдельных металлов. Содержание в них окисного железа значительно преобладает над содержанием закисного, 2) воды, пропитывающие невскрытые участки оруденелой зоны или косвенным образом связанные с нею. Эти воды характеризуются высокими значениями pH, преобладанием закисного железа над окисным и относительно незначительным содержанием отдельных металлов и сульфатов. Оба типа вод специфичны по своему составу и встречаются только в районах рудных месторождений.

Рудничные воды, вливаясь в поверхностные водотоки, изменяют химический состав рек и ручьев, протекающих в районах месторождений. При усиленной эксплуатации месторождений и строительстве на их территориях предприятий горнорудной промышленности, как, например, рудообогатительных фабрик со сбросом сточных вод (Каджаран, Дастакерт, Ахтала и др.), химизм поверхностных вод этих районов почти полностью изменяет свой естественный облик. Изучение таких вод необходимо для разработки мероприятий по их очистке с целью санитарной охраны населенных пунктов.

Описываемые в настоящей главе воды рудных месторождений Армянской ССР изучались в разные годы отделом гидрогеологии Института геологических наук Академии наук АрмССР—научными сотрудниками Н. И. Долухановой, П. М. Капланяном, А. Р. Галстяном, Л. А. Григоряном, Г. Б. Аракеляном и сотрудниками Ереванского государственного университета—В. А. Аветисяном, П. С. Бошнагяном, Р. Р. Галстяном, А. Ш. Воскерчяном, А. О. Айвазян, Д. Е. Давтян, ВСЕГИНГЕО —С. Р. Крайновым и другими.

Исследования, проведенные ИГН АН АрмССР и ВСЕГИНГЕО, были направлены на изучение общих гидрогеологических условий и гидрогеологии отдельных рудных месторождений, что связывалось с разработкой поисковой гидрогеохимической методики. Гидрогеологи Ереванского университета изучали в основном условия обводнения горных выработок с оценкой общего водного баланса рудных полей для разработки мероприятий по борьбе с обводнением месторождений.

Благодаря такому различному подходу к изучению гидрогеологии рудных месторождений, накоплен материал различного характера. Поэтому в настоящем очерке в описании одних месторождений (Кад-

жаран, Агарак, Анкаван, Варденис, Алаверди, Газма, Гюмушхана, Енгиджа, Азатек, Привольное, Шагали-Элиар, Тандзут, Чибухлы, Шоржа, Зод) основным является химизм вод, а других (Кафан)—водный баланс. Дастакертское, Ахтальское и Шамлугское месторождения изучались обеими группами исследователей и описаны наиболее полно.

Химические анализы вод производились в гидрохимических лабораториях ИГН АН АрмССР, Ереванского гос. университета и ВСЕГИНГЕО.

ВОДЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медно-молибденовые месторождения Армянской ССР расположены в основном в юго-восточной части республики в районе Зангезурского хребта (Каджаранское и Агаракское месторождения), его отрога—Баргушатского хребта (Дастакертское месторождение) и Варденисского хребта (Варденисское месторождение). Анкаванское месторождение расположено в центральной части республики в районе Памбакского хребта.

Каджаранское медно-молибденовое месторождение (см. VI том настоящего издания) представлено громадным штокверком прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд. Оно находится в верховьях р. Вохчи, на высоте 2000 м над уровнем моря.

Район высокогорный, безлесный. В сильно расчлененном рельефе выделяется г. Гандзасар, к которой приурочен центральный участок месторождения. Климат района холодный, горный. Характеризуется значительной влажностью воздуха. Величина годовой нормы атмосферных осадков равняется 600 мм. Среднегодовая температура воздуха 7—8°С.

Основная водная артерия района—р. Вохчи является типичной горной рекой с узким сильно извилистым руслом, быстрым течением и большим числом небольших притоков—горных ручьев.

Рудное поле Каджаранского месторождения сложено породами монцонитовой интрузии и интрузии порфировидных гранитов и гранодиоритов, а также вулканогенными породами нижнего эоцена. Контакт между двумя интрузивными массивами тектонический (Дебаклинский разлом).

Главные рудные минералы месторождения—молибденит, халькопирит, пирит, магнетит, гематит. Небольшое распространение имеют галенит, сфалерит, энаргит, висмутин, борнит, рутил и др.

В зоне окисления небольшое распространение имеют окисленные минералы меди. Молибдаты—повеллит и ферромолибденит встречаются на месторождении редко. Резко расчлененный рельеф с интенсивной эрозией, быстро сносящей продукты окисления, вкрапленный тип оруденения, характер циркуляции и химизма вод месторождения не благоприятствовали образованию хорошо выраженной зоны окисления.

Гидрогеологические условия месторождения определяются, с одной стороны, сильной расчлененностью рельефа, крутизной склонов, подавляющим развитием интрузивных пород с трещинным типом циркуляции вод, сравнительно незначительной мощностью наносов и отсутствием хорошего растительного покрова. Эти факторы приводят к увеличению поверхностного стока и ограниченному формированию подземных вод. С другой стороны, влажность климата и обилие осадков способствуют формированию подземных вод. Последние образуются, главным образом, путем непосредственного просачивания атмосферных осадков. В силу хорошо развитой системы трещин все подземные воды зоны мест-

ного стока связаны между собой. Поверхностные водотоки—ручьи и реки являются также источником питания подземных вод. Выше местного базиса эрозии обводненность пород незначительна, ниже его—она увеличивается.

По характеру вмещающих пород, характеру циркуляции и отчасти по химизму подземные воды района разбиваются нами на два основных типа: 1) воды поверхностной циркуляции в наносных образованиях и 2) воды глубокой циркуляции—трещинные воды интрузивных пород.

Делювиальные отложения содержат в себе подземную воду, которая распределяется в виде отдельных небольших потоков или линз. Выходы этих вод на дневную поверхность имеют групповое расположение. Дебит источников незначителен и непостоянен. В сухое время года число их значительно уменьшается.

Обводненность интрузивных пород ограничена общей трещиноватостью. Трещины обусловлены выветриванием и тектоническими процессами. Первые распространяются на небольшую глубину от поверхности. Выходы трещинных вод были подсечены горными выработками—штольнями и буровыми скважинами.

Месторождение неоднократно начинало разрабатываться еще в начале прошлого столетия, но проходка горных выработок в большом масштабе была начата в 1938 г. По мере развития горных работ на глубину и ввода в разработку более глубоко расположенных горизонтов, выходы вод перемещались в основном на более низкие горизонты. Эксплуатация г. Гандзасар открытым способом—карьерами не могло не сказаться на гидрогеологических и гидрогеохимических условиях района.

Поступление вод в выработки наблюдалось обычно в виде различной интенсивности капежа, приуроченного к отдельным участкам. Концентрированные выходы наблюдались редко и приурочивались к вскрываемым выработками тектоническим нарушениям.

Водоносность не увязывается ни с определенным направлением падения трещин, ни с определенными углами падения.

Надо сказать, что водосодержащими являются не основные тектонические трещины, а сопутствующие им в зоне дробления более мелкие нарушения. Водоносными в той или иной степени являются также призальбандовые части даек.

В некоторых буровых скважинах, забои которых находятся ниже местного базиса эрозии, а также в капитальной штольне, при пересечении тектонических нарушений появлялись трещинные напорные и самоизливающиеся воды.

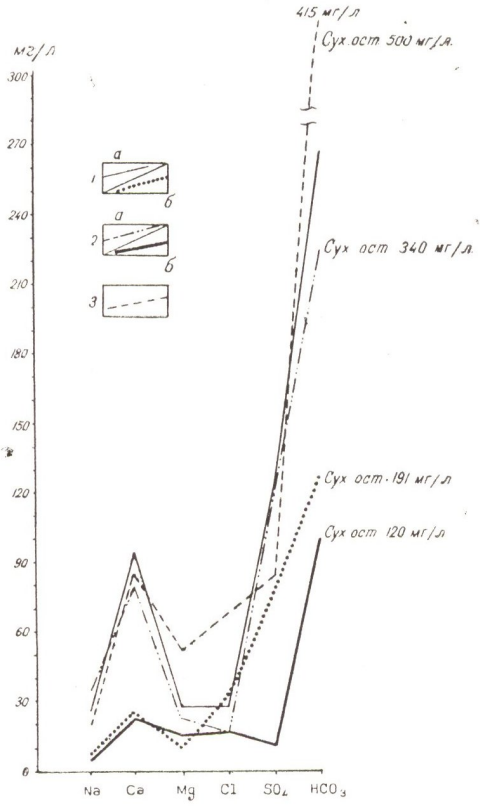
Все подземные воды района Каджаранского месторождения, в том числе и воды рудничные, по своему химическому составу относятся к гидрокарбонатным кальциевым водам небольшой минерализации. Идентичность состава этих вод, повышенное содержание кальция, незначительная минерализация говорят о взаимной связи и о неглубоком питании.

Из табл 37 и фиг. 31 видно, какое влияние на химический состав подземных и поверхностных вод оказывает наличие на пути их циркуляции окисляющихся рудных тел. Так, например, сухой остаток подземных вод района с фоновым содержанием компонентов не превышает 120 мг/л, тогда как сухой остаток этих же вод, связанных с окисляющимися рудными телами, достигает уже 410 мг/л. Соответственно возрастает и содержание всех основных компонентов. Эти процессы возрастают при открытой разработке месторождения, когда широко

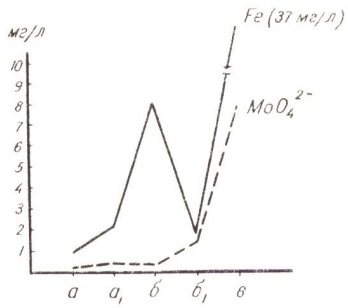
открывается доступ окисляющих и растворяющих агентов (как то кислород воздуха и воды) непосредственно к рудному материалу.

Молибден присутствует в химическом составе вод только в тех случаях, если они циркулируют в рудоносных породах. Железо ведет себя противоречиво (фиг. 32).

Особенно заметно увеличение содержания сульфат-иона в подземных водах, связанных в той или иной степени с месторождением, по отношению к содержанию его в других подземных водах района. Это связано с процессами окисления и растворения сульфидов.



Фиг. 31. Максимальное содержание отдельных компонентов в водах Каджаранского месторождения (по данным, предшествовавшим открытой разработке месторождения). Условные обозначения: 1(а). поверхностные воды, связанные с оруденением, 1(б). поверхностные воды, не связанные с оруденением, 2(а). подземные воды, связанные с оруденением, 2(б). подземные воды, не связанные с оруденением, 3. рудничные воды.



Фиг. 32. Максимальные содержания молибдена и железа в водах Каджаранского месторождения (по данным, предшествовавшим открытой разработке месторождения). Условные обозначения: а) поверхностные воды, не связанные с оруденением, $а_1$) поверхностные воды, связанные с оруденением, б) подземные воды, не связанные с оруденением, $б_1$) подземные воды, связанные с оруденением, в) рудничные воды.

Величина pH водных растворов является главным физико-химическим фактором, определяющим концентрацию и поведение в водах различных металлов. Трещинные воды Каджаранского месторождения относятся к группе нейтральных, слабо щелочных вод (pH 7,0—7,8), поэтому содержание в них отдельных металлов незначительно. Медь почти отсутствует. Молибден присутствует в количестве от 0,1 до 8 мг/л. Это содержание увеличивается сверху вниз. Спектральным анализом сухого остатка этих вод в некоторых из них обнаружены в сотых и тысячных долях процентов никель, титан, серебро, медь и стронций.

Таким образом, 1) рудничные воды Каджаранского месторождения

относятся к типу трещинных вод и появлялись в горных выработках как путем непосредственного питания из атмосферных осадков (к этому типу относятся слабоминерализованные воды), так и в том случае, когда горные выработки встречались с подземными водами, уже сформировавшимися в отдельные потоки и циркулирующими по системе трещин (эти воды имеют более повышенную минерализацию), 2) по химическому составу рудничные воды однотипны поверхностным и подземным водам района, но характеризуются более повышенной минерализацией, повышенным содержанием сульфатов железа и молибдена, 3) в абсолютных значениях минерализация рудничных вод незначительная, ввиду непродолжительности циркуляции, вызванной расчлененностью рельефа, 4) общая минерализация зависит от содержания в водах сульфатов и кальция, 5) несмотря на то, что рудничные воды месторождения нейтральные и слабощелочные, молибден присутствует в них до целых мг/л, что говорит об устойчивости молибдена в водной среде, 6) молибден и сульфаты присутствуют в водах в прямой зависимости друг от друга, причем зависимость эта самостоятельная для разного порядка величин содержания молибдена (десятые и целые мг/л) и становится более четкой с увеличением содержания молибдена.

Все сказанное о гидрохимии Каджаранского месторождения приобрело несколько иной характер в процессе разработки месторождения открытыми карьерами и строительстве обогатительной фабрики, сбрасывающей в р. Вохчи свои сточные воды. Весь район «заразился» эксплуатационными отходами и воды потеряли свой природный облик.

Если вода р. Вохчи в районе Каджарана имела, по данным ИГН АН АрмССР (1950 г.), максимальную общую минерализацию до 115 мг/л, содержание сульфатов до 16 мг/л, железо, медь и цинк в ней отсутствовали, а молибден содержался в следах, то в настоящее время (1971 г.) по данным УГМС АрмССР, максимальная общая минерализация достигает 281,2 мг/л, содержание сульфатов—66,2 мг/л, молибдена—0,02 мг/л, цинка—0,002 мг/л, меди—0,004 мг/л.

По данным Т. А. Асмангуляна (1969) у населенного пункта Мусалам, находящегося в 8 км ниже пункта смещения сточных вод обогатительной фабрики, в воде р. Вохчи содержалось меди—0,08—0,1 мг/л, свинца—0,17—0,38 мг/л, молибдена—0,41—0,7 мг/л.

По его же данным «до 1950 г. речная вода широко использовалась для хозяйственно-бытовых целей, купания, водопоя скота, ловли рыбы. Пуск в эксплуатацию Каджаранской медно-молибденовой обогатительной фабрики резко ограничил водопользование, из реки исчезла рыба и т. п.».

Такое изменение химизма поверхностного стока не может не сказаться и на стоке подземном. С годами эти явления будут нарастать и, если не будут приняты самые скорые и эффективные меры, каджаранские воды будут все дальше и дальше отходить от своего естественного состояния.

Агаракское медно-молибденовое месторождение, как и Каджаранское, относится к типу прожилково-вкрапленных. Оно расположено в бассейне правых притоков р. Мегригет—горных речек Агаракгет и Айдараси (с притоком Спетри) и пересекается ущельями этих рек, служащих местным базисом эрозии. Абсолютная высота района месторождения колеблется от 1000 до 1300 м.

Район месторождения несет на себе черты молодой горной области. Рельеф резко пересечен. Склоны гор крутые, изрезаны узкими ущельями, зачастую каньонообразными. Район сильно обнажен.

На центральном участке в районе северного склона ущелья Айдараси развит небольшой почвенный и растительный покров. Спетринское ущелье представляло собой узкую расщелину с эффективными отвесными обрывами, лишенную почвенного покрова и растительности. Скорость эрозионного среза чрезвычайно велика. Устья разведочных выработок почти совершенно не сохранились. Материал отвалов снесен вниз вместе с обломками скал, непрерывно обрушивающимися в сторону Спетринского ручья.

Северный участок расположен на южных склонах Курисского плато. Склоны крутые и скалистые. И здесь снос разрушенного материала идет с большой скоростью. Южный участок покрыт наносами, рельеф более мягкий. Хорошо обнажен участок по ущельям рек. В настоящее время, ввиду открытой разработки месторождения, огромная территория его засыпана колоссальными отвалами действующих карьеров.

По своим климатическим условиям район Агаракского месторождения резко отличается от районов других медно-молибденовых месторождений Армении, расположенных в высокогорных областях. Температура воздуха во все времена года здесь значительно выше, количество выпадаемых осадков значительно меньше. Среднегодовая температура воздуха 13,6°С. Среднегодовая норма осадков 200—250 мм.

Климат близок к субтропическому, но отличается от него меньшим количеством зимних осадков и сравнительно большой континентальностью.

В геологическом строении района Агаракского месторождения принимают участие интрузивные породы Мегринского плутона. В районе месторождения проходит контакт между породами монцонитовой интрузии и интрузии порфировидных гранитов. Месторождение приурочено к полосе сиенито-гранитов, вытянутых в меридиональном направлении.

В пределах рудного поля развиты дизъюнктивные нарушения, сыгравшие большую роль в формировании месторождения. Главные из них это Агаракский и Спетринский разломы.

Первичными минералами месторождения являются: главными— пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, гематит, второстепенными— сфалерит, галенит, борнит, энаргит, арсенопирит, висмутин, самородное золото и др.

Из окисленных минералов наиболее широко распространен малахит, встречающийся на месторождении почти повсеместно в виде примазок, натеков, заполнителя трещинок и пустоток, нередко в виде землистых масс. Вдоль русел речек на значительном протяжении встречаются наносные образования, сцементированные малахитом. Последний образует также натеки и студенистые массы вдоль стекающих из штолен струй рудничной воды. В ассоциации с малахитом, но в меньших количествах, встречается куприт. На поверхности очень часто наблюдаются незначительные скопления (корки, пленки, землистые массы и др.) минералов группы лимонита. С иными тесно ассоциируется ярозит, развитый широко, но в небольших количествах в поверхностных частях месторождения. На месторождении развиты медно-марганцовые минералы в виде лампадита и медно-марганцовой смоляной руды. Наряду с ними присутствует псиломелан.

Из вторичных минералов молибдена в небольшом количестве встречается ферримолибдит.

Зона окисления на месторождении практически не выделяется. Ввиду сильно пересеченного рельефа, большой крутизны склонов про-

исходит энергичный снос материала. Воды, являющиеся основным агентом окисления, быстро стекают в периоды дождей в ручьи и реки, снося разрушенный материал и не проникая в глубь пород (только по отдельным трещинам и крупным зонам нарушения на отдельных участках воды проникают в глубь месторождения). Таким образом, быстро протекающие процессы эрозии опережают процессы выщелачивания и окисления. Рассеянный характер рудной массы способствует замедлению процессов окисления. В силу изложенного окисленные минералы встречаются лишь в виде корочек, налетов и, реже, отдельных скоплений по пустотам и трещинам. Встречаются окисленные минералы в приповерхностных частях месторождения. Кроме того, скопления окисленных минералов встречаются и на глубине вдоль отдельных трещин и крупных зон нарушения, являющихся удобными путями циркуляции вод. Однако по сравнению с Каджаранским и, особенно, Дастакертским месторождениями, процессы окисления на Агаракском месторождении протекают гораздо интенсивнее и зона окисления развита больше. В Агараке окисленные минералы представлены в большом количестве и разнообразии. Воды, циркулирующие на Агаракском месторождении, в отличие от вод Каджаранского и Дастакертского месторождений, насыщены сульфатами. На Агаракском месторождении обнаружены гипергенные минералы молибдена (ферримолибдит), тогда как в Дастакерте они отсутствуют полностью, а в Каджаране они очень не характерны и редки. Окисленные минералы меди (в основном малахит) широко распространены на Агаракском месторождении, тогда как в Дастакерте и Каджаране они распространены сравнительно мало. Такое различие в развитии зон окисления может быть объяснено только различием климатических условий.

Гидрогеологические условия района Агаракского месторождения определяются глубокой расчлененностью рельефа, крутизной склонов и малой проницаемостью слагающих пород, а также сильным испарением и небольшим количеством выпадающих осадков, благодаря чему Агаракское месторождение наименее обводнено. Воды образуются только путем непосредственного просачивания незначительного количества атмосферных осадков. Глубокая расчлененность рельефа, отличающаяся крутыми и обрывистыми склонами гор, вызывает быстрый сток талых и дождевых вод в русла протекающих на месторождении речек.

Сеть мелких ручьев летом в основном пересыхает. Крупные ручьи сильно мелеют, зачастую приобретают голубой цвет от присутствия в них меди.

На мощных агаракских отвалах в период дождей скопляется вода, приобретающая зеленый, синий и красный оттенок. Из-под отвалов в такое время вытекают ложные роднички синей и зеленой воды. Содержание молибдена в одном из таких родничков, опробованном в 1965 году, составляло 2,76 мг/л.

В целом по характеру циркуляции подземные воды района можно подразделить на два типа: 1) воды, приуроченные к массивным интрузивным породам (сиенито-граниты и гранодиорит-порфиры) и 2) воды, приуроченные к осадочным образованиям (аллювиально-делювиальные отложения, элювиально-делювиальные наносы, красные брекчии и углистые отложения).

Интрузивные породы с трещинным типом водопроницаемости отличаются слабой водообильностью. На дневной поверхности в районе месторождения в настоящее время полностью отсутствуют выходы вод

из обнажающихся интрузивных пород. Может быть, это связано с дренированностью пород подземными выработками, так как вне месторождения были зарегистрированы выходы вод этого типа с дебитом от 0,1 до 3—4 л/сек.

Элювиально-делювиальные наносы и аллювиальные отложения отличаются большей водообильностью. В наносных отложениях зарегистрирован ряд родников с постоянным дебитом. Наибольший дебит и постоянство выхода имеют родники, выходящие по контакту с подстилающими интрузивными породами, играющими роль водоупора. Роднички, связанные с существованием верховодки в аллювиальных отложениях, имеют меньший дебит и непостоянны. В общем же породы района, как интрузивные, так и осадочные, слабо водообильны.

Красные брекчии и осадочные углистые отложения практически водоупорны, что объясняется их плотным сложением.

Агаракское месторождение разрабатывалось на медь еще в глубокой древности, затем с 1846 по 1913 гг. с перерывами добывалось небольшое количество медной руды. Разведочные работы проводились на месторождении в течение ряда лет—с 1930 по 1934 гг. и с 1943 г. по настоящее время. Ведутся работы открытыми карьерами. Огромное число подземных выработок завалено и недоступно для осмотра.

По сохранившимся материалам можно сделать вывод, что разведочные выработки месторождения в большинстве случаев были сухие. Поступление вод в отдельные выработки было связано исключительно с тектоническими условиями и в большинстве случаев не образует концентрированных выходов, а наблюдается в виде капежа, зачастую интенсивного.

Воды Агаракского месторождения очень разнообразны по своему химическому составу. Как минерализация, так и содержание в водах отдельных компонентов колеблется в очень широких пределах.

Рудничные (трещинные) воды минерализованы больше и содержат соответственно больше отдельных компонентов.

Величина сухого остатка грунтовых вод колеблется от 233 до 908 мг/л. В составе анионов, в основном, преобладающим компонентом является ион HCO_3, но воды разнотипны (табл. 38).

Величина сухого остатка рудничных (трещинных) вод колеблется от 680 до 8128 мг/л и намного превышает минерализацию других подземных вод района. В них резко колеблется содержание отдельных компонентов. Состав их смешанный. Из анионов преобладает ион SO_4^{2-} и воды в основном сульфатные. Содержание в них отдельных компонентов представлено в табл. 38.

Кислотность большинства агаракских вод колеблется от pH=6,8 до pH=8,4, причем большинство вод нейтральные, близкие к щелочным (pH=7,6—7,8). По данным спектрального анализа в водах некоторых проб присутствуют алюминий, марганец, никель, титан, молибден, медь и ванадий.

Поверхностные водотоки, протекающие по территории месторождения, имеют сильно измененный химический состав.

Как видно из табл. 39, по р. Айдараси намечается вниз по течению реки увеличение минерализации и содержания рудных элементов. Очевидно, на изученном отрезке реки на химический состав р. Айдараси сильно влияли воды, стекающие из штолен месторождения.

Общая «зараженность» района молибденом настолько велика, что в химическом составе речной воды Мегригет, далеко за пределами впадения в нее агаракских притоков, содержание молибдена (по дан-

Таблица 37

Интервалы содержания различных компонентов в водах Каджаранского месторождения

в мг/л

	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Fe общ.	Cl'	SO_4''	HCO_3'	MoO_4''	Сухой остаток
Подземные воды, не связанные с оруденением	0,9—3	19—27	5—12	5—8	8—16	5—9	93—98	не обн.	87—120
Подземные воды, имеющие связь с оруденением	0,9—18	20—96	5—26	0,1—1,6	4—26	12—107	61—293	сл.—1,2	84—410
Поверхностные воды, не связанные с оруденением	0,7—5	25—32	6—10	0,6—0,3	7—28	29—80	73—122	не обн.	150—191
Поверхностные воды, имеющие связь с оруденением	0 7—14	14—85	2—21	0,1—2,0	4—16	9—95	52—220	0,022—0,44	75—340
Рудничные воды	1—28	19—80	9—50	$Fe^{\cdot\cdot}$ —0—9 $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$—3—37	4—64	24—86	107—415	0,1—8,0	210—500

Таблица 38

Содержание различных компонентов в водах района Агаракского месторождения

в мг/л

		Величина сухого остатка	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$	$Fe^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	HCO'	MoO_4''	PH	SiO_2
Интервалы содержания разл. комп.	Подземные воды района месторождения	233—908	2—339	10—110	7—85	сл.	1,2	7—70	36—225	146—900	0,03—1,6	7,2	—
	Рудничные воды	680—8128	63—2398	48—356	19—268	сл.—16	0,9	12—1643	164—3071	36—1697	0,07—5	6,8—8,4	0,4—24

Таблица 39

Химический состав вод р. Айдараси

Место взятия	Сухой остаток	Na + в мг/л	Fe общ.	SO_4^{2-}	MoO_4^{2-}
Выше месторождения	370	3	0,8	82	0,04
В пределах месторождения	382	4	1,6	72	0,06
В пределах окисленной зоны месторождения	528	77	2,4	214	0,9

ным 1965 г.) достигает 0,015 мг/л (сульфаты—19 мг/л, общая минерализация—204,6 мг/л).

Таким образом: 1) подземные воды Агаракского месторождения резко выделяются по своему химическому составу среди вод других медно-молибденовых месторождений АрмССР, они чрезвычайно разнообразны по своему химическому составу и отличаются бо́льшей минерализацией, чем воды Дастакертского и Каджаранского месторождений, 2) рудничные воды характеризуются значительным (преобладающим) содержанием сульфатов, что объясняется имеющими место процессами окисления сульфидов. Встречаются и кислые воды, 3) молибден встречен во всех пробах вод, взятых на месторождении в количестве от сотых долей до целых мг. Медь встречена в пробах рудничной воды от следов до целых мг, 4) для вод Агаракского месторождения зависимость между содержанием в них сульфатов и молибдена нечеткая. Такая зависимость (табл. 40) существует для группы интервалов.

Таблица 40

Связь молибдена и сульфат-иона в водах Агарака

	Среднее содержание SO_4 в пределах различных интервалов содержания MoO_4		Среднее содержание MoO_4 в пределах различных интервалов содержания SO_4	
Число анализов	Содержание MoO_4 мг/литр	Среднее содержание SO_4 мг/литр	Содержание SO_4 мг/литр	Среднее содержание MoO_4 мг/литр
12	0,01—0,1	128,0	0 —100	0,40
16	0,1 —1,0	398,0	100—1000	0,61
9	>1,0	1183,0	>1000	1,30

Внутри интервалов зависимости нет, 5) в противоположность Каджаранскому и Дастакертскому месторождениям, где все подземные воды района однотипны по своему химическому составу, в Агараке рудничные и родниковые воды различны по составу и очень разнообразны. Это вызвано тем, что на ряде участков месторождения очень сильны процессы окисления и выноса, тогда как на других участках они выражены много слабее, 6) огромные отвалы Агаракского месторождения могут быть использованы путем кучного выщелачивания для получения дополнительных количеств меди и молибдена.

Дастакертское медно-молибденовое месторождение так же, как и описанные выше, относится к типу прожилково-вкрапленных. Расположено в бассейне р. Айригет на высоте 2300—2500 м.

Район месторождения представляет собой горную область с расчлененным рельефом, типичным для молодых горных стран с интенсивно продолжающимися эрозионными процессами. Центральный участок

месторождения приурочен к глубокому ущелью р. Қызкошты, склоны которого изрезаны мелкими оврагами. Река Қызкошты является для района месторождения местным базисом эрозии. Она стекает с северного склона Баргушатского хребта и разделяет месторождение на две части. Представляет собою небольшую типичную горную речку с узким руслом, быстрым течением и бурным паводком. Постоянными притоками р. Қызкошты в районе месторождения являются ручьи Мегрили, Ял-юрт, Қош-юрт, Чиман-юрт и др.

В период таяния снега в оврагах образуются временные водотоки.

Климатически район входит в лесную зону Малого Кавказа (Фигуровский, 1930), которая характеризуется умеренно-холодным климатом. Величина годовой нормы осадков 600—700 мм. Среднегодовая температура воздуха составляет 6,4°С.

В геологическом строении рудного поля Дастакертского месторождения участвуют в основном нижнеэоценовые порфириты и прорывающие их гранодиориты и кварцевые диориты. На центральном участке под влиянием гранодиоритовой интрузии порфириты превращены в роговики, которые являются носителями оруденения.

Первичное оруденение представлено пиритом, халькопиритом, борнитом и молибденитом в виде вкрапленности, примазок, кварцево-сульфидных прожилков, а также сплошного сульфидного цемента в брекчированных рудах. Второстепенное значение имеют сфалерит, галенит, энаргит, висмутин, магнетит, гематит и др. Определенно выраженная зона окисления на месторождении отсутствует, так как процессы эрозии опережают процессы окисления.

Условия высокогорного климата с повышенным количеством осадков и значительной влажностью воздуха, обусловленной удлиненным периодом снеготаяния, а также благоприятные условия для конденсации водяных паров на водораздельных участках (резкие колебания температуры и частые густые туманы) способствуют увеличению подземного стока. Однако расчлененность рельефа, создающая обособленные орографические единицы, делает невозможным образование в зоне местного стока сколько-нибудь значительных водоносных горизонтов. Выделяются только отдельные обводненные участки, где площади питания, циркуляции и дренажа небольшие и обычно совпадают.

В районе господствуют породы, водопроницаемые только по трещинам, что также ограничивает образование водоносных горизонтов, сокращает подземный сток и обусловливает преобладание поверхностного стока. Как видно из балансового расчета, поверхностный сток в три раза превышает подземный.

Важную роль в гидрогеологии района играют его сложные геолого-структурные условия.

В районе месторождения имеется центральный разлом, пересекающийся многочисленными тектоническими нарушениями различной ориентировки. Эти нарушения, пересекаясь, образуют сложную структурную картину.

Дайки и тектонические нарушения, имея близвертикальное падение, обусловливают вертикальное движение подземных вод. Присутствие трещинно-напорных вод в рудном поле объясняется наличием этих нарушений. Эффузивные и интрузивные породы водопроницаемы только по трещинам, что ограничивает образование водоносных горизонтов и сокращает подземный сток. Так как дайковые породы и тектонические нарушения развиты в основном в центральной части рудного поля, здесь подземные воды имеют вертикальное движение и вскрываются

горными выработками при пересечении трещин, а на краевых частях месторождения, где дайки и тектонические нарушения мало развиты, подземные воды имеют главным образом горизонтальное движение и после небольшого промежутка времени выходят на дневную поверхность.

Во время документации горных выработок зафиксировано, что висячие бока тектонических нарушений или разломов обводнены сильнее, чем лежачие бока. Это объясняется тем, что выходя на дневную поверхность, разломы образуют зоны раздробленных измененных пород, благоприятных для поглощения атмосферных осадков, и служащих основными путями для обводнения горных выработок. Но так как швы разломов выполнены глинкой трения, они играют роль водоупорного экрана и не допускают циркуляции воды в лежачий бок.

Подобную же роль гидрогеологического экрана играют монолитные, не трещиноватые дайковые породы. Гранодиориты в основном водоупорны, а порфириты—водоносны и играют существенную роль в обводнении горных выработок.

Важную роль в образовании подземного стока играют покровные аллювиально-делювиальные отложения. Последние являются первичным приемником атмосферных осадков и обладают условиями, более благоприятными для образования подземных потоков, и поэтому более водообильны. В них выходы воды прослеживаются в виде отдельных родников или просачиваний. Наблюдаются роднички обычно в пониженных частях рельефа, в ущельях рек и оврагов или в местах перегиба рельефа.

В периоды максимального обводнения (весеннего снеготаяния) аллювиально-делювиальные отложения предельно насыщаются влагой, что часто приводит к подвижкам земляных масс и оползням.

Основным элементом дренажа подземных вод в районе месторождения в настоящее время являются горные выработки—штольни и буровые скважины.

По характеру вмещающих отложений и по характеру циркуляции подземных вод нами выделяются четыре основных типа вод:

1) грунтовые воды рыхлообломочных наносных образований,
2) трещинно-грунтовые воды, приуроченные к зоне выветривания,
3) трещинные воды эффузивных пород и
4) трещинно-жильные воды, приуроченные к зонам тектонических нарушений.

В различной степени все типы вод связаны между собой и с водами поверхностных водотоков, что получает свое отражение в сходстве их химического состава.

В процессе обводнения рудного поля важная роль принадлежит трещинно-жильным и трещинным водам, а на верхних горизонтах поверхностным и грунтовым водам, а также трещинно-грунтовым водам коры выветривания.

Грунтовые воды приурочены к рыхлообломочным четвертичным образованиям.

Трещинно-грунтовые воды приурочены к коре выветривания гранодиоритовых пород и существенной роли в водном балансе района не играют.

Самым широким распространением пользуются трещинно-жильные и трещинные воды, связанные с порфиритами. Среди пород рудного поля наиболее благоприятными условиями для обводнения обладают среднеэоценовые порфириты.

В сильной обводненности ороговикованных порфиритов первостепенная роль принадлежит тектонической раздробленности рудного поля.

Характер водопритока в горные выработки находится в зависимости от атмосферных осадков. Водоприток неравномерен, в штольнях наблюдаются отдельные обводненные и совершенно сухие участки. Поступление воды по мелким трещинам происходит в виде капежа, зачастую сильного. Наблюдаются также отдельные притоки, приуроченные в основном к узлам тектонических трещин. Контакты пород в большинстве случаев водоносны. Водоносны и свежие, неороговикованные порфириты. На некоторых горизонтах, особенно на верхних, наблюдаются восходящие источники—небольшие притоки воды из подошвы выработки.

Обводненность выработок на месторождении увеличивается сверху вниз. Контакт порфиритов с гранодиоритами, сухой на верхних горизонтах, водоносен в нижних горизонтах месторождения. Также водоносны дайки и крупные трещины.

Горные выработки частично обводняются за счет открытых водотоков, проходящих вблизи месторождения (рек Кыз-Кошты, Кош-юрт, Мегрели и водоотводящий канал).

При неглубоком залегании подземных выработок, количество поступающей воды находится в прямой зависимости от обилия атмосферных осадков (штольня № 6-бис). Влияние атмосферных осадков на обводненность вышеуказанного горизонта подтверждается увеличением притока воды в выработке в период выпадения осадков и снеготаяния.

Из сформировавшихся подземных вод на дневную поверхность в большинстве случаев выходят грунтовые и трещинно-грунтовые воды. Трещинно-жильные воды дренируются подземными выработками и обводняют узловые трещиноватые участки висячих боков зон разломов.

Расчет водного баланса рудного поля составлен гидрогеологами Ереванского гос. университета и приводится в табл. 41.

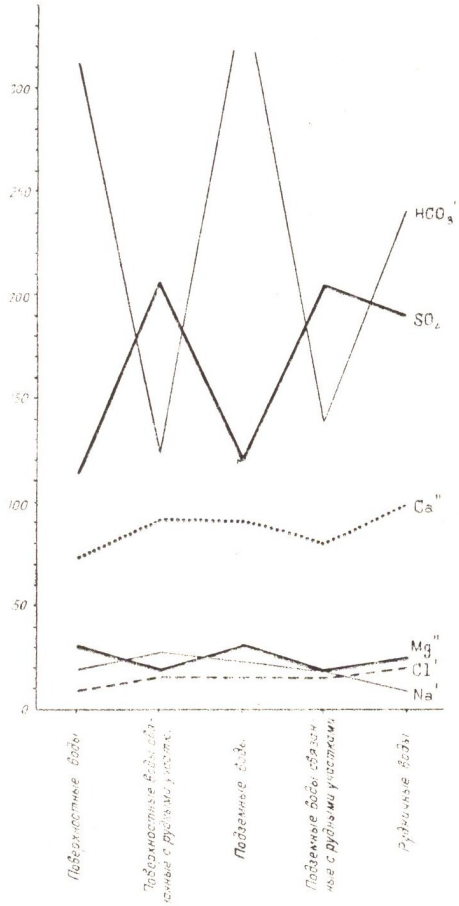
Таблица 41

Баланс подземных вод района Дастакертского месторождения

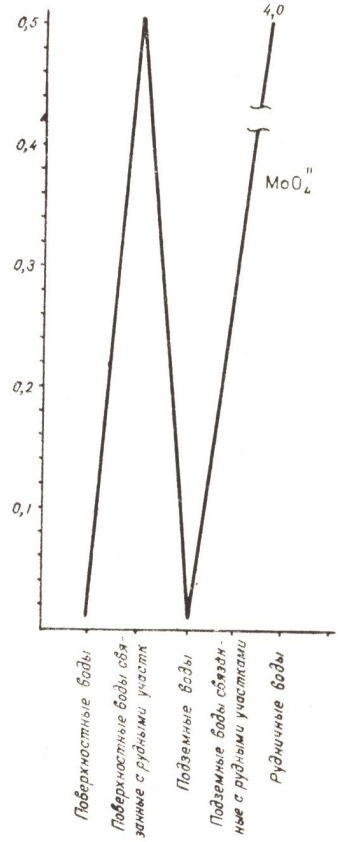
Элементы баланса / Район	Район Дастакертского месторождения	Собственно рудные тела
Водосборная площадь км²	25,51	14,253
Многолетняя средневзвешенная сумма годовых осадков в мм	580	620
Среднезвешенная сумма испарения за год в мм	200	160
Среднегодовой поверхностный сток л/сек	218,5	16,51
Среднегодовой суммарный расход родников л/сек	22,65	138,9
Среднегодовой суммарный расход рудничных вод л/сек	60,86	51,23
Общий приход воды м³/год	14 7—95 8—00	8 835 000
Испарение м³/год	5 102 000	2 280 000
Поверхностный сток м³/год	6 890 616	520659,36
Родниковый сток м³/год	713 975,04	4 380 350,4
Рудничный сток м³/год	1 919 280,96	1 616 210
Суммарный годовой расход м³/год	14 625 872	8 797 219,79
Разность приход-расход л/сек	+ 5,4	+ 1,2

Все подземные воды района по химическому составу очень сходны между собой и с поверхностными водами.

Общая минерализация поверхностных вод небольшая. Величина сухого остатка колеблется от 160 до 410 мг/л. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. Как видно из табл. 42 и фиг. 33, среди поверхностных вод района резко выделяются воды рудоносных участков сравнительно бо́льшей минерализации, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с повышенным содержанием молибдена и пониженным содержанием железа. Повышенное содержание в поверхностных и грунтовых водах сульфатов, наблюдаемое на Дастакертском месторождении, связано с процессами окисления сульфидов. Столь



Фиг. 33. Содержание отдельных элементов в водах Дастакертского месторождения.



Фиг. 34. Содержание молибдена в водах Дастакертского месторождения.

высокое содержание молибдена в этих водах объясняется тем, что в поверхностные воды на месторождении поступают рудничные воды (фиг. 34).

Величина сухого остатка подземных вод колеблется от 121 до 400 мг/л. По химическому составу они опять-таки гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. К последним относятся в большинстве случаев выходы вод на рудоносных участках.

Таблица 42

Интервалы содержания различных компонентов в водах Дастакертского месторождения

в мг/л

	$Na^{+}+K^{+}$	Ca^{++}	Mg^{++}	Fe^{+++}	Fe^{++}	Cu^{++}	Zn^{++}	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{-}	MoO_4^{--}	Сухой остаток
Поверхностные воды района месторождения	0,7—19	35—73	3—30	сл.	4,8	не опр.	не опр.	сл.—8	30—110	73—317	0—0,008	160—318
Поверхностные воды, имеющие связь с рудоносными участками	21—26	39—89	13—17	0—	1,6	не опр.	не опр.	7—15	90—212	73—122	0,002—0,5	240—410
Подземные воды района месторождения	0,4—22	23 - 91	7—29	0,4—6	—	не опр.	не опр.	сл.—15	30—117	48—366	0—0,007	129—400
Подземные воды рудоносных участков	3—16	25—79	7—16	0—2	7—15	не опр.	не опр.	7—15	55—204	68—146	0—0,2	121—293
Рудничные воды	сл.—8	23—96	7—25	сл—30	0—26	0—6	нет	сл —22	27—186	69—256	0,2—4	160—481

Они отличаются и повышенным содержанием молибдена (фиг. 33 и 34).

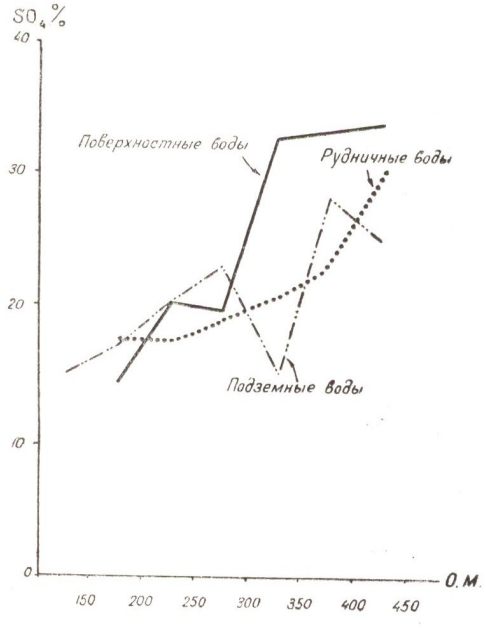
Рудничные воды Дастакертского месторождения по химическому составу почти идентичны грунтовым и поверхностным водам района, минерализованы несколько больше.

Воды, циркулирующие в гранодиоритах, химически не отличаются от вод, циркулирующих в порфиритах. Разница в химическом составе вод вызывается только условиями циркуляции вод, степенью обводненности пород данного участка и степенью его рудоносности (фиг. 33 и 34).

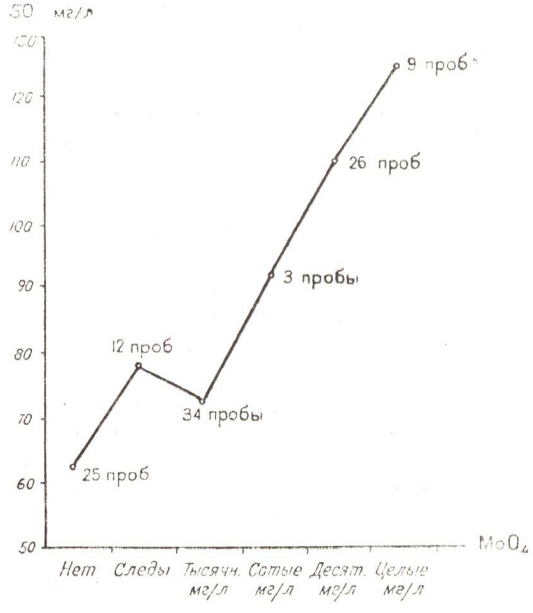
По химическому составу рудничные воды гидрокарбонатные кальциевые, в отдельных случаях гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и очень редко сульфатные кальциевые (табл. 42).

Замечено, что с увеличением минерализации вод (особенно рудничных), увеличивается в основном сульфатность, что наглядно видно из фиг. 35.

Между содержанием в водах иона SO_4^{2-} и молибдена имеется прямая зависимость (фиг. 36).



Фиг. 35. График связи содержания сульфат-иона с общей минерализацией в водах Дастакертского месторождения.



Фиг. 36. График связи молибдена с сульфатами в водах Дастакертского месторождения.

Молибден присутствует во всех пробах в повышенном количестве от 0,2 до 4 мг/л. Воды нейтральные, слабо щелочные, pH от 7,2 до 7,7, потому и содержание в них отдельных металлов в общем очень незначительно.

По данным спектрального анализа в водах присутствуют титан, молибден, медь, марганец, алюминий, барий и ванадий.

Как и в районах описанных выше месторождений, так и на Дастакертском месторождении, вступление в строй обогатительной фабрики, сбрасывающей сточные воды в речную сеть, изменило гидрогеохимическую обстановку района.

По данным Т. А. Асмангуляна (1969) р. Айригет (ниже Дастакерта) содержит в своем составе молибдена 0,02—0,04 мг/л, свинца 0,08 мг/л, меди 0,03 мг/л. По данным УГМС АрмССР (1971) р. Айригет имеет общую минерализацию до 385,9 мг/л, содержит сульфаты до 79,1 мг/л, цинка—0,003 мг/л, меди—0,007 мг/л.

Анкаванское медно-молибденовое месторождение располагается на Памбакском хребте, прорезается р. Мармарик и ее притоками—ручьями Дамир-Магара, Намазолян, Ятам-дзор и др.

Рельеф района сравнительно мягкий, склоны хребтов изрезаны неглубокими ущельями и оврагами. Обнаженность в районе незначительная. Растительность—низкорослый лес, кустарник и пышные альпийские луга.

Климатически район входит в область Закавказского плоскогорья, в зону альпийских высот. Климат умеренный, влажный. Лето прохладное, зима сравнительно мягкая, но продолжительная. Среднегодовая температура равна +5,3°С.

Выпадающие осадки весьма обильны. Сумма осадков за год (770 мм) так же, как и среднемесячное количество их, выражается весьма значительными величинами.

Район Анкаванского месторождения представляет собою северное крыло большой Мисхано-Арзаканской антиклинали, сложенной метаморфическими сланцами кембрия—докембрия (?), прослеживающимися с мраморизованными известняками и инъецированными палеозойскими лейкократовыми гранитами. Древняя метаморфическая толща в районе Анкавана прорвана верхнетретичными кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Контакт на всем протяжении совпадает с крупным Мисханским разломом регионального заложения, имеющим широтное простирание.

Месторождение состоит из двух участков—скарнового молибденово-медного, приуроченного к контакту интрузии и участка прожилково-вкрапленного медно-молибденового оруденения (с небольшой ролью меди) в самой интрузии.

На участке молибденово-медного месторождения главными рудными минералами являются: халькопирит, пирит, молибденит, магнетит, гематит и др. Из минералов зоны окисления широко распространены: лимониты (гидрогематит, гидрогетит, стильпносидерит), малахит, азурит, менее распространены—опал, куприт, хризоколла, ярозит, гипс, редки—самородная медь, медно-марганцевая руда, анкерит, галлуазит, скородит, лейкохальцит (?), фармакосидерит, халькантит, ферримолибдит.

Таким образом, широко представлены окисленные минералы меди и слабо представлены окисленные минералы молибдена.

В медно-молибденовых рудах главными рудными минералами являются молибденит, халькопирит, блеклая руда, галенит, магнетит, сфалерит и др. Зона окисления здесь выражена нечетко. Развиты гидроокислы железа, малахит, азурит, повеллит, ферримолибдит, ковеллин, халькозин и др. Глубина зоны окисления и выщелачивания по вертикали прослежена на глубину от 10 до 30 м, вдоль зоны разлома граница зоны окисления опускается на 40—60 м.

Наиболее важными факторами, влияющими на образование интенсивно проявленной зоны окисления, являются сильная трещиноватость пород, низкий уровень грунтовых вод, повышенное содержание пирита, окисление которого значительно ускоряет окисление всего сульфидного материала, и, наконец, обильное выпадение осадков.

На участке развития скарновых руд близость к зоне регионального разлома создает большую трещиноватость пород, в рудах обильно содержание пирита. В рудоносных зонах штокверково-вкрапленного типа (в кварцевых диоритах) трещиноватость пород более слабая, породы окварцованы, оруденение рассеянное, пирита содержится меньше, поэтому и в кварцевых диоритах зона окисления выражена весьма слабо.

Район Анкаванского месторождения сложен породами слабопроницаемыми, обладающими только трещинным типом водопроницаемости. Главным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Слабая проницаемость пород приводит к тому, что большая часть атмосферных осадков уходит в поверхностный сток и небольшая часть инфильтруется, образуя подземный сток.

Поверхностный и подземный сток, а также приток воды в отдельные штольни, находятся в прямой и непосредственной зависимости от выпадающих осадков. Последние в течение года образуют два максимума—весенний и осенний, причем весенний всегда намного больше осеннего.

Падение дебита родников резкое, максимум приходится на июнь и июль, тогда как максимум выпадения осадков приходится на март—май. Отставание объясняется степенью продолжительности циркуляции воды в породах до выхода ее в родниках.

Водоносность пород зависит от степени их трещиноватости, различной на различных участках месторождения.

Мощность наносных отложений от 15 до 25 м. Они хорошо водопроницаемы, в них весною и осенью образуются непостоянные родники с небольшим дебитом и заболоченные участки. Постоянных родников мало и они в летнее время значительно уменьшают свой дебит.

Анкаванское месторождение, как медное, было известно давно и эксплуатировалось на медь еще в XIX столетии местными греками и французской компанией, а затем было заброшено и снова разведывалось, как медное, в 1931—1932 гг. В те годы работы велись только на участках скарновых руд, а кварцевые диориты считались безрудными. Тогда было пройдено несколько штолен.

Шток кварцевых диоритов разведывался АрмГУ с 1952 по 1962 гг. На обоих участках пройдено много штолен и буровых скважин.

Как и на других описываемых нами месторождениях, приток воды в штольни в основном идет в виде капежа, зачастую интенсивного на трещиноватых участках, что является характерной особенностью при поступлении воды в выработки из пород, находящихся в зоне выветривания. В некоторых штольнях зарегистрированы крупные водоносные трещины, по которым в штольню поступает значительное количество воды.

Зона регионального Мисханского разлома сильно водоносна. В штольнях, вскрывших зону разлома, при входе в нее происходили выбросы воды и углекислого газа, делавшие невозможной дальнейшую проходку этих штолен. Дебит воды вскоре уменьшался, но приток углекислого газа продолжался.

Приток в подземные выработки так же, как и родниковый сток, образует единственный максимум—весенний, причем выделяются два типа водопритока.

Первый тип выражен пологими кривыми, максимум небольшой и приходится на апрель.

Второй тип выражен крутыми кривыми, с крупным максимумом, приходящимся в основном на май.

Общим для первой группы водопритоков является: 1) их дебит, небольшой по сравнению со второй группой водопритоков, 2) отсутствие в этих штольнях горнопроходческих работ в период отбора проб в то время, как во всех штольнях второй группы эти работы велись, 3) приуроченность штолен к низким горизонтам. Штольни второй группы являются штольнями более высоких горизонтов.

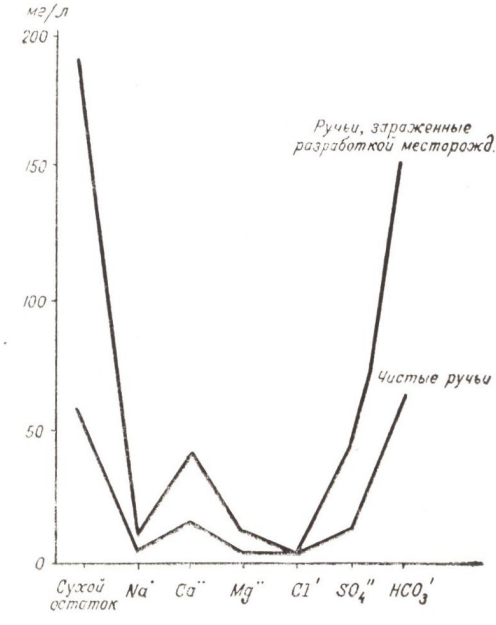
Видимо, штольни первой группы имеют уже установившийся режим и небольшой водосбор, почему и дебит и колебания его значительно меньше, чем у штолен второй группы.

Старые штольни, пройденные в скарнах в окисленной зоне, совершенно сухие. В прошлые годы из них наблюдался приток кислой воды.

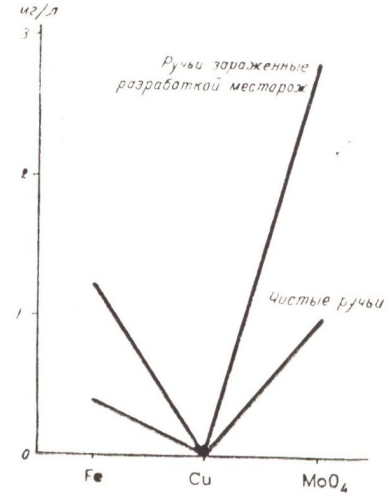
По химическому составу воды района Анкаванского месторождения относятся в основном к гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым водам небольшой минерализации. Сходство состава вод всех типов говорит об их взаимной связи.

Среди поверхностных вод района по своему химическому составу выделяются воды непосредственно района месторождения. В них наблюдается большая минерализация, преобладание сульфатов и повышенное содержание молибдена.

В свою очередь, опробованные на месторождении ручьи разделяются на две группы: чистые ручьи, не зараженные разработкой месторождения, и ручьи, принимающие рудничные воды и участвующие в промывке отвалов. По химическому типу они сходны (фиг. 37). Сухой остаток первых колеблется от 72 до 95 мг/л, тогда как вторые минерализованы сильнее (величина сухого остатка от 159 до 203 мг/л). Также увеличивается и содержание отдельных компонентов. В 1965 г. общая минерализация ручья Дамир-магара, основного в разведанной части месторождения, достигла 337 мг/л. Молибден в ручьях первого типа присутствует от следов до 0,162 мг/л, в ручьях второго типа содержание его достигает 2,373—3,240 мг/л (фиг. 38).



Фиг. 37. Химический состав поверхностных вод Анкаванского месторождения.



Фиг. 38. Содержание металлов в поверхностных водах Анкаванского месторождения.

Воды родников минерализованы очень слабо (87—105 мг/л). Среди катионов в них преобладает кальций, затем магний и натрий, среди анионов преобладает ион HCO_3^-, при сравнительно большом процентном содержании SO_4^{2-}. Железа содержится 0,8—1,2 мг/л, меди от 0 до 0,04 мг/л, молибдена 0,062—0,129 мг/л.

Рудничные воды, вытекающие из заваленных штолен в районе окисленной зоны месторождения, обладают наибольшей минерализацией, что вполне закономерно. Сухой остаток достигает 722—840 мг/г.

Воды более новых штолен минерализованы слабее. Величина сухого остатка достигает 404—525 мг/л. В составе катионов преобладает кальций, затем магний и, наконец, натрий. В небольшом числе проб натрий преобладает над магнием и совсем редко над кальцием. Меди содержится в среднем до 0,005 мг/л, в большинстве проб она отсутствует. Содержание MoO_4^{2-} достигает 4,473—5,832 мг/л. Минерализация рудничных вод увеличивается с увеличением процентного содержания в водах иона натрия и иона HCO_3^-.

Рудничные воды являются, вероятно, смесью вод двух типов — глубинных гидрокарбонатных натриевых и вод неглубокой циркуляции—гидрокарбонатных кальциево-магниевых. Первые сильно минерализованы и повышают общую минерализацию смеси, а основной приток все же идет за счет вод неглубокой циркуляции, почему и в химическом составе вод кальций является преобладающим. Процент содержания магния остается постоянным в водах разной минерализации. Также нет связи общей минерализации и с процентным содержанием сульфатов и с содержанием в них молибдена.

Как видно из табл. 43, средние содержания в пробах сульфатов и молибдена находятся в прямой зависимости, что вполне понятно, так

Таблица 43

Связь содержания молибдена и сульфат-иона в рудничных водах Анкаванского месторождения

Среднее содержание SO_4^{2-} в %	Интервалы содержания MoO_4^{2-} в мг/л
7,6	0,01—0,1
8,1	0,1 —0,5
9,3	0,5 —1,0
11,7	1,0 —2,0
10,4	2,0 —3,0
13,1	3,0 —4,0
20,5	5,0

как и тот и другой элемент попадают в воды в результате растворения продуктов окисления сульфидов. Здесь надо сделать оговорку, что эта зависимость не очень четкая, она заметна только при разбивке значений по интервалам, а внутри интервалов зависимости нет.

Проценты окисления и выноса металлов и общая зараженность месторождения металлами увеличивались из года в год в процессе разведки месторождения.

В табл. 44 представлены максимальные содержания рудных компонентов, зарегистрированные в рудничных водах ряда штолен за годы разведки и после нее.

В табл. 45 представлены отдельные замеры, по которым можно судить, как возрастает с течением времени содержание молибдена в

Таблица 44

Наибольшие содержания молибдена, меди и железа в сборных пробах из отдельных штолен Анкаванского месторождения
(по отдельным замерам за период 1956 — 1969 гг.)

№ штолен	2	3	4	5	10	11	12	13	14	15	16	17	18	26	32
молибден мг/л	0,880	1,400	1,400	1,400	1,704	0,024	2,343	4,473	3,834	3,460	3,000	4,473	1,619	2,769	1,944
медь мг/л	не опр.	не опр.	не обн.	не опр.	0,006	не обн.	0,004	0,005	0,004	не обн.	не опр.	не обн.	0,005	не обн.	не обн.
железо мг/л	не опр.	не опр.	следы	не опр.	не обн.	не обн.	14,00	22,46	21,60	не обн.	не опр.	не обн.	оч. сл.	сл. следы	не обн.

Таблица 45

Содержание молибдена в рудничных водах Анкаванского месторождения
(по отдельным замерам в разные годы)

№ штолен	2	3	4	5	10	11	12	13	14	15	16	17	18	26	32
1956 г.	—	—	0,453	—	0,648	0,024	1,069	0,821	0,836	0,175	—	0,019	0,972	0,019	1,944
1957 г.	—	—	0,554	—	1,704	не обн.	2,343	4,473	3,834	2,726	—	4,473	1,619	2,769	1,065
1963 г.	0,740	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1964 г.	0,880	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1969 г.	—	1,400	1,400	1,400	—	—	1,730	—	—	3,460	3,000	2,600	—	—	0,200

рудничных водах месторождения, а, следовательно, и в поверхностных водах, куда они поступают.

Для определения общего количества молибдена, выносимого из штолен рудничными водами, в 1956 г. был замерен дебит сборных струй, поступающих из штолен, и определено в них содержание молибдена.

В результате подсчетов общего количества молибдена, выносимого рудничными водами из месторождения, установлено, что за сутки выносилось водами 0,5 кг, что составляет в год 180 кг молибдена. Не говоря о других причинах, только такое количество выносимого водами молибдена должно заразить и почву и растительность в районе месторождения, тем более, что как установлено, молибден не мигрирует далеко, локализуясь, в основном, на площади месторождения.

Для определения дальности расстояния, на которое мигрирует молибден, нами были отобраны пробы из ручья Мармарик, в который впадает ручей Дамир-магара, собирающий вытекающие из штолен рудничные воды и участвующий в промывке отвалов. Как видно из табл. 46, содержание молибдена в воде ручьев резко убывает уже на расстоянии 150—200 м от месторождения.

Таблица 46

Содержание отдельных металлов в водах ручья Мармарик в связи с удалением от месторождения

№ проб	Места взятия проб	Содержание в мг/л		
		MoO_4^{2-}	Cu^{2+}	Fe общ.
1	р. Мармарик до впадения рч. Дамир-магара	следы	не обн.	1,20
2	р. Мармарик, 10м ниже пробы 1	3,240	не обн.	0,40
3	р. Мармарик, 50м ниже пробы 2	0,045	оч.сл. следы	сл. следы
4	р. Мармарик, 50м ниже пробы 3	0,013	не обн.	не обн.
5	р. Мармарик, 110м ниже пробы 4	0,013	сл. следы	не обн.
6	р. Мармарик, 100м ниже пробы 5	0,006	оч.сл. следы	0,80

Варденисское месторождение расположено в привершинной части южного склона Варденисского хребта.

Рельеф района месторождения резко пересеченный. Климат холодный, горный. Годовая сумма атмосферных осадков достигает 550—600 мм.

В геологическом строении месторождения принимают участие порфириты и туфогенные образования среднего эоцена, туфогенные толщи мио-плиоценового возраста и комплекс интрузивных пород (гранодиоритового состава), прорывающих среднеэоценовые порфириты.

Оруденение Варденисского месторождения приурочено к гидротермально измененным порфиритам. Относится к прожилково-вкрапленному медно-молибденовому типу руд с подчиненной ролью меди.

Основные рудные минералы месторождения—пирит, молибденит, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит, магнетит, гематит и др.

Первостепенную роль в рудной минерализации месторождения играют молибден и железо, представленные преимущественно молибденитом и пиритом. На флангах месторождения развито полиметаллическое оруденение, представленное галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Генетически оно связано с медно-молибденитовым оруденением.

Соотношение железа и молибдена в рудах в среднем составляет Fe:Mo=20:1. Содержание меди в рудах относительно невысокое.

Зона окисления на всем месторождении развита весьма слабо. Интенсивные эрозионные процессы опережают процессы окисления материала. Зачастую прямо на поверхность выступает сульфидное оруденение. Окисление происходит в основном по трещинам в рудовмещающих породах, где и получают развитие гипергенные минералы: окислы железа, молибдит и небольшие содержания сульфатов и карбонатов цинка, свинца и меди.

Район месторождения сильно обводнен. Территория месторождения является областью питания подземных вод для весьма значительной территории.

В северо-восточной части месторождения, сложенной мио-плиоценовыми туфогенными породами (в основном пемзовыми песчаниками), имеющиеся выходы грунтовых вод носят сезонный характер и в общем режиме подземных вод существенной роли не играют.

Северо-западная часть сложена измененными порфиритами, местами перекрытыми туфогенной толщей среднего эоцена. Благодаря исключительной трещиноватости пород, в подземный сток переходит значительная часть талых вод. Участок изобилует выходами подземных вод с относительно стабильными дебитом, температурой и химизмом.

Юго-восточная часть месторождения, представленная обособленной орографической единицей (вулканический конус Гей-сар), характеризуется самостоятельностью водного режима, по крайней мере в пределах зоны местного стока. Вся нижняя часть месторождения, благодаря более спокойному рельефу и развитию трещиноватости лавовых потоков, характеризуется как зона аккумуляции подземных вод.

Общий сток как наземных, так и подземных вод направлен с севера на юг до впадения в р. Элегис, служащую региональным базисом эрозии для всей этой зоны. Местными базисами эрозии служат уровни трех самостоятельных ручьев, дренирующих воды со всей территории месторождения.

Формируясь в пределах Варденисского хребта, они протекают затем почти параллельно друг другу на расстоянии 1—1,5 км друг от друга. Все они дренируют воды месторождения в своем верхнем течении. Общая протяженность каждого из них 5—6 км.

В вертикальном разрезе в пределах зоны местного стока выделяются: а) подзона аэрации и б) подзона грунтово-трещинных вод.

Областью распространения вод подзоны аэрации являются делювиальный плащ и пемзовые песчаники.

Количество водных выходов в периоды снеготаяния и обильных атмосферных осадков весьма велико, однако, значительная их часть в июле—августе пересыхает. Химический состав вод этой группы однообразен.

Подавляющее большинство выходов, имеющихся на территории месторождения, относится к водам подзоны грунтово-трещинных вод. Они характеризуются стабильностью своих параметров в сезонном разрезе. Дебиты источников в зависимости от степени трещиноватости, колеблются в пределах от 0,1 до 1,5—2,0 л/сек.

Во всей зоне преобладающим является гидрокарбонатный кальциево-натриевый или гидрокарбонатный натриево-кальциевый тип вод, при почти равном содержании кальция и натрия. Содержание хлора в водах данной зоны достигает 10—12% состава анионов. Содержание сульфатов резко колеблется в зависимости от литологического состава пород (их наибольшее количество, 36—42% состава анионов, приходится на воды порфиритов).

На этом общем фоне, в зависимости от приуроченности к различным литологическим комплексам, происходят небольшие изменения химического состава вод (табл. 47).

Химический состав вод верховьев всех ручьев, формирующихся в пределах месторождения, близок к химическому составу грунтовых вод, выходящих в пределах рудной зоны (табл. 47).

При выходе из рудной зоны и при частичном смешении с фоновыми водами наблюдается резкое увеличение гидрокарбонатов и, напротив, уменьшение сульфатов. Образуется гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый тип воды при незначительном преобладании гидрокарбонатов над сульфатами.

Наконец, в нижнем течении ручьев, на расстоянии свыше 2,6—3,0 км от рудных зон, химический состав поверхностных вод снова отвечает фоновому.

Содержание молибдена в водах на данном месторождении колеблется в больших пределах. Благодаря своей устойчивости, он является основным металлом в водной среде. На территории месторождения процент встречаемости молибдена в водах весьма велик.

Максимальное содержание молибдена: в рудничных водах—0,56 мг/л, в грунтовых водах, циркулирующих на месторождении в пределах обособленных лавовых образований—0,005 мг/л, в водах, циркулирующих в порфиритах—0,58 мг/л, т. е., равно содержанию молибдена в рудничных водах. В грунтовых водах, наиболее удаленных от известных рудных зон, молибден обнаружен в количестве 0,02—0,008 мг/л.

В водах верховьев ручьев, формирующих свой состав на территории месторождения, молибден содержится от 0,002 до 0,35 мг/л.

Содержание меди в грунтовых водах, циркулирующих в порфиритах, составляет в среднем 0,006 мг/л (максимальное—0,02 мг/л).

В выходах вод, приуроченных к лавовым образованиям, медь отсутствует. В поверхностных водах медь была установлена в 8% проб.

Процент распространенности свинца в водах месторождения уступает меди, но содержание его в отдельных пробах выше, чем меди. В грунтовых водах, циркулирующих в пределах туфогенов и лавовых пород, свинец обнаружен не был. В поверхностных водах на месторождении был зафиксирован в 8% проб в количестве от 0,005 до 0,01 мг/л.

Наибольшим распространением в водах пользуется цинк, при среднем содержании его 0,01 мг/л. Максимальное содержание его в родниках, приуроченных к порфиритам, составляет 0,2 мг/л, в грунтовых водах туфогенных пород—0,05 мг/л (в среднем 0,015 мг).

Весьма низки содержания цинка в грунтово-трещинных водах, связанных с четвертичными андезито-базальтами. В поверхностных водах среднее содержание его равно 0,012 мг/л.

Серебро по данным спектрального анализа, присутствует в двух пробах сухих остатков вод из порфиритов и в 4 пробах поверхностных вод.

Интересны условия переноса молибдена и железа поверхностными водами за пределы месторождения. Как известно, молибден обладает способностью удерживаться в растворе при большом диапазоне значений pH (от 2 до 8). Железо, напротив, при переходе от слабокислой среды к нейтральной быстро выпадает из раствора.

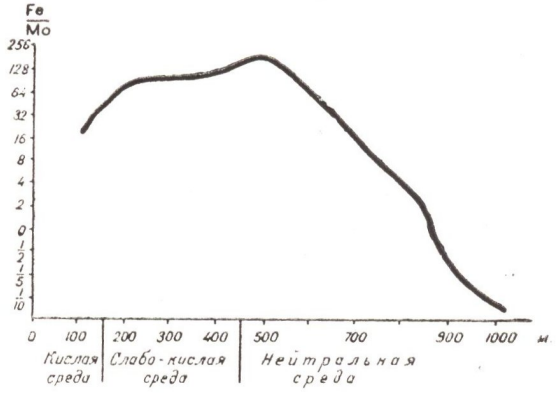
По мере удаления ручья от источника сноса отношение железа к молибдену резко снижается, а уже на сравнительно небольшом расстоянии принимает дробное значение (фиг. 39).

Таблица 47

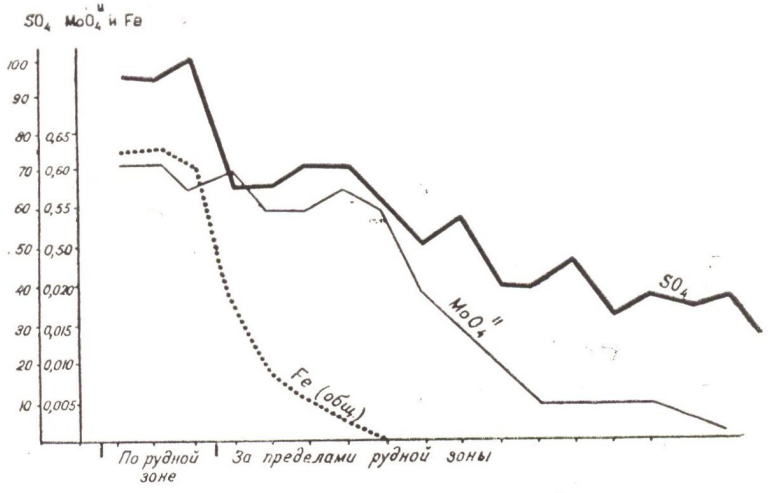
Химический состав вод, циркулирующих в пределах Варденисского пирит-молибденитового месторождения
(интервалы содержаний в экв. %)

Типы вод \ Элементы и соединения		pH	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	MoO_4^{2-} мг/л	Величина общей минерализации мг/л
Средние фоновые значения за пределами месторождения		7,2	19,4	23,1	7,5	4,0	1,8	44,2	0,002	125
Рудничные воды		4,8—6,2	11—16	20—29,2	8,5—18,2	1,5— 2,8	41,1—46,5	2,2— 4,6	0,213—0,561	230—584
Грунтовые воды	Подлавовые воды	7,0—7,2	19—21	15—17	5—16	12—15	0—7	35—38	0—0,005	95—120
	Выходы вод. приуроченные к оруденелым порфиритам	4,0—6,8	11—13,5	21—23,5	11—13,5	8— 9,2	26—30	13,2—15,5	0,004—0,580	210—360
	Выходы вод, приуроченные к безрудным туфогенам	6,4—7,2	11—12	25—27	13—15	5,7	15—18	27— 31	0—0,35	170—260
Поверхностные воды	Воды верховьев ручьев	6,2—6,8	17—18	27—29	5,7	8— 9	32—36	9—11	0,002—0,036	160—280
	Воды при выходе из рудной зоны	6,2—7,0	20—22	20 - 22	6—8	9,1	18—20	21—24	0,002—0,200	160— 200

Сульфат-ион, образовавшийся в результате разложения пирита, продолжает мигрировать, правда уже в небольшом количестве, с молибденом; он остается в водном растворе даже после того, как и молибден из этого раствора весь выпадает (фиг. 40).



Фиг. 39. Изменение Fe/Mo в ручье по мере удаления с территории Варденисского месторождения.



Фиг. 40. Миграция компонентов рудной минерализации с территории Варденисского месторождения.

Таким образом, в результате изучения гидрогеологии основных медно-молибденовых месторождений республики, мы пришли к следующим общим выводам:

1. В молодой горной стране интенсивно протекающие процессы эрозии ведут к значительному рассеиванию рудных элементов. Молибденит подвергается сравнительно интенсивному выщелачиванию и выносу с территории месторождения. Этому способствует инертная или полуактивная обстановка в районе месторождений, отсутствие сильных нейтрализаторов, благодаря чему молибден только частично выпадает из растворов в пределах зоны окисления и, в основном, выносится водой, заражая почву и растительность в районе месторождений.

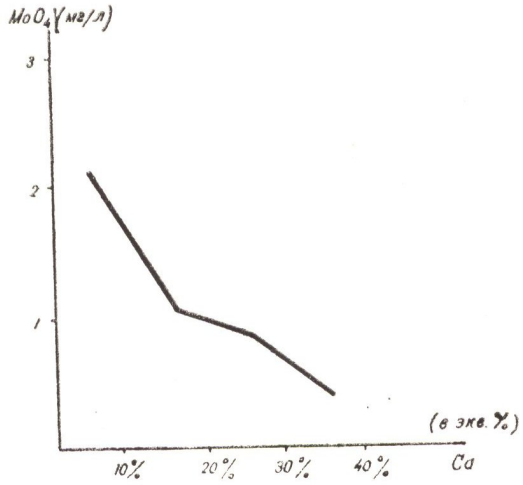
2. Молибден обладает большой миграционной способностью, удерживаясь в растворах со сравнительно широким диапазоном значений pH от 2 до 8. Молибден присутствует во всех типах вод (поверхностных, грунтовых, рудничных), циркулирующих в районах месторождений.

3. Процессам окисления и выщелачивания молибдена не благоприятствует вкрапленный характер оруденения и трещинный характер циркуляции подземных вод. Первый фактор ограничивает доступ окисляющих и растворяющих агентов к рудным скоплениям, второй фактор суживает зону влияния вод.

4. Для развития процессов окисления, выщелачивания и выноса молибдена одним из решающих факторов являются ландшафтно-геохимические условия района месторождения.

Из сравнения температурных условий районов отдельных месторождений бросаются в глаза более высокие среднегодовые и среднемесячные температуры в Агараке. Из сравнения количества выпадающих осадков в районах отдельных месторождений, отмечается сравнительная бедность таковыми Агарака. Соответственно в водах Агарака молибдена содержится больше, т. е. вынос его больше благодаря меньшему притоку нейтрализирующих растворов—гидрокарбонатных вод. В остальных районах обилие осадков увеличивает циркуляцию вод и большее количество гидрокарбоната притекает к окисляющемуся рудному телу, нейтрализуя образующиеся серную и молибденовую кислоты и разрушая сернисто-молибденовый комплекс. Поэтому выщелачивание молибденита в этих районах протекает менее интенсивно.

5. Влияние рельефа на Каджаранском, Дастакертском, Агаракском и Варденисском месторождениях одинаково. Благодаря крутому рельефу быстро протекающие процессы эрозии опережают процессы окисления и выщелачивания, смывая весь поверхностный материал.



Фиг. 41. График связи содержания молибдена и кальция в водах медно-молибденовых месторождений.

На Анкаванском месторождении зона окисления выражена хорошо, так как климат более влажен, рельеф менее крут и процессы эрозии протекают не столь быстро и интенсивно.

6. Отчетливо выделен тип вод, связанных с рудоносными породами. Это воды, содержащие молибден и повышенное количество сульфатов.

Установлена прямая зависимость между содержанием в водах молибдена и сульфатов и обратная зависимость между содержанием в водах молибдена и кальция (фиг. 41), молибдена и железа.

Серная кислота, образующаяся в растворе в результате окисления, в основном пирита, увеличивает кислотность раствора, что является благоприятным моментом для выщелачивания молибденита. В результате выщелачивания в раствор попадает сернокислый молибденовый комплекс, в свою очередь увеличивающий содержание в водах сульфа-

тов (обратный процесс—нейтрализация растворов за счет присутствия в водах бикарбоната кальция—приводит к выпадению молибдена из растворов и образованию минерала повеллита).

С увеличением процентного содержания в водах кальция замечено соответственное уменьшение содержания в водах молибдена. Зависимость не очень четкая, наблюдаются и отступления от нее. Такая же обратная зависимость установлена между содержанием молибдена и железа. Так, на Каджаранском месторождении в водах замечается, что при полном исчезновении молибдена содержание железа резко увеличивается. В водах того же месторождения, там, где присутствует молибден, железа содержится намного меньше. На Дастакертском месторождении в сульфатных водах Мегрилинского участка с повышенным содержанием молибдена обнаружено соответственно пониженное содержание железа. На рудном участке Дамир-магара в районе Анкаванского месторождения содержание железа в водах занижено. Ореол вторичного рассеяния железа на Варденисском месторождении довольно локальный и не выходит за пределы самих рудных зон.

Прямая зависимость между большим содержанием сульфатов и молибдена объясняется, по-видимому, тем, что в силу ограниченной возможности переноса в нейтральных и слабокислых растворах, железо не мигрирует, в то время, как молибден—элемент, менее подверженный влиянию среды, продолжает удерживаться в растворе. Таким образом, сульфаты, образовавшиеся в результате разложения пирита, мигрируют с молибденом.

7. Водные растворы в районах месторождений выносят на дневную поверхность значительные количества молибдена. По нашим подсчетам выносится от 90 до 600 кг молибдена в год по каждому месторождению при общем водопритоке от 5 до 8 л/сек. Понятно, что столь значительное количество молибдена, вступающего в круговорот, заражает наносные образования и циркулирующие в них воды, иногда непосредственно не связанные с рудоносными породами.

Водоносность пород влияет на интенсивность процессов выщелачивания молибдена. На участках, где имеет место развитый процесс химического выветривания, наблюдается более интенсивный вынос молибдена.

8. Воды, циркулирующие в районе месторождений в основном гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные, pH водных растворов колеблется в интервале 7—8, редко 3,5—5,0 (Варденисское месторождение). Воды с повышенным содержанием сульфатов и молибдена являются генетически самостоятельными среди гидрокарбонатных вод, и их распространение может быть истолковано, как какое-то отображение площади, перспективной в отношении рудоносности.

9. Водный ореол рассеивания молибдена невелик и локализуется на площади самого месторождения.

10. В пределах изученных месторождений медь мигрирует слабо. Причиной этому является отсутствие кислых растворов, быстрая нейтрализация образующейся серной кислоты.

ВОДЫ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Кафанское медноколчеданное месторождение расположено в одноименной котловине и охватывает часть низкогорной

зоны бассейна среднего течения р. Вохчи в пределах отметок 680—1400 м.

Территория действующих рудников орографически представлена обособленной областью, имеющей вполне самостоятельный водный баланс.

Климат рудного поля сухой, континентальный, со значительными амплитудами колебаний температур. Многолетняя среднегодовая сумма осадков составляет около 535 мм, однако, вследствие крайне неравномерного распределения во времени и их ливневого характера, а также ряда обстоятельств, лишь сравнительно небольшая часть осадков поступает на питание подземных вод. Характерно, что за редким исключением около 30—40% годовой суммы осадков выпадает в течение апреля и мая месяцев, питая в основном поверхностный сток.

В питании подземных вод горных областей большое значение имеют твердые осадки, между тем, для рудного поля характерна малоснежная, нередко почти бесснежная зима, что отрицательно сказывается на пополнении ресурсов подземных вод.

Значение годовой суммы испарения по последним данным колеблется в пределах 475—525 мм, вследствие чего около 35% площади рудного поля имеет отрицательный баланс влаги. Этому способствует южная экспозиция рельефа большей части исследованной территории.

В геологическом строении рудного поля участвуют плотные трещиноватые вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования юрского возраста и подчиненные им интрузивные и субвулканические породы. Они слагают асимметричную брахиантиклинальную складку общекавказского простирания, на северо-восточном пологом моноклинальном крыле которой располагается рудное поле. Складка разорвана многочисленными крупными дизъюнктивными нарушениями. Последние выражены различной мощности зонами перемятых, раздробленных, рассланцованных пород, сопровождающимися системой оперяющих трещин.

Тектонические разломы пересекают породы рудного поля в различных направлениях, создавая сложную систему структурной блокировки со значительными амплитудами разнозначных подвижек и смещений. Разломы на поверхности представлены полосами раздробленных измененных пород шириной до 50—80 м. Сопровождающие разломы зоны раздробленных пород являются наиболее благоприятными участками для поглощения атмосферных осадков и основными путями обводнения горных выработок. Зоны разломов на глубине представлены обычно перемятыми, рассланцованными породами, превращенными в глинку трения, которой выполнены также швы разломов. В силу этих обстоятельств собственно зоны разломов играют роль водоупорного экрана для вод, циркулирующих в висячих и лежачих блоках. Структурное положение разломов и условия их залегания обусловливают большую обводненность пород висячих блоков по сравнению с лежачими.

Нередки случаи, когда вследствие противоположного падения между зонами разломов создаются т. н. «структурные гидрогеологические воронки» или «структурные гидрогеологические бункера», сосредоточивающие инфильтрационные трещинно-грунтовые воды.

При таком сочетании, между разломами создается единый общий висячий блок—структурный клин, область питания которого по площади намного больше области глубинной циркуляции вод. Неслучайна поэтому наблюдающаяся на всех рудниках большая обводненность

выработок на тех интервалах, где они пересекают отмеченные структурные формы и, наоборот, незначительный водоприток или полное отсутствие воды в пределах лежачих боков разломов.

В коренных породах рудного поля, представленных в основном различными порфиритами и их пирокластами, отмечаются все генетические типы трещиноватости. Наиболее трещиноватыми являются кора выветривания (в том числе и зона окисления, мощностью местами до 30—40 м) и зоны тектонических разломов, которые служат главными аккумуляторами атмосферных вод.

В пределах склонов северной и северо-восточной экспозиции материнские породы повсеместно перекрыты слабо водопроницаемыми подчас водоупорными суглинками, а на остальных участках—либо полностью обнажены, либо перекрыты маломощными щебенисто- или дресвянисто-супесчаными элювиально-делювиальными образованиями.

Поверхностные новообразования обводняются в различной степени в зависимости от механического состава, сложения, мощности и условий залегания, поглощая часть атмосферной воды, они постепенно отдают накопленную воду в подстилающие коренные породы.

На слабо наклонных плато правого и левого склонов долины р. Вохчи поверхностные образования представлены весьма слабоводопроницаемыми разновидностями покровных суглинков, вследствие чего как сами наносы, так и подстилающие их галечники высоких террас и коренные породы, за крайне редкими исключениями, безводны.

В отношении инфильтрации атмосферных осадков наиболее благоприятны рыхлообломочные образования, развитые по всему рудному полю, преимущественно на пологих склонах долин притоков рек Каварт и Халадж.

Основные показатели водных свойств главных генетических типов пород рудного поля приводятся ниже (табл. 48):

Таблица 48

Наименование пород	Коэффициент трещинной пустотности $K_{тр}$ в %	Пористость в %	Водонасыщение в %	Коэффициент фильтрации в м/сут
Туфоконгломераты, туфобрекчии	—	2,44—6,94	0,33—1,66	—
Кварц-плагиоклазовые порфириты	0,81—4,28	3,38—6,00	0,88—1,58	—
Плагиоклазовые порфириты	0,49—9,16	3,81—7,36	0,5 —1,45	—
Диабазы и диабазовые порфириты	—	2,47—4,92	0,36—1,30	—
Кварцевые порфириты	—	5,08	1,11	—
Глины	—	43,6 —59,4	—	0,00013—0,001
Суглинки	—	35,9 —66,4	—	0,00033—0,011
Супеси	—	35,7 —53,61	—	0,18—0,59
Щебенисто-дресвянистые отложения с супесчаным заполнителем	—	34,2 —56,3	—	0,5 -4,7
Валунно-галечные отложения с песчаным заполнителем	—	18,4 —26,5	—	1,12—37,0

Геоморфологические факторы, влияющие на гидрогеологические условия рудного поля, характеризуются следующим образом: около 70% площади исследованного участка представлено низкогорьем с интенсивно расчлененным аридно-денудационным рельефом. Глубоко врезанная в толщу коренных пород густая речная сеть обусловливает наличие всюду крутых склонов и создает естественную дренажную

систему, ограничивающую возможность просачивания атмосферных вод в глубокие горизонты.

Как было отмечено, орографически территория собственно рудного поля представляет собой обособленную область, лишенную возможности получения дополнительного питания подземных вод из окружающих горных сооружений. С прилегающим на западе крупным юго-восточным отрогом Баргушатского хребта (массив г. Чимян), территория рудного поля связана узким гребнем—седловиной, который разделяет водосборные бассейны рек Галидзор, Каварт и Халадж.

Куэстообразная природа долин водных артерий рудного поля обусловливает сравнительно большую обводненность их правых склонов, т. е. склонов, соответствующих падению северо-восточного крыла брахиантиклинальной складки. Вследствие превышения на отдельных участках уклонов рельефа над углом падения пластов, создаются исключительно благоприятные условия для дренирования пластово-трещинных вод. Однако, ввиду ограниченных ресурсов последних, дренаж происходит на локальных участках в незначительном количестве и носит сезонный характер.

В пределах рудного поля, на участках развития поверхностных образований, широкое распространение имеют оползневые формы рельефа, выраженные подковообразными цирками с пологим дном, имеющим иногда обратное падение. Но, поскольку на этих участках развиты почти водоупорные суглинки, то при насыщении верхних горизонтов атмосферными водами грунты набухают и фактически прекращают доступ воды вглубь.

Наши наблюдения в районе Арфикского оползня на водораздельных плато правых притоков р. Вохчи показали, что даже после продолжительных дождей слои суглинков на глубине 1,5—2,0 м оказались сухими.

В увеличении интенсивности инфильтрации атмосферных вод (в том числе поверхностных) и пополнении ресурсов подземных вод рудного поля большую роль играет хозяйственная деятельность человека.

Многочисленными выработками, пройденными на различных участках с целью разведки и эксплуатации руд в недрах рудного поля, в пределах глубин до 250—300 м, создан сложный лабиринт подземных пустот. Общий объем пустот, представленных подземными горными выработками и отработанными участками, только за период с 1930 по 1964 гг. превышает 3,5 млн. м^3. В плане они занимают площадь около 70 км^2 или 30% площади собственно рудного поля. При этом, если учесть объем пустот и площади, занимаемые старыми выработками, то без больших погрешностей можно сказать, что более 60% площади бассейна р. Каварт покрыто сетью подземных горных выработок.

Лабиринт подземных пустот подчас вплотную приближается к дневной поверхности, создавая благоприятные условия для инфильтрации атмосферных вод через маломощную вскрышу вмещающих пород.

Проходкой горных выработок человеком создана подземная дренажная сеть, вносящая резкое изменение в естественный ход распределения подземного стока и обусловливающая своеобразные условия взаимоотношения атмосферных, поверхностных, подземных и рудничных вод.

Указанные подземные пустоты—резервуары, интенсивно пропуская трещинно-грунтовые воды окружающей среды, способствуют усилению процесса инфильтрации атмосферных осадков, а местами и поверхно-

стного стока. Ярким примером последнего является интенсивное обводнение центральной капитальной штольни под руслом р. Каварт. Здесь выработка косо проходит под руслом реки на глубине 20—21 м.

Немаловажную роль в усилении процесса инфильтрации атмосферных вод играют буровзрывные работы, проводимые на небольшой глубине от дневной поверхности. Во время взрывов (при небольшой мощности вскрыши) нарушается естественная система трещиноватости пород кровли, появляются новые трещины, существующие же расширяются, создавая дополнительные пути для проникновения атмосферных вод. В подтверждение сказанного приведем пример участка с. Каварт, расположенного над рудным полем рудника № 5—6.

При проходке выработок горизонтов 1030 и 987 под отмеченным селением (на глубине 80—150 м от дневной поверхности) на поверхности чувствовались сильные толчки, а вскоре пересохли почти все родники, используемые населением для питья. Воды этих родников «провалились вглубь» через расслабленную толщу пород вскрыши.

Таким образом можно констатировать, что подземные выработки и применяемые при их проходке и добыче руды буровзрывные работы в совокупности вносят большие изменения в естественную схему питания, формирования и дренирования подземных вод.

Комплекс описанных выше факторов, проявляясь в различных сочетаниях и с разной интенсивностью, обусловливает неравномерное распределение подземных вод и различное соотношение их с атмосферными и поверхностными водами.

Для полного представления гидрогеологических особенностей рудного поля, ресурсов подземных вод, условий и характера обводнения горных выработок, рассмотрим в общих чертах его водный баланс.

Так как все рудники расположены на левобережье р. Вохчи (в пределах междуречья рек Галидзор и Халадж), то расчеты приводятся только для этой территории, занимающей площадь 24,76 км^2.

В основу расчетов водного баланса собственно рудного поля положены следующие исходные данные:*

Водосборная площадь	24,76 км^2
Многолетняя средневзвешенная сумма годовых осадков	558 мм
Средневзвешенная сумма испарения за год	475 мм
Среднегодовой суммарный сток рек Каварт, Чинар-дараси и Шаумянского ручья (сток за счет поверхностного питания)	20 л/сек
Среднегодовой суммарный расход родников (родниковый сток)	6,488 л/сек
Среднегодовой суммарный расход рудничных вод (рудничный сток)	31,2 л/сек

Так как рудное поле морфологически представляет собой обособленную область, имеет самостоятельный баланс и не получает ни подземного, ни поверхностного питания из соседних участков, то приходная

* Данные по испарению и среднему значению атмосферных осадков скорректированы в соответствии с данными В. Т. Вегуни (1963) и ИВП АН АрмССР.

часть баланса представлена исключительно атмосферными осадками*, следовательно, общий приход воды составит:

24,76 км^2×558 мм ос/год=13815880 м^3/год

Расчет расходной части водного баланса:

а) испарение—
24,76 км^2×475 мм/год=11761000 м^3/год

б) родниковый сток—
6,488 л/сек×31536000 (число секунд в году)=204605 м^3/год

в) рудничный сток (расход рудничных вод)—
31,2 л/сек×31536000=983923 м^3/год

г) поверхностный сток (сток р. Каварт и остальных ручьев)—
20 л/сек×31536000=630720 м^3/год

Таким образом, суммарный годовой расход составит 13680632 м^3/год.

Сопоставляя приходную и расходную составляющие баланса, получим:

13815880—13680632=135248 м^3/год, или 4,28 л/сек воды, которая очевидно, приходится на долю глубинной инфильтрации, на подрусловый сток р. Каварт и остальных ручьев.

Как видно из приведенного балансового расчета, подземный сток (37,688 л/сек) примерно в два раза превышает собственно поверхностный сток (20 л/сек), несмотря на сильную расчлененность рельефа и крутизну склонов. Последние факторы обычно благоприятствуют увеличению поверхностного стока, однако в условиях рудного поля в деле преобладания подземного стока решающее значение имеют проходящие в его недрах горные выработки.

Подземные воды рудного поля по характеру и условиям залегания, а также литологическим особенностям водовмещающей среды, подразделяются на следующие типы:

1) воды поверхностных рыхлообломочных образований,
2) грунтовые воды аллювиальных отложений пойм рек и
3) трещинно-грунтовые и пластово-трещинные воды коренных пород.

1). Воды поверхностных рыхлообломочных образований. Поверхностные образования имеют широкое площадное развитие и в виде покрова мощностью 1—50 м перекрывают различные комплексы коренных пород.

Наиболее мощные скопления поверхностных образований приурочены к склонам северной и северо-восточной экспозиции, причем корреляция литологического состава и гипсометрического положения указывает на покровный характер их распространения.

Описываемые образования наиболее распространены на поверхностях выравнивания правого склона долины р. Вохчи—на Вачаганском и Багабурдж-Геханушском участках. Здесь они представлены водоупорными глинисто-суглинистыми образованиями и налегают на валунно-галечные отложения высоких террас, которые, в свою очередь, перекрывают денудированную поверхность коренных пород. Вследствие наличия водонепроницаемого плаща покровных суглинков, отмеченные участки характеризуются почти полным отсутствием подземных вод. Лишь местами, на крутых склонах покровные образования подпитываются водами коренных пород и подвергаются оползневым подвижкам.

* В питании подземных вод участвует также конденсирующаяся атмосферная влага, однако данными о ее количественной характеристике мы не располагаем.

Из-за деформации поверхности оползневого тела создаются благоприятные условия для инфильтрации атмосферных вод (через трещины отрыва и многочисленные трещины, бороздящие оползень) и дальнейшего оживления подвижек. В пределах правого склона долины р. Вохчи отмечены многочисленные мочажины, связанные с подстилающими суглинки галечными террасами.

Среди участков развития наносных образований наибольшая обводненность наблюдается на территории поселка Ленинской группы рудников. Здесь фиксируются выходы грунтовых вод, начиная от устья р. Саралых до оврага, проходящего несколько севернее нового здания школы по правому берегу р. Каварт. Характерно то обстоятельство, что верхние горизонты разреза наносов большей частью совершенно безводны, в то время как в основании спорадически развит горизонт грунтовых вод. Объясняется это тем, что поверхностные образования обводняются трещинно-грунтовыми водами коренных пород склонов и основания. Поступающие воды, увлажняя контактную зону, резко уменьшают силы сцепления между наносами и коренными породами, а в отдельных случаях—между литологическими разностями самих наносов и вследствие крутизны рельефа вызывают оползневые подвижки. Они происходили со времени формирования покрова наносных образований и не прекращаются до сих пор.

В образовании подземных вод наносы играют двоякую роль: на пологих склонах и ровных площадях они аккумулируют атмосферные воды, а затем частью отдают в подстилающие коренные породы, а на крутых склонах сами питаются водами коренных пород.

На площади распространения наносных образований констатированы 14 родников, многочисленные мочажины, выпоты и слабые высачивания. Вследствие хорошей промытости наносов, связанные с ними воды имеют незначительную минерализацию (в большинстве случаев до 0,7 г/л), однако в редких случаях воды наносов претерпевают поверхностное концентрирование солевого состава и имеют повышенную минерализацию, превышающую границу пресных вод. Увеличение минерализации в этих водах происходит за счет накопления сульфатов кальция.

Общий гидрохимический фон поверхностных образований характеризуется преобладанием гидрокарбонатов кальция.

Родники, связанные с наносами, имеют расход от 0,001 до 0,15 л/сек и по всем элементам режима находятся в прямой и непосредственной зависимости от метеорологического режима.

В накоплении атмосферных вод значительную роль играют рудные отвалы, которые небольшими клочками разбросаны на площади развития продуктивной толщи среднеюрского комплекса. Благодаря рыхлому сложению, отвалы впитывают атмосферные осадки, создавая временные ресурсы воды. Эти воды частью вытекают из-под отвалов в виде сезонных родников, частью же просачиваются в подстилающие отвал породы, пополняя трещинно-грунтовые воды коренных пород или верховодку наносных образований.

2). Грунтовые воды аллювиальных отложений. Развиты в поймах рек Вохчи и Халадж, образуя довольно широкий грунтовый поток в подрусловых отложениях.

Глубина залегания грунтовых вод в пойменных отложениях регулируется уровнем стока в реках, поэтому соотношение их меняется в соответствии с режимом реки. В период летнего минимума обе реки

дренируют воды верхних горизонтов пойменных отложений и надпойменных террас, а в период паводков заливают всю пойму.

Воды аллювиальных отложений и подножьев склонов долин питаются также трещинно-грунтовыми водами коренных пород и подрусловыми водами многочисленных постоянно и временно действующих притоков.

Грунтовые воды поймы р. Вохчи на всем ее протяжении загрязнены хвостами Каджаранской обогатительной фабрики и совершенно непригодны для каких-либо целей.

Подрусловые воды р. Халадж достаточно доброкачественны в отношении химического состава, однако местами загрязняются органическими отходами и рудничными водами.

Воды аллювиальных отложений р. Халадж можно использовать для технического водоснабжения и орошения путем устройства водозаборов выше отвалов Халаджского рудника. Кустовой водозабор может обеспечить отбор воды в количестве 40—50 л/сек, что вполне достаточно для удовлетворения нужд поселка им. Шаумяна и с. Барабатум.

Воды рассматриваемых отложений пресные, относятся к гидрокарбонатным кальциевым или натриевым типам, лишь на правобережье р. Вохчи, в колодце, пройденном между правым склоном и ж. д. полотном, отмечается повышенная минерализация (1,74 г/л), что обусловлено замедленным движением грунтового потока и влиянием состава растворимых солей наносных образований, слагающих подножье правого склона долины реки.

3). Трещинно-грунтовые и пластово-трещинные воды коренных пород. Главная масса подземных вод рудного поля приурочена к коренным породам. В основании геологического разреза залегает толща брекчиевидных эпидотизированных порфиритов нижней юры. Изучение пространственного размещения выходов трещинно-грунтовых вод толщи порфиритов показало, что преобладающее большинство родников тяготеет к полосам тектонических нарушений, приурочиваясь непосредственно к зияющим трещинам интенсивно раздробленных участков вдоль нарушений общекавказского и северо-восточного простираний.

Вследствие крайней ограниченности площади питания и совпадения ее с областью разгрузки, ресурсы трещинно-грунтовых вод, формирующихся в коре выветривания нижнеюрских порфиритов (при общем незначительном расходе родников от 0,01 до 0,07 л/сек), подвержены резким колебаниям в зависимости от изменения метеорологических факторов.

Кратковременное нахождение инфильтрационных вод в коре выветривания обусловливает их общую низкую минерализацию (0,3—0,92 г/л), а повсеместная зараженность эпидотизированных порфиритов сульфидами обусловливает обогащенность состава вод сульфатами и пониженные значения pH (5—6,8).

В химическом составе воды преобладают сульфаты, иногда гидрокарбонаты щелочных земель. В сухом остатке воды некоторых родников отмечается аномальное количество меди (0,1—1%), повышенное содержание бария, никеля, цинка и следы молибдена.

Трещинно-грунтовые воды, связанные со среднеюрскими плагиоклазовыми и кварц-плагиоклазовыми порфиритами в виде малодебитных родников (0,0007—0,106 л/сек), разгружаются в эрозионных врезах бассейна Башкендского ручья, в оврагах левых притоков р. Каварт и ручья Куртамяк.

В бассейне Башкендского ручья выходы родников приурочены к перекрывающим коренные породы маломощным наносным образованиям. Несмотря на значительную площадь распространения и интенсивную расчлененность, описываемые породы бедны выходами трещинно-грунтовых вод. Объясняется это широким развитием на многих участках довольно мощного покрова слабо водопроницаемых суглинистых образований, препятствующих инфильтрации атмосферных вод, а также наличием в недрах многочисленных горных выработок—искусственных дрен, ускоряющих подземный сток.

Воды рассматриваемого комплекса пород холодные (10—15°), слабо кислые (pH—6,2—6,9), пресные (общая минерализация от 0,23 до 0,64 г/л), по химическому составу эти воды относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу, подчиненное место занимают сульфатные кальциевые и сульфатные магниевые типы.

Кварцевые порфириты занимают обширную площадь в пределах висячего блока Кавартсуйского сброса. Ими сложены левые склоны долины р. Каварт, бассейны ручьев Чинар-Дараси, Шаумян и их притоков. Рассматриваемые породы раздроблены крупными Кавартсуйскими и Барабатум-Халаджским разломами и многочисленными тектоническими нарушениями, секущими их. Современная овражная сеть, развивающаяся исключительно по зонам тектонических нарушений, глубоко врезана в толщу кварцевых порфиритов и интенсивно дренирует циркулирующие в них трещинно-грунтовые воды. Отчетливо фиксируется приуроченность выходов родников к зонам крупных разломов и секущих нарушений. Для трещинно-грунтовых вод разломы служат непроницаемым подземным барьером (преградой), поэтому на местах пересечения разломов с эрозионными понижениями рельефа фиксируются выходы родников, располагающихся вдоль линии разлома. Особенно характерны в этом отношении родники, расположенные по линии Барабатум-Халаджского, Кавартсуйского разломов и секущих их нарушений. На площади распространения кварцевых порфиритов закартировано 20 родников с дебитом от 0,0001 до 0,75 л/сек.

Вследствие интенсивной тектонической раздробленности кварцевых порфиритов, широкого распространения в них литогенетических трещин и обширной площади развития, они наиболее обводнены. Большая часть циркулирующих в них трещинно-грунтовых вод дренируется подземными горными выработками, пересекающими висячие блоки отмеченных выше крупных разломов. Таким путем обводняются многие восточные полевые штреки различных горизонтов рудника 1—2 и некоторые выработки горизонтов 780 и 740 рудника «Барабатум», подсекающие висячие крылья Кавартсуйского и Барабатум-Халаджского разломов. Количественное сопоставление родникового и подземного стоков, питающихся трещинно-грунтовыми водами комплекса кварцевых порфиритов, показывает, что динамические ресурсы подземного стока намного превышают количество воды, выходящей на дневную поверхность в виде родников.

Определенной закономерности в площадном распространении трещинно-грунтовых вод комплекса кварцевых порфиритов не наблюдается. Обводненность комплекса в целом крайне неравномерна—наибольшее обводнение фиксируется в узловых участках тектонических нарушений.

Воды кварцевых порфиритов в большинстве случаев слабо минерализованы (0,622—0,8 г/л), некоторое повышение минерализации (0,9—2,13 г/л) отмечается в водах родников, частично питающихся

минерализованными водами поверхностных образований. Повышение минерализации наблюдается также в водах родников, расположенных вблизи контакта кварцевых порфиритов с породами верхнеюрской туфообломочной толщи.

Режим трещинно-грунтовых вод рассматриваемого комплекса пород подвержен резким колебаниям в зависимости от количества и продолжительности выпадения атмосферных осадков. Влияние последних сразу же сказывается на количестве родникового стока и на водопритоке в горные выработки. В периоды обильных осадков появляются многочисленные временно действующие родники, пересыхающие буквально через 5—6 дней после прекращения дождей. В зависимости от глубины циркуляции температура вод колеблется в пределах 12—15°.

Общий гидрохимический фон кварцевых порфиритов характеризуется гидрокарбонатным кальциевым типом вод. Преобладание в анионном составе сульфат-иона наблюдается у некоторых родников, получающих приток воды из перекрывающих кварцевые порфириты наносных образований.

В составе вод комплекса установлено наличие многих микрокомпонентов, среди которых наиболее часто и в повышенных количествах встречаются медь и барий. Интересен и разнообразен состав вод ущелья ручья Чинар Дараси, в которых содержание меди доходит до 1%.

В пределах рудного поля значительным площадным распространением пользуются туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты и другие туфогенные разности верхней осадочной серии, маркирующие контакт верхнеюрской толщи на склонах Каварт-Барабатумского и Шаумянского отрогов.

Вследствие небольшой мощности и ограниченного распространения туфоосадочные породы бедны ресурсами подземных вод и обводнены лишь на локальных участках, тяготеющих к зонам тектонических нарушений или контактам вмещающих комплексов.

Родники, питающиеся только водами собственно туфоосадочных пород верхней серии, сезонные и большей частью относятся к категории мочажин. Сравнительно водообильны (с расходом до 0,15 л/сек) родники, получающие дополнительное питание за счет обводненных зон разломов, из наносных образований или пород кровли (верхнеюрские туфоконгломераты и туфобрекчии). На площадях распространения туфоосадочных пород зарегистрировано 10 родников, выходящих большей частью в глубоких оврагах левых притоков р. Каварт.

По минерализации воды относятся к группе пресных (0,33—1,0 г/л), причем сравнительно повышена минерализация (0,92 и 1,07 г/л) на тех участках, где туфоосадочные породы перекрыты наносами и питаются водами последних.

В химическом составе вод за крайне редким исключением доминируют гидрокарбонаты (24,9—43,0 % экв). В катионном составе вод отмечается большое разнообразие. Воды холодные (12—13°), слабо кислые (pH=6,4—6,8), мягкие (4,3—13,4 мг/экв), однако, вследствие ограниченности ресурсов, практического интереса не представляют.

Туфообломочные породы верхней юры имеют большое площадное распространение на северо-восточных склонах Каварт-Барабатумского и Шаумянского отрогов. Наряду с этим, они занимают наиболее возвышенные гребневые части отмеченных хребтов, а в пределах их северо-восточных склонов на значительных участках перекрыты водоупорными суглинками и глинами. Наличием последних, а также рядом других факторов объясняется бедность верхнеюрских пород подземны-

ми водами или полное отсутствие их в пределах правого склона долины р. Халадж. Моноклинальное залегание пород верхней юры, совпадающее с общим уклоном рельефа, в свою очередь, является одной из основных причин слабого обводнения комплекса, ярким свидетельством чего является незначительный суммарный дебит родников. На площади распространения верхнеюрских пород закартировано 29 родников с суммарным расходом около 1,2 л/сек (в период летнего минимума). В руслах многочисленных оврагов в засушливое время года отмечается множество мочажин и незначительных водопроявлений в виде выпотов и еле заметного высачивания, сопровождающихся белым налетом осадков различных солей. Максимальный расход отдельных родников во время летнего минимума не превышает 0,3 л/сек, в периоды выпадения обильных дождей их дебиты резко возрастают, мочажины превращаются в родники и появляются новые.

Трещинно-грунтовые воды комплекса верхнеюрских пород, частично просачиваясь в подстилающие толщи, выходят на дневную поверхность в приконтактовой зоне.

Очевидно часть вод рассматриваемого комплекса в виде пластово-трещинных вод, двигаясь по падению пород, разгружается подземным путем в аллювиальных отложениях долины р. Халадж, прорезающей местами верхние горизонты разреза туфообломочной толщи.

Воды комплекса верхнеюрских пород пресные (0,12—0,7 г/л), мягкие, большей частью имеют нейтральную реакцию, холодные, но в отдельных случаях близкого залегания от дневной поверхности в летний период почти повторяют температуру окружающего воздуха.

В химическом составе вод доминируют гидрокарбонаты кальция, на этом фоне отмечены лишь несколько случаев преобладания в катионном ряду натрия или магния.

Несмотря на наличие в породах рассматриваемого комплекса рассеянного пирита, общий сульфатный фон в водах весьма низок, несколько повышенное содержание сульфат-иона обусловлено влиянием перекрывающих наносных образований.

Рассмотрение условий образования и распространения подземных вод приводит к следующим выводам:

1. В пределах Кафанского рудного поля развиты трещинно-грунтовые воды в коренных породах юрского комплекса, верховодка и порово-грунтовые воды в наносных образованиях и горизонт грунтовых вод в аллювиальных отложениях пойм рек.

2. Источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, поверхностные воды, а также конденсирующаяся атмосферная влага, при этом основная роль в образовании подземных вод принадлежит атмосферным осадкам.

3. Подземные воды образуются путем проникновения всех разновидностей атмосферных вод в толщи пород через системы трещин различных генетических типов. При этом, главную роль играют трещины тектонического происхождения, наиболее развитые среди продуктивной толщи пород среднеюрского возраста. Разнообразие литолого-петрографического состава и фациальных особенностей пород среднеюрского комплекса и большая подверженность их деформирующим геотектоническим усилиям, очевидно, обусловливают более интенсивную раздробленность среднеюрской толщи по сравнению с породами верхней и нижней юры.

Среди пород рудного поля наиболее благоприятными условиями для обводнения обладают породы средней юры, они наиболее интенсив-

но раздроблены, занимают благоприятное структурное и орографическое положение и, наконец, что весьма важно, вследствие рудоносности охвачены густой сетью подземных горных выработок.

4. Следует подчеркнуть особую роль подземных горных выработок в образовании трещинно-грунтовых вод. Дренируя трещиноватую зону пород, выработки фактически ускоряют движение инфильтрующихся вод, способствуя тем самым суффозионному вымыванию заполняющих трещины материалов механического выветривания.

5. Вследствие сложных фациальных, стратиграфических и тектонических взаимоотношений трещинно-грунтовые воды различных свит юрского комплекса пород взаимно связаны между собой и с атмосферными водами. Четкие гидрогеологические границы между различными литологическими комплексами отсутствуют. Инфильтрационные воды имеют трещинный характер и обводняют в большей степени узловые трещиноватые участки висячих блоков зон разломов.

6. Швы разломов выполнены водоупорной глинкой трения, поэтому они служат непроницаемым барьером—струенаправляющей преградой для трещинно-грунтовых вод.

7. В условиях общих ограниченных ресурсов подземных вод, родниковый сток количественно уступает водам, забираемым горными выработками и руслами рек. Объясняется это структурными особенностями рудного поля и наличием обширной дренажной сети горных выработок в его недрах.

8. Родниковые воды рудного поля обычно пресные и принадлежат к гидрокарбонатному кальциевому типу. Увеличение минерализации, как правило, сопровождается накоплением в водах сульфатов щелочных земель и наблюдается на участках развития огипсованных пород, слабо фильтрующих наносных образований и рудничных отвалов.

9. В пределах рудного поля подземные воды имеют спорадическое распространение, образуя отдельные, изолированные друг от друга обводненные участки в висячих блоках зон разломов или структурных «воронок-бункеров».

Сплошные водоносные горизонты отмечаются только в современных аллювиальных отложениях пойм рек Вохчи и Халадж.

10. Режим подземных вод рудного поля подвержен резким колебаниям в соответствии с изменениями климатообразующих факторов. Влияние последних на количественное распределение подземных вод сказывается непосредственно и весьма быстро.

Алавердская группа месторождений (Алавердское, Шамлугское, Ахтальское) находится в северной части АрмССР в Туманянском районе. Расположена в южных отрогах Сомхетских гор в левобережьи ущелья р. Дебед.

Район месторождения является типичной областью вулканической деятельности. Лавовые потоки создают характерные для них формы ландшафта—спокойные, столовые плато, покрытые луговой растительностью и прорезаемые глубокими ущельями с обрывистыми, местами вертикальными стенками.

Значительного диапазона достигает вертикальная климатическая зональность. В общем климат района умеренно-теплый, с мягкой зимой и жарким летом (Ахтала, Алаверди). Годовая сумма атмосферных осадков колеблется от 450—500 мм (Ахтала, Алаверди) до 600 мм и выше (район Шамлугского месторождения). Среднегодовая температура воздуха от 6—8° (Шамлуг) до 10—12° (Алаверди, Ахтала).

В геологическом строении Алавердского рудного района принимает участие мощная (до 1 км) вулканогенная толща (порфириты, туфы, туфобрекчии) юрского времени, сложенная в широкие пологие складки и прорванная интрузивными породами гранитоидного состава. Складчатые структуры осложнены тектоническими нарушениями сбросово-сдвигового характера.

Рудные тела с медноколчеданным оруденением морфологически представлены линзами и гнездами, а на нижних горизонтах жилами и прожилково-вкрапленным оруденением.

Алавердское медноколчеданное месторождение расположено в 2 км к СЗ от ж. д. станции Алаверди. Абсолютная высота месторождения 700—1000 м. Оруденение представлено штоками и штокверковыми зонами и жилами колчеданных руд среди вулканогенных пород среднеюрского возраста.

Район месторождения сложен нижними порфиритами (местное название рудоносной юрской порфиритовой толщи) и туфобрекчиями, переходящими сверху в туфы. На северо-востоке на толще туфобрекчий залегает юрская туфоосадочная толща. Западная и северо-западная части месторождения сложены мощной толщей среднеюрских вулканических агломератовых пород. Эта толща соприкасается с туфопорфиритовой и туфоосадочной толщей по тектоническому нарушению меридионального направления, проходящему через все месторождение.

С главным нарушением связаны более мелкие. Вдоль нарушения наблюдается зона перемятых пород, гидротермально интенсивно измененных и минерализованных. Оруденение связано с гидротермально измененной зоной пород, протягивающейся вдоль меридионального разлома. Вещественный состав руд меняется в вертикальном направлении. На нижних горизонтах преобладает пирит и халькопирит, выше в составе руд, наряду с пиритом и халькопиритом, отмечаются сфалерит, борнит, галенит и блеклые руды. На верхних горизонтах преобладают полиметаллические руды. Характерно для месторождения чрезвычайно большое развитие гипса.

Зона окисления развита слабо. Здесь сказываются особенности горной местности. Быстро идущая эрозия сносит продукты окисления, и лишь в южной части месторождения есть небольшая окисленная зона, где встречены малахит и азурит.

В настоящее время процессы окисления охватили мощные отвалы, покрывающие почти всю территорию месторождения. В этих отвалах формируются кислые воды.

За 200 лет эксплуатации месторождение было вскрыто горными работами на значительной площади и на большую глубину, о чем и свидетельствуют сохранившиеся на площади месторождения колоссальные отвалы.

Гидрогеологические условия района Алавердского месторождения определяются глубокой расчлененностью рельефа, крутизной склонов и небольшой проницаемостью слагающих район пород.

Гидрогеологические свойства пород различны. Северо-восточная возвышенная часть района, сложенная туфопесчаниками, представляет собой слабо всхолмленное плато, покрытое лугами и пашнями. Туфоосадочная толща, как по своему литологическому составу, так и по своему высотному положению и характеру рельефа и наличию довольно мощного почвенного покрова, служит хорошим водоприемником атмосферной влаги. Эта толща водообильна, в ней формируются большие запасы подземных вод, к ней же приурочиваются выходы ряда мощных

родников. В остальной части района родники редки, породы водоносны только по трещинам и отдельным тектонически ослабленным зонам. Просачивание атмосферных осадков в другие породы невелико, ввиду плохой водопроницаемости пород, отсутствия мощного делювиального покрова и крутизны рельефа, вызывающего быстрый сток талых и дождевых вод в овраги, а затем в русла протекающих на месторождении рек.

В туфоосадочной толще отмечается ряд родников. Эта толща содержит воды, циркулирующие по довольно густой и равномерной системе трещин. Вся свита водоносна, однако, в ней могут быть выделены различные по своей водообильности прослои—горизонты. К первому от поверхности (~ на глубине 1 м) водообильному горизонту уже за пределами месторождения приурочена целая сеть каптажных колодцев и бассейнов, сохранившихся еще со времен работ на месторождении французской компании. Из единого водосборного бассейна вода по трубам подается в поселок.

В районе месторождения мощные родники выходят полосой из туфопесчаников у контакта их с туфо-порфиритовой толщей. Через месторождение протекает в меридиональном направлении р. Лалвар, берущая начало со склонов г. Лалвар. Она многоводна весной, мелеет летом, представляет собой типичную горную речку с крутым уклоном и быстрым течением. На участке месторождения она принимает несколько притоков, из которых наибольшим является Алавердский ручей, пересекающий месторождение. Все ручьи маловодны, но весною, во время селевых потоков разливаются и переносят огромные глыбы.

Река Лалвар и Алавердский ручей являются местным базисом эрозии. Роднички зоны местного стока выступают вдоль бортов ущелий этих рек.

Правый берег р. Лалвар, сложенный толщей вулканогенных агломератовых пород, более изрезан оврагами. В западной и юго-западной части месторождения, вдоль правого берега р. Лалвар родники приурочены к контакту вулканических агломератовых пород с гидротермально измененными породами. Родники однотипны, выходы их прослеживаются по правому берегу р. Лалвар, на уровне контакта—с юга на север сначала на большой высоте, после спускаясь все ниже и ниже.

Левый берег р. Лалвар, сложенный порфиритами, менее изрезан и менее водообилен, родники почти отсутствуют, наблюдаются небольшие ручьи и овраги.

По характеру циркуляции подземные воды района можно подразделить на: 1) трещинные воды, приуроченные к вулканогенной толще и связанные либо с тектоническими нарушениями, либо с поверхностной трещиноватой корой выветривания, 2) грунтово-пластовые воды, приуроченные к туфоосадочным образованиям и образующие отдельные выдержанные горизонты вод, 3) воды, приуроченные к контактам отдельных пород.

В результате разведочно-эксплуатационных работ гидрогеологические условия самого месторождения в настоящее время полностью изменены. Существовавшие до начала разработок родники почти все подсечены горными выработками, пройденными с более низких горизонтов. Вода заполняет заваленные старые горные выработки и выходит местами в виде ложных родников на площади месторождения из-под покрывающих ее мощных отвалов.

Водоприток в горные выработки шел за счет водообильных туфопесчаников, залегающих в лежачем боку рудоносных пород, двумя

путями: или из самих туфопесчаников, если они были вскрыты выработками, или по зонам нарушения водоносных пород, подводивших воду из туфопесчаников. Водоприток в штольни не был большим. Но из года в год в верхних заброшенных выработках создавались условия для накопления больших масс воды, которые прорвались в августе 1944 г. и затопили рудник.

Сильный приток воды шел из заваленного устья Красноармейской (Харитовской) штольни. Приток меньшей силы поступал из обходного заваленного штрека Красноармейской штольни.

Все пробы рудничных вод района нейтральные и слабощелочные. Среди них выделены воды двух типов (табл. 12): 1) с содержанием SO_4^{2-}>40% (или 80% состава анионов) и 2) с содержанием SO_4^{2-} <40%. Большинство проб относится к водам первого типа.

Воды первого типа (табл. 49) более минерализованы. По химическому составу они сульфатные кальциево-магниевые, магниево-кальциевые, натриевые и натриево-кальциевые. К этому типу вод относятся все водопритоки из-под отвалов заваленного и затопленного месторождения.

Воды второго типа менее минерализованы, по химическому составу сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. Эти воды вытекают из новых штолен на севере месторождения и связаны с туфопесчаниками.

Спектральным анализом сухого остатка вод установлено содержание Al, Mn, Zn, Cu, Ni и Co.

Среди грунтовых вод района выделяются также два химических типа вод (табл. 49): 1) с содержанием SO_4^{2-}>40% и 2) с содержанием SO_4^{2-}<40%. В противоположность рудничным водам, здесь большинство проб относится к водам второго типа. Оба типа имеют нейтральную или слабощелочную реакцию.

Воды первого типа более минерализованы. По химическому составу сульфатные кальциево-магниевые, с содержанием меди от 0 до 1 мг/л и свинца от 0 до 6 мг/л, цинк отсутствует. Сюда относятся воды родников, выходящих в юго-западной части района месторождения, по правому берегу р. Лалвар, на контакте вулканических агломератовых пород с гидротермально-измененными породами месторождения.

Воды второго типа менее минерализованы. Среди них в свою очередь выделяются два подтипа вод: а) воды с минерализацией от 0,6 до 0,8 г/л, сульфатно-гидрокарбонатные и б) воды с минерализацией от 0,3 до 0,4 мг/л, гидрокарбонатно-сульфатные.

В первом подтипе вод встречаются медь и свинец в следах, во втором подтипе в одной пробе обнаружен свинец в количестве 9 мг/л. К первому подтипу относятся родники, выходящие в туфопорфиритах и на контакте агломератовых пород с гидротермально измененной зоной на северо-западе месторождения.

Ко второму подтипу вод относятся воды, выходящие в туфопесчаниках.

На Алавердском месторождении среди поверхностных, не связанных с рудничными, встречаются воды кислые, причем в преобладающем количестве (табл. 49). Это объясняется тем, что ручьи и реки в Алавердах промывают отвалы.

Все поверхностные воды месторождения сульфатные, с содержанием SO_4^{2-} не ниже 41%, но среди них выделяются воды кислые и нейтральные. Ввиду того, что ручьи промывают рудоносные отвалы, вода одного и того же ручья на разных участках может иметь различные значения pH среды.

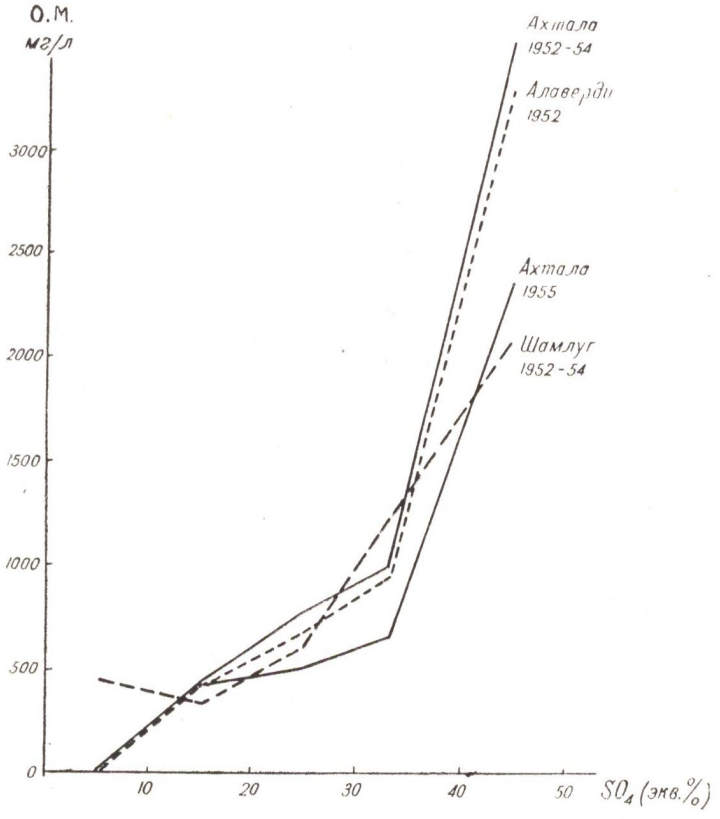
Таблица 49

Интервалы содержания различных компонентов в водах Алавердского месторождения

Тип воды	Сухой остаток мг/л	pH	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	$Cu^{\cdot\cdot}$	$Pb^{\cdot\cdot}$	$Zn^{\cdot\cdot}$
			Процентное содержание						мг/литр		
				Рудничные воды							
$SO_4>40$ %	2316—3276	7,4—7,8	3,3— 6,2	15,7—28,6	13,2—24,8	0,4—2,3	40,7—46,6	2,9— 8,5	не обн.	не обн.	не обн.
$SO_4<40$ %	680—958	7,5	3,2— 3,5	34,0—38,7	6,8— 8,6	1,4—3,8	27,6—32,8	15,7—18,6	не обн.	не обн.	не обн.
				Грунтовые воды							
$SO_4>40$ %	907—3180	—	2,9— 6,4	21,0—31,4	11,8—25,9	0,4—2,1	43,7—48,0	1,0— 5,2	не обн.	не обн.	не обн.
$SO_4<40$ %	358—878	—	0,4—19,3	25,3—38,1	5,3—17,5	1,0—3,2	10,6—34,1	13,9—37,8	0—следы	не обн.	не обн.
				Поверхностные воды							
Кислые воды	2530—6094	3—5,2	1,0—13,3	16,9—26,0	9,5—24,9	0—3,8	46,1—50,0	0— 0,7	5—90	9—20	0,1—7,0
Нейтральные воды ($SO_4>40$ %)	1268—1606	7,5	0,13—20,8	12,7—38,4	16,0—21,9	2,1—4,3	41,4—41,5	4,3— 6,3	не обн. сл. следы	сл. следы	не обн.

Спектральным анализом в сухом остатке пробы, отобранной из Алавердского ручья, встречены Al, Mn, Zn, Cu, Ni и Co.

Переходя к общей характеристике химизма вод Алавердского месторождения, можно указать на наличие во всех типах вод прямой связи между общей минерализацией вод и процентным содержанием в них сульфатов (фиг. 42). Это говорит за то, что воды минерализуются за счет выщелачивания и растворения продуктов окисления.



Фиг. 42. График связи между процентным содержанием сульфатов и минерализацией вод Алавердской группы месторождений.

На месторождении четко видна связь вод всех типов с водовмещающими породами. Воды толщи туфопесчаников наименее минерализованы, в их составе увеличивается процентное содержание ионов HCO_3^- и Ca^{2+}. Воды, имеющие связь с гидротермально измененными породами зоны месторождения, наиболее минерализованы и обладают наибольшим содержанием сульфатов.

Площадь, включающая Ахтальское полиметаллическое и Шамлугское медноколчеданное месторождения, находится в бассейне р. Учкилиса—левого притока р. Дебед.

Описание гидрогеологических условий дается для всего Ахтала-Шамлугского рудного поля в целом.

Шамлугское медноколчеданное месторождение находится к западу от ж. д. станции Ахтала, на лесистом плато, прорезанном эрозионными ложбинами ручьев Бугакяр, Шамлуг, Хараба и Охнац-ахпюр, пересекающих месторождение в меридиональном направлении и теку-

щих на юг, почти перпендикулярно ущелью р. Учкилиса, впадающей в р. Дебед. В верховьях притоки имеют широкие ложбины, переходящие ниже по течению в крутые скалистые овраги. Высота берегов достигает 150—200 м. Возвышенные части района к северу и западу от месторождения, сложенные туфоосадочной толщей, имеют спокойный волнистый рельеф, местами выраженный небольшими плато. Абсолютные отметки месторождения 1100—1200 м.

В геологическом строении Шамлугского месторождения участвуют главным образом вулканогенные образования среднеюрского возраста с их пирокластическими разностями. В основании разреза Шамлугского месторождения залегает толща зеленокаменных пород, представленная порфиритами среднего и основного составов с прослоями соответствующих пирокластических пород и лавовых брекчий. На порфириты этой толщи залегают туфы и туфобрекчий андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов, а на этих последних согласно залегают кератофиры и их брекчии. Верхние слои этой толщи представлены фиолетовыми рассланцованными туфами. На участке месторождения породы интенсивно гидротермально изменены—окварцованы и серицитизированы, значительно развиты также процессы хлоритизации и карбонатизации. Толща кератофиров согласно перекрывается свитой туфогенных и известковистых песчаников байоса и бата. Гидротермальные изменения не затронули эту толщу пород.

Указанные породы прорезаны целой серией жильных пород—базальтовыми, андезитовыми, дацитовыми порфиритами и кератофирами. Жильные породы представлены главным образом дайками с крутыми углами падения, а альбитофиры образуют сложные пластовые интрузии среди песчаников и в зонах рассланцевания на контактах с породами рудоносного горизонта.

В тектоническом отношении Шамлугское месторождение приурочено к северному крылу Дебедской брахиантиклинали, осложненной небольшими складчатыми структурами в толще песчаников. Для участка месторождения характерны серии различно ориентированных разрывных нарушений, которые формируют структуру рудного поля. Многочисленные трещины имеют широтное и СВ простирание (они вмещают дайки жильных пород и жилообразные рудные тела) и являются рудоконтролирующими структурами на участке месторождения.

По своей морфологии рудные тела относятся к сложным типам. На верхних горизонтах они представлены штоками, а на нижних горизонтах—крутопадающими жилами. Наряду с последними отмечено также штокверковое оруденение.

Руды Шамлугского месторождения в основном медно-серноколчеданные, хотя местами, особенно на верхних горизонтах, встречаются медно-цинковые и полиметаллические разности. Из рудных минералов часто встречаются: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, борнит и редко самородное золото, марказит, станнин, аргентит, эмплектит, виттихенит, рутил и др.

Процессы окисления и вторичного обогащения на месторождении развиты слабо и особого интереса не представляют.

Ахтальское полиметаллическое месторождение находится на левом берегу р. Учкилиса в 2,5 км к северо-западу от ж. д. станции Ахтала. Абсолютная высота месторождения 650—800 м. Рельеф обрывистый, крутой.

Участок Ахтальского месторождения сложен вулканогенными породами средней юры—кварцевыми плагиопорфирами и перекрывающей

их мощной толщей темно-зеленых порфиритов и их туфобрекчий. Наиболее молодыми по возрасту образованиями являются четвертичные андезито-базальты, развитые вдоль ущелий рек Учкилиса и Дебед.

Породы жильной фации, развитые на Ахтальском месторождении, пересекают все породы участка за исключением базальтов. Представлены они дайками (средней мощности 1—5 м), простирающимися в меридиональном и широтном направлениях. В выработках штольни № 7 отмечены дайки ортофиров, а в остальных—плагиоклазовых порфиров, фельзит-порфиров, диабазовых порфиритов.

Тектоника месторождения выражена элементами пликативной и дизъюнктивной дислокаций, четко фиксирующейся линией контакта кварцевых порфиров и перекрывающей их толщей. Элементы дизъюнктивной дислокации представлены нарушениями ССВ направления (сбросы и сдвиги), разобщающими площадь Ахтальского месторождения на ряд параллельно вытянутых в СВ—ЮЗ направлениях блоков. Блоки эти отделяются друг от друга разрывными нарушениями ЗСЗ простирания и сопровождаются зоной раздробленных пород, нередко несущими в себе обломки с полиметаллической рудой.

Рудные тела, вскрытые на Ахтальском месторождении, представлены в основном плоскими линзами и гнездами, приуроченными к контакту вмещающих кварцевых плагиопорфиров и перекрывающей их толщи. В штольне № 28 обнаружен участок прожилково-вкрапленных руд, приуроченный к толще туфобрекчий порфиритов.

Крупные рудные тела в основном приурочены к крутопадающим трещинам СВ простирания (линзы № 10 и 11). Наряду с этими нарушениями благоприятным фактором для локализации оруденения является и контакт кварцевых плагиопорфиров с покровными порфиритами, который сыграл экранирующую роль в локализации оруденения.

По минеральному составу на месторождении выделяются серноколчеданная, медно-цинковая и медно-свинцово-цинковая разности руд, в которых, кроме главных рудных минералов—пирита, халькопирита, сфалерита и галенита, присутствуют также борнит, самородное золото и серебро, аргентит, теннантит, халькозин, марказит, касситерит. Зона окисления распространена в верхних горизонтах участка месторождения (штольни № 2 и 7).

Гидрогеологические условия Ахтала-Шамлугского рудного поля несложны.

На территории рудного поля развиты верховодка и порово-грунтовые воды в чехле поверхностных рыхлообломочных образований, трещинные, пластово-трещинные грунтовые воды в коренных породах средней и верхней юры и, наконец, горизонт грунтовых вод в аллювиальных отложениях пойм рек.

Подземные воды питаются атмосферными осадками, поверхностными водами, а также конденсирующейся атмосферной влагой, при этом основным источником питания являются атмосферные осадки.

Подземные воды образуются путем проникновения атмосферных осадков в толщи пород через поры и системы трещин различных типов, при этом главную роль играют тектонические трещины, зоны разломов и оперяющих нарушений. Среди пород рудного поля наиболее хорошими условиями для обводнения обладают комплексы рыхлообломочных новообразований и песчаников, которые занимают благоприятное структурное и орографическое положение.

В образовании трещинно-грунтовых вод особую роль играют подземные горные выработки. Дренируя трещиноватую зону пород, выра-

ботки ускоряют процесс инфильтрации, способствуя тем самым суффозионному вымыванию заполняющих трещины материалов механического выветривания.

Вследствие сложных фациальных, стратиграфических и тектонических взаимоотношений трещинные воды различных комплексов пород юрского возраста взаимно связаны между собой и с атмосферными водами. Резкие гидрогеологические границы между различными литологическими комплексами отсутствуют. Инфильтрационные воды сосредотачиваются в трещинах, обводняя в большей степени узловые трещиноватые участки висячих блоков зон разломов. Сравнительно выдержанная обводненная зона (горизонт) отмечается в древней коре выветривания и в комплексе средне-верхнеюрских песчаников.

Зальбанды разломов, выполненные водоупорной глинкой трения, являются водонепроницаемым барьером и играют роль струенаправляющей плоскости для трещинных вод.

Несмотря на общие небольшие ресурсы подземных вод, родниковый сток количественно резко уступает водам, дренируемым горными выработками, т. е. рудничному стоку. Причиной этого являются структурные особенности рудного поля и наличие в его недрах обширной дренажной сети горных выработок.

Овражно-балочная сеть выводит воды родникового стока, однако расположенные под руслами ручьев горные выработки пропускают также воды поверхностного стока. Таким путем за счет стока ручья Назик обводняются выработки южного фланга линзы № 11 Ахтальского месторождения, а водами ручьев Шамлуг и Анкаджур—выработки северного фланга верхних горизонтов Шамлугского месторождения.

Вследствие общих небольших ресурсов подземных вод, горные выработки Ахтальского и Шамлугского месторождений в целом обводняются слабо. Участки небольших водопритоков тяготеют к северным флангам и приурочиваются к висячим блокам зон разломов или интервалам, где выработки проходят под дном ручьев и оврагов.

Среднегодовой суммарный приток воды в действующие горизонты горных выработок Ахтальского месторождения (штольни № 7, 16, 27) составляет около 23 м³/час, а Шамлугского месторождения—48 м³/час (включая транспортную штольню № 3). При этом отмечается закономерное увеличение водопритока с глубиной расположения горизонта.

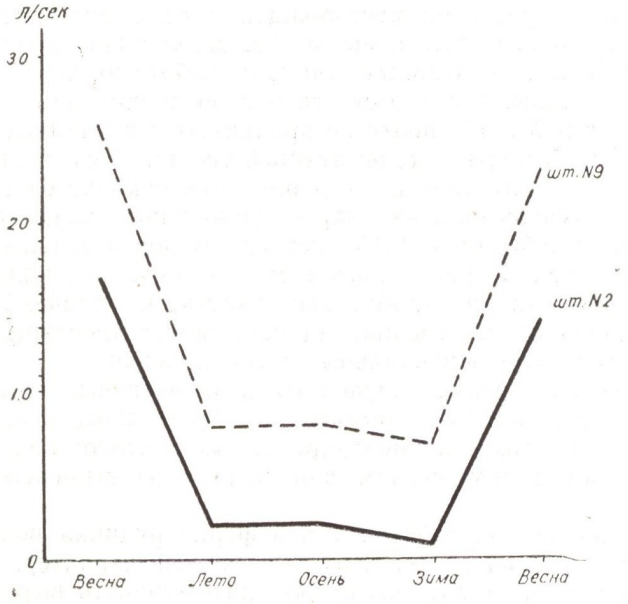
По степени раскрытости структур, интенсивности водообмена с поверхностью, условиям образования ресурсов подземных вод обводнения и дренажа горных выработок, изученные месторождения относятся к категории, характеризующейся простыми гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями.

Водопритоки в горные выработки носят резко сезонный характер (фиг. 43), что говорит о близости и ограниченности площади их питания. Весной водоприток резко увеличивается. Во время паводков в штольнях наблюдается капеж во многих частях выработок, сухих в летнее время.

В штольнях зарегистрированы концентрированные притоки воды—в основном из контактов и их разломов. В буровых скважинах встречены напорные воды. Остальное поступление воды в штольни идет в виде капежа различной интенсивности.

В прошлом район Ахтальского месторождения был обводнен значительно больше. Большую роль в уменьшении водоносности играет дренированность его оврагами и многочисленными горными выработками. С годами водоносность выработок уменьшалась, водопритоки

перемещались на более низкие горизонты. В настоящее время на низких горизонтах в северной более обводненной части месторождения буровые скважины и штольни встретили даже напорные воды, питающиеся, вероятно, проточными водами и атмосферными осадками, выпадающими в горах, окаймляющих месторождение с севера.



Фиг. 43. Сезонные колебания водопритока по двум штольням Ахтальского месторождения в 1953—1954 гг.

Основные породы месторождения—кварцевые плагиопорфиры и порфириты водоносны одинаково. Водоносность зависит только от их общей трещиноватости и от общих условий того или иного участка месторождения. Наиболее обводненной является северная часть месторождения, и чем дальше выработки уходят на север, тем мощнее делается в них приток воды. И кварцевые плагиопорфиры, и порфириты в одних условиях водоносны, в других нет. То же и в отношении крупных тектонических нарушений. Не все трещины и не на всем своем протяжении водоносны. Водоносность не зависит от их величины или направления. Например, одно и то же нарушение в одной из штолен с продвижением к северу стало из безводного водоносным. Контактовый шов между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами нельзя назвать ни водоносным, ни безводным. На одних участках прилежащие к нему зоны водоносны, на других нет. Водоносны обычно трещиноватые и ослабленные участки пород.

Надо отметить, что выработки западной части месторождения более обводнены, чем выработки восточной части. В западной части над штольнями протекает ручей Назик-джур, воды которого дренируются этими выработками.

На рудоносном участке, пересеченном сетью горных выработок, благодаря их дренирующему влиянию, полностью отсутствуют выходы подземных вод.

Горные работы на Шамлугском месторождении вызвали резкое снижение уровня грунтовых вод на площади месторождения между

оврагами р. Бугакяр на западе и р. Охнац-ахпюр на востоке. Водоприток в подземные выработки идет в основном за счет водообильной толщи туфопесчаников, залегающих над рудоносной толщей. Водообильные туфопесчаники снабжают водой рудоносную толщу. Главный приток воды в подземные выработки идет в северной, западной и восточной частях рудника, где воды дренируются из туфопесчаников.

Из верхних горизонтов месторождения вода поступает в нижние по крупным трещинам, тектонически раздробленным участкам, искусственным трещинам, вызванным горными работами, через восстающие и буровые скважины, ввиду отсутствия в последних цементации. Воды ручьев Шамлуг и Хараба почти не проникают в подземные выработки, что объясняется, вероятно, кальматацией трещин в их русле.

В подземных выработках хорошо прослеживается водоносность пород. Так, в туфопесчаниках зарегистрированы концентрированные выходы воды с дебитом до 0,15 л/сек из стенок и сильные капежи с кровли. Альбитофиры почти повсеместно увлажнены, капежи приурочены к тектонически раздробленным участкам, причем установлена большая водообильность трещин, идущих вкрест простиранию пород и имеющих крутые или вертикальные углы падения.

Вулканические брекчии порфирита и интрузивные тела плагиогранит-порфиров водоупорны, и выработки, пройденные в них, сухие, за исключением нескольких концентрированных притоков воды, проникающих по крупным тектоническим нарушениям из вышележащих туфопесчаников.

С продвижением выработок к периферии рудника водообильность их значительно увеличивается и имеет сезонный характер.

Принимая во внимание большую протяженность выработок, можно считать, что большого притока воды в выработки нет и при хорошем горном надзоре за заброшенными штольнями, особенно в верхних горизонтах, вода не мешает нормальной эксплуатации рудника.

Огромна роль дизъюнктивных структур в обводнении горных выработок. Собственно зоны разломов обычно представлены раздробленными, рассланцованными породами, заключают в зальбандах (швах) глинку трения и служат водонепроницаемым барьером. При противоположном падении соседних разломов между ними создается «гидрогеологическая структура воронка—бункер», отмечающийся обычно в выработках водопроявлениями.

Все горизонты горных выработок изученных месторождений, за редким исключением, расположены выше местного базиса эрозии, поэтому отметки рельефа позволяют отвод рудничных вод самотеком.

Поступающие в горные выработки Шамлугского месторождения подземные воды отводятся штольнями: «Верхняя транспортная», № 1, 2, 3, 15, 31, 32, 33, 34 и 35.

Основным дренирующим уровнем является горизонт Капитальной штольни № 1, куда через камеры отработанных рудных тел, рудо- и породоспуски сбрасывается большая часть рудничных вод верхних горизонтов.

По мере завершения работ на верхних горизонтах и прекращения использования стволов штолен, последние, вследствие обрушения пород, постепенно выходят из строя и перестают выполнять роль водоотводящих дрен. Поэтому рекомендуется воды, отводимые штольнями № 15 (4,75 м^3/час), 31 (0,43 м^3/час) и 32 (4,79 м^3/час) сбросить в отработанные камеры для сосредоточения рудничного стока и организации работ по извлечению металлов в случае экономической рентабельности.

Эффективная дренирующая роль развитой сети горных выработок Капитальной штольни № 1 (горизонт —140 м) во многом предопределяет слабое обводнение более глубоких горизонтов (—180 м, —215 м). Однако со временем депрессионная воронка безусловно будет расширяться и углубляться и дренирующая роль перейдет к нижним горизонтам месторождения, если выработки последних будут подходить под существующие.

Депрессионная воронка дренирующего влияния действующих подземных выработок Шамлугского месторождения имеет значительные размеры и ограничивается с запада подземным водоразделом ручьев Цулакар и Шамлуг, с юга—ущельем р. Учкилиса, с востока водоразделом ручьев Анкаджур и Орнац-ахпюр, а к северу область влияния распространяется до орографического водораздельного гребня.

На северном фланге месторождения в комплексе средне- и верхнеюрских песчаников располагается «висячая» зона пластово-трещинных вод, которая изолирована от рудовмещающей толщи пачками туфоалевролитов и туфосланцев. Водоносный комплекс падает на ССВ и на первый взгляд не должен принимать деятельного участия в обводнении месторождения. Однако вследствие наличия второстепенной складчатости зон дизъюнктивных нарушений и секущих даек, дренирующее влияние северных выработок сказывается также на водоносном комплексе песчаников.

Область дренирующего влияния подземных выработок Ахтальского месторождения также охватывает значительную площадь между ручьем Вардаджур—р. Учкилиса—оврагом Джин-тала и Верхнеахтальским плато, причем горные выработки действующих горизонтов и старых штолен дренируют не только трещинные воды комплекса надрудных вулканогенных пород и поверхностного стока, но и частично воды песчаникового горизонта, который разорван восточно- и западноахтальскими близмеридиональными, а также широтными сбросами. Ярким доказательством сказанного является прекращение действия и резкое уменьшение расхода родников, расположенных в верховьях оврагов в районе выс. Хрман-таш.

Средний модуль подземного стока для территории Шамлугского и Ахтальского месторождений в пределах указанных выше границ составляет соответственно 4,4 и 4 л/сек/км^2.

Химически воды Ахтальского и Шамлугского месторождений характеризуются следующим образом.

До вступления в пределы территории Шамлугского и Ахтальского месторождений воды поверхностного стока пресные и имеют гидрокарбонатный кальциевый состав. Протекая по зоне гидротермально измененных, окисленных рудоносных пород и дренируя сток из многочисленных подземных выработок, воды р. Учкилиса и ее притоков претерпевают метаморфизацию химического состава, приобретая характер смеси типичных кислых, сульфатных минерализованных рудничных вод и пресных гидрокарбонатных кальциевых поверхностных вод.

В засушливое время года (июнь—ноябрь месяцы) вследствие истощения ресурсов грунтовых вод и дренирующего влияния подземных горных выработок, сток отмеченных ручьев зачастую почти полностью прекращается. Но в пределах нижних течений снова формируется сток благодаря рудничным водам.

Таким образом, летний сток ручьев Шамлуг и Анкаджур, поступающий в р. Учкилиса, фактически формируется заново (главным обра-

зом за счет рудничных вод) и не может охарактеризовать химические особенности собственно поверхностных вод.

Изучение химического состава воды ручья Назик в период межени у устья показало, что во всех случаях вода характеризовалась преобладанием сульфатов (>40% экв.), кальция (>22% экв.) и обратной зависимостью между расходом стока, минерализацией и концентрацией водородных ионов.

В речной воде ручья Назик химическим и спектральным анализами установлено повышенное содержание цинка (2,5 мг/л), меди (0,05 мг/л), свинца (0,005 мг/л) и кадмия (0,46 мг/л), при этом вынос металла составляет за год в кг соответственно: 131,6, 2,6, 0,26 и 24,2.

В пробе воды, отобранной у устья р. Учкилиса, установлены следующие содержания металлов: медь—0,05 мг/л, цинк—0,06 мг/л, свинец—0,004 мг/л, кадмий—0,008 мг/л.

Вынос металлов за год составляет соответственно: медь—116,8 кг, цинк—140,0 кг, свинец—0,9 кг, кадмий—1,8 кг.

Сопоставление приведенных показателей с данными по штольням показывает, что, действительно, в речной воде происходит резкое уменьшение содержания всех металлов. Достаточно отметить, что только по штольне № 16 (воды которой непосредственно впадают в р. Учкилиса) годовой вынос меди, цинка, свинца и кадмия составляет соответственно 1135 кг, 4052,4 кг, 62,4 кг и 178,3 кг.

Изучение расходного режима родниковых вод и водопритоков в горные выработки верхних горизонтов показало, что увеличение количества атмосферных осадков вскоре сказывается на расходе трещинно-грунтовых вод, а в конце периода летней засухи, вследствие истощения ресурсов, большая часть водопроявлений перестает действовать.

Непродолжительное нахождение инфильтрующихся атмосферных вод в коре выветривания юрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, густота и значительная глубина эрозионного расчленения, наряду с другими факторами, обусловливают отсутствие в составе трещинно-грунтовых вод высоких концентраций даже главнейших ионов. Исключения редки и тяготеют к участкам гидротермально измененных или рудоносных пород. На этих участках, благодаря значительному количеству осадков и теплому климату, интенсивно развиваются процессы окисления сульфидного оруденения, формирующие над рудными телами значительной мощности кору выветривания. Приуроченные к этим участкам грунтовые воды имеют повышенную минерализацию и отмечаются обычно преобладанием в анионном ряду сульфат-иона.

На хорошо дренированных приводораздельных участках, особенно в пределах интенсивно промытых верхнеюрских песчаников и альбитофиров, формируются исключительно гидрокарбонатные пресные воды, в катионном составе которых преобладает кальций или магний. Сульфатный фон в составе этих вод по сравнению с хлором повышен вследствие наличия рассеянного пирита почти во всех комплексах пород юрского возраста.

Состав микрокомпонентов грунтовых вод весьма разнообразен, но в количественном отношении лишь в редких случаях превышает средние кларки эффузивного комплекса пород юры. Объясняется это тем, что родниковые воды отображают геохимическую природу только приповерхностной, хорошо дренированной и промытой части коры выветривания материнских пород. А трещинно-грунтовые воды, проникающие в более глубокие горизонты юрской толщи, дренируются подземными

горными выработками или руслами речной сети и характеризуются более высокими концентрациями тех же микрокомпонентов.

При рассмотрении условий образования и распределения грунтовых вод, а также обводнения горных выработок, фактическим материалом было доказано, что в общем балансе подземных вод рудного поля собственно рудничный сток резко преобладает над родниковым.

Если химический состав родниковых вод характеризует лишь небольшой мощности хорошо дренированные, промытые зоны коры выветривания, то рудничные воды, взаимодействуя с рудоносными и вмещающими породами, содержащими промышленные концентрации медного и полиметаллического оруденения, в своем составе отображают специфику геохимической обстановки разведанных глубин.

В отличие от родниковых и речных вод, в химическом составе рудничных вод в преобладающем большинстве случаев превалируют сульфаты, содержание которых колеблется в пределах от 7,39 до 46,47% экв. Гидрокарбонаты, диапазон содержания которых варьирует от 0,0 до 39,76% экв, занимают подчиненное место, преобладая только в составе пресных вод.

В водах со значением pH<4 гидрокарбонат-ион закономерно отсутствует.

В анионном ряду состава рудничных вод во всех случаях встречается также хлор, однако его содержание не превышает 20% экв.

В катионном составе вод преобладающее распространение имеет ион кальция, содержание которого колеблется от 1,75 до 43,73% экв. Широкое распространение кальция в водах различного анионного состава объясняется значительной известковистостью и огипсованностью вмещающих пород, а также наличием гипсово-ангидритовых включений в зонах некоторых разломов.

Содержание магния в большинстве случаев менее содержания кальция и не превышает 37,49% экв.

В составе рудничных вод широкое распространение имеет также натрий, сопутствующий обычно повышенное содержание сульфата, в редких случаях (большей частью в пресных водах) гидрокарбоната ионов.

Содержание натрия колеблется в пределах от 1,06 до 42,24% экв, возрастая по мере увеличения минерализации.

Минерализация рудничных вод колеблется в пределах от 452,42 до 9601,2 мг/л и в общем возрастает в направлении стока рудничных вод. Однако вследствие значительного и частого изменения водной среды, ряд соединений выпадает в виде гидроокислов, поэтому четкой закономерности в изменении минерализации по вертикали и площади не всегда наблюдается. По степени минерализации большинство опробованных рудничных вод Шамлугского месторождения относится к группе слабо солоноватых (1—3 г/л), причем отчетливо констатируется прямая зависимость между минерализацией и содержанием сульфатов.

В пределах Ахтальского месторождения, особенно на его северном фланге, преобладают пресные воды с минерализацией 0,6—0,9 г/л.

Воды подземных выработок Ахтальского и Шамлугского месторождений в основном слабо кислые, реже нейтральные или слабо щелочные. В зонах оруденения воды имеют кислую реакцию со значениями pH=2—4, обусловливая повышенную минерализацию, высокое содержание сульфатов, а местами ураганное содержание меди, цинка, свинца и кадмия в водах. Для рудничных вод Ахтальского барит поли-

металлического месторождения наиболее характерно наличие следующей группы элементов: Zn, Cu, Pb, Cd, Ba, Ni.

Средние концентрации элементов в рудничных водах на несколько математических порядков выше их кларковых содержаний в гидросфере в целом.

За исключением элементов рудной минерализации месторождений (медь, цинк и свинец), концентрация остальных компонентов почти соответствует кларкам земной коры в целом. Наибольшие содержания меди отмечаются в водах горизонта—32 м ($8{,}2\times10^{-1}$), свинца—в штольне № 7 ($1{,}7\times10^{-2}$).

В пределах Ахтальского месторождения медь, цинк, свинец и кадмий входят в группу широко распространенных весьма мигрирующих элементов и могут явиться прямым гидрохимическим показателем оруденения.

В пределах Шамлугского месторождения роль аналогичного показателя принадлежит только меди.

Таким образом, при содержании меди от 0,01 до 40 мг/л годовой вынос меди рудничными водами Шамлугского месторождения составляет примерно 765,4 кг чистого металла.

В рудничных водах Ахтальского месторождения содержится: меди 0,01—14,0 мг/л, цинка 1,5—50 мг/л, свинца—0,001—0,77 мг/л, кадмия—0,003—5,0 мг/л.

Вынос металлов рудничными водами Ахтальского месторождения за год составляет: меди—1357 кг, цинка—4427 кг, свинца—63 кг, кадмия—222 кг.

Айоцдзорский рудный район находится на юге АрмССР, охватывая в основном бассейн р. Арпа. Геологически характеризуется развитием третичных вулканогенных толщ (эоцен и частично олигоцен), прорванных гранитоидами постсреднеэоценового возраста. Район представлен рядом месторождений сравнительно небольшого масштаба преимущественно с полиметаллическим типом оруденения.

Семейство полиметаллических руд (свинцово-цинковый тип) представлено 10—12 проявлениями и месторождениями, наиболее крупными из которых являются Газминское и Гюмушханское. К этому же семейству относится и Азатекское свинцово-сурьмяное месторождение.

Семейство свинцово-цинковых руд представлено в этом районе Енгиджинским месторождением, локализованным в известняках Айоцдзорского хребта.

Газминское полиметаллическое месторождение расположено в Ехегнадзорском районе, на северо-восточном склоне г. Текcар, на высоте 2600—2700 м.

Район месторождения сильно пересеченный, испещренный неглубокими оврагами и логами. Сложен комплексом вулканогенных пород среднего эоцена, прорванных интрузией гранодиоритового состава. Характеризуется сильной нарушенностью и перемятостью пород, связанных с внедрением интрузии.

Месторождение представлено полиметаллическими жилами, залегающими среди вулканогенной толщи среднего эоцена.

В минеральном составе руд установлены: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды. Из вторичных минералов на месторождении представлены лимонит, церуссит, малахит и незначительно смитсонит. Зона окисления на месторождении выражена очень слабо. Интервалы окисления соответствуют горизонтам пластово-трещинных вод, где процессы окисления ускоряются. В некоторых случаях глубина

зоны окисления с поверхности достигает 25—30 м, но процессы окисления выражены не интенсивно.

На гидродинамические условия Газминского месторождения оказывает влияние резко расчлененный рельеф, ограничивающий до некоторой степени площадь питания подземных вод, а также холодный горный климат со средним количеством осадков до 550—600 мм в год.

Область питания подземных вод, выходящих на территории месторождения, вытянута к северной и северо-восточной части месторождения и охватывает довольно значительные площади. Наличие в породах многочисленных мелких трещин создает благоприятную обстановку для просачивания атмосферных осадков на глубину до определенных горизонтов, отличающихся сравнительной водоупорностью пластов. Трещиноваты и интрузивные породы, проводящие воды до нижних горизонтов туфогенных пород.

Ввиду большой крутизны склонов, наземный сток заметно превалирует над подземным. В период снеготаяния и весенних половодий наблюдаются временные водотоки по сухим логам. На территории месторождения берут начало три ручья, протекающие затем в трех различных направлениях.

В зависимости от положения местного базиса эрозии в пределах зоны местного стока выделяются две подзоны—аэрации и пластово-трещинных вод.

Первая подзона характеризуется дробным значением отношения подземного стока к наземному. Имеющиеся выходы вод носят спорадический характер. Величина общей минерализации и солевой состав вод указывает на недлительную циркуляцию.

Подзона пластово-трещинных вод имеет наибольшее распространение на территории месторождения. В результате проходки горных выработок, довольно четко вырисовываются водные горизонты, приуроченные к отдельным пластам туфогенов. Эта подзона характеризуется более или менее постоянным дебитом родников. Колебания температуры сезонные. Солевой состав вод несколько отличен от такового подзоны аэрации (табл. 50).

Первые подземные выработки были заданы на месторождении в 1925—1928 гг. Большинство штолен при проходке имели большой водоприток, который со временем, по мере вскрытия более низких горизонтов, прекращался.

Воды, циркулирующие в пределах месторождения, подразделены на три группы: рудничные, грунтовые и поверхностные (табл. 50).

Все воды минерализованы очень слабо. Наиболее минерализованными являются воды грунтовые, циркулирующие в западной части месторождения, что объясняется длительностью и глубиной их циркуляции. Относятся они к типу гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых вод, где ионы HCO_3^- и SO_4^{2-} находятся примерно в равных количествах. Ион Cl^- почти отсутствует. Весьма неравномерно представлен состав катионов. Преобладающим является ион Ca^{2+}.

Рудничные воды достигают наибольшей минерализации в выработках, пройденных на более низких горизонтах. Содержание сульфат-иона достигает 32%. Здесь наблюдается прямая зависимость величины общей минерализации от содержания сульфат-иона.

Минерализация поверхностных вод небольшая. В ручьях, вытекающих с территории месторождения, наблюдается четкая, прямопропорциональная связь общей минерализации с сульфат-ионом, причем связи минерализации с ионами HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ не отмечается.

В условиях Газминского месторождения наибольшей миграционной способностью обладает цинк. В водах он является основным показателем оруденения.

В грунтовых водах месторождения наибольшие значения цинка—0,03 мг/л. Среднее содержание его в этом типе вод—0,01 мг/л.

Медь в этих водах практически отсутствует. Только в пробах вод, отобранных на территории собственно месторождения, медь присутствует, хотя и в небольших количествах. Максимальные содержания меди в рудничных водах достигают 0,15 мг/л, минимальные—0,002 мг/л.

В большинстве проанализированных вод свинец не обнаружен. Максимальное содержание свинца в рудничных водах месторождения—0,15 мг/л, минимальное—0,03 мг/л.

Из числа других металлов, распространенных в водах месторождения, в первую очередь заслуживает внимания серебро. По данным спектрального анализа, наибольшие его содержания, составляющие 0,03%, приходятся на рудничные воды, наименьшее—на поверхностные воды за пределами месторождения—0,0003%.

Изучение трех ручьев, формирующих свой химический состав на территории месторождения, показало, что наибольшей величиной миграции в водной среде обладает цинк, аномальные величины которого фиксируются на расстоянии 1200—1500 м от источника сноса.

Миграция свинца не превышает 150—200 м, причем содержание его в пробах на этом интервале довольно значительное. Если содержание цинка в ручье по мере удаления от источников сноса затухает постепенно, то аномальное содержание свинца в ручьях прерывается сразу при сотых долях мг/л.

Величина миграции меди в зоне окисленных руд примерно вдвое выше величины миграции свинца, однако абсолютные содержания компонента в водном растворе, с самого начала на порядок ниже свинца. Начиная с 80—100 м от источника сноса, содержание его не превышает тысячных долей мг/л.

Исключительно четкая взаимосвязь наблюдается между содержанием в водах цинка и сульфат-иона. Наибольшее содержание последнего (140 мг/л) приходится на устья горных выработок. По мере удаления с территории месторождения, концентрация сульфат-иона постепенно понижается, ограничивая аномальный ореол расстоянием в 1600—1800 м от источника сноса (фиг. 44).

Такой значительной величине миграции рудных компонентов способствует и характер вмещающих пород (инертные туфогенные породы).

Итак, резюмируя изложенное, можно сказать, что воды района месторождения отличаются присутствием в водах цинка и повышенного (против фона) содержания иона SO_4. В условиях описываемого месторождения свинец и медь не всегда фиксируются в водной среде.

Гюмушханское полиметаллическое месторождение расположено на юго-западном склоне Амулсарского хребта.

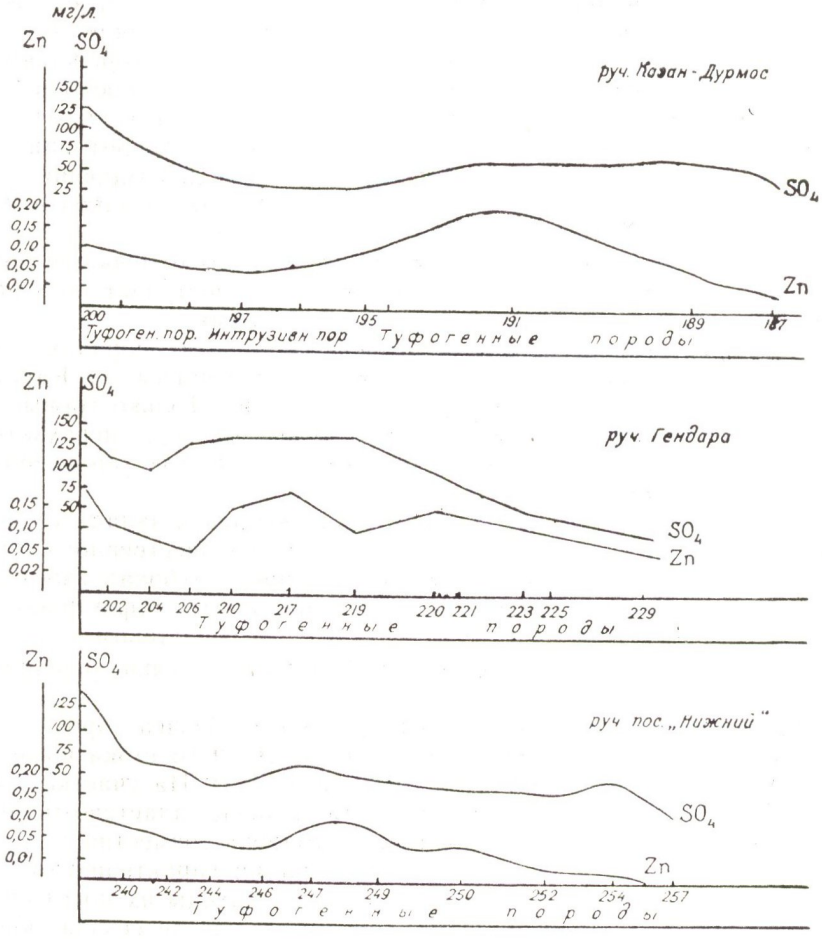
Рельеф территории месторождения довольно сложный, восточная часть—более спокойная, а западная—пересеченная. Большое развитие имеет почвенный и растительный покров.

Район месторождения характеризуется умеренно-холодным лесным климатом с довольно обильными атмосферными осадками, до 500—550 мм в год.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенные породы среднего эоцена (представленные в основном

различными туфогенами и туфами) и прорывающие их интрузивы гранодиоритового состава.

На участке месторождения отмечаются нарушения СВ, СЗ и меридионального направлений.



Фиг. 44. Содержание сульфат-иона и цинка в ручьях Газминского месторождения.

Оруденение представлено полиметаллическими жилами среди вулканогенной толщи среднего эоцена. Локализовано на трех участках—Амбариал, Зивлих и Какави-сар.

Рудные минералы месторождения представлены галенитом, халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, пиритом, марказитом.

Зона окисления на месторождении выражена по участкам неравномерно. Наибольшего развития она достигает на участках Амбариал и Какави-сар, где жилы с поверхности представлены марганцевыми шляпами и буровато-охристой массой. Минералами зоны окисления являются церуссит, малахит, азурит, псиломелан и лимонит.

Общностью гидрогеологических условий территория месторождения связана с массивом г. Амулсар, отрогами которой являются хребты Амбариал, Зивлих и Какави-сар. Указанный массив, обладая больши-

ми аккумулирующими свойствами, регулирует подземный и наземный стоки воды на территории месторождения. Поэтому в отличие от Газминского месторождения, где основное количество воды формировалось непосредственно на его территории, в Гюмушхане преобладающее количество вод является транзитным. Пополняются они и за счет вод, формирующихся непосредственно в районе месторождения. Благодаря относительно спокойному рельефу восточной части месторождения, при выпадении атмосферных осадков большая часть вод переходит в подземный сток. Этому способствуют и литологические особенности пород, слагающих месторождение—широко развитый на территории месторождения комплекс сильно трещиноватых пород, создающий благоприятную обстановку транспортировке атмосферных осадков в нижние горизонты.

В связи с этим на участках Амбариал и Зивлих отмечается большой водоприток в штольнях. Вода в эти горизонты поступает по многочисленным трещинам в контактах с рудными жилами.

Иные гидрогеологические условия в туфогенных породах, слагающих Какависарский участок. Воды, инфильтрующиеся на Какависарском участке, уходят за пределы месторождения. Только горные выработки, пройденные на этом участке с юга на север, перехватывают некоторую часть этих вод. В общем же этот участок характеризуется как наименее обводненный.

Территория месторождения, расположенная к западу от участка Амбариал и развалин с. Гюмушхана, не имеет существенного значения в гидрогеологическом режиме месторождения—глубокая изрезанность рельефа этой части и развитие слаботрещиноватых туфогенных пород способствует быстрому отводу всех вод наземным стоком.

Через территорию месторождения протекают ручьи, берущие свое начало на склонах г. Амулсар.

В зависимости от положения местного базиса эрозии, коим являются ложа ручьев, в пределах зоны местного стока выделяются две подзоны—аэрации и грунтово-трещинных вод. На участке, сложенном туфогенами (Какави-сар), развита подзона пластово-трещинных вод, которая на данном участке распространена совместно с грунтово-трещинными водами. Воды подзоны аэрации характеризуются непостоянством своих параметров и циркуляции. Выходы их носят спорадический характер. Пересыхая в одном месте, после сезона обильных дождей они появляются в другом месте.

Воды подзоны грунтово-трещинных вод, напротив, имеют более или менее выдержанный характер. От первых они отличаются как по дебиту и температуре, так и степенью минерализации и комбинацией солевого состава.

Развитые на участке Какави-сар пластово-трещинные воды генетически являются аналогами описанных выше вод Газминского месторождения, т. е. наряду с трещинным характером циркуляции здесь имеет место движение вод и по плоскостям напластования туфогенов причем, именно, этот вид циркуляции наиболее присущ всему участку. В зоне регионального стока (региональным базисом эрозии является главный приток р. Арпа—р. Терп) наибольшее развитие имеет именно последний тип вод, ибо большая часть территории сложена туфогенными образованиями.

Наибольший водоприток наблюдается в горных выработках участков Амбариал и Зивлих. На участке Какави-сар штольни имеют слабый водоприток.

Химический состав вод, циркулирующих в районе Гюмушханского месторождения, представлен в табл. 51.

Среди вод месторождения преобладающим химическим типом вод являются воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Следующими по распространенности являются гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды.

Минерализация рудничных вод превышает 250 мг/л, достигая местами 500 мг/л. Наибольшей минерализацией обладают воды участка Амбариал. В минеральном составе руд этого участка содержится много халькопирита и пирита.

На участке Зивлих, где наблюдаются аналогичные гидрогеологические условия, но оруденение в основном представлено сфалеритом и галенитом, процессы окисления проходят менее интенсивно и, как следствие, циркулирующие воды менее минерализованы. Наибольшая минерализация вод на этом участке достигает 340 мг/л.

Количество естественных выходов грунтовых вод на территории месторождения весьма ограничено. Здесь всего было зарегистрировано таких 22 родника, из коих 9 имеют явно сезонный характер. Выходы их расположены в основном на перспективном участке Лейли-качан. На участках Зивлих и Амбариал воды родников отводятся, по-видимому, горными выработками, вследствие чего на склонах указанных хребтов отсутствуют выходы воды. Химический состав их и физические параметры очень непостоянны. Остальные выходы подземных вод относятся к подзоне грунтово-трещинных вод. Величина общей минерализации грунтово-трещинных вод невысокая и колеблется от 100 до 300 мг/л. Воды относятся к гидрокарбонатному кальциево-натриевому типу.

Химический состав основных ручьев формируется за пределами месторождения и в дальнейшем метаморфизируется на территории месторождения под действием окисляющихся рудных тел. Изменение выражается в резком увеличении сульфат-иона, вследствие чего тип воды меняется с гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого на сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. Метаморфизации подверглось и отношение $\frac{Ca}{Na}$. За пределами месторождения оно равнялось 3—4 и более, а на территории месторождения оно редко превышает единицу. Существенному изменению подверглась и величина общей минерализации вод. Если в верхнем течении ручьев она составляет 100—110 мг/л, то на территории месторождения превышает 350—400 мг/л. Изменился и pH водной среды (от 7,8 в верхнем течении до 4,7 в нижнем).

Диапазон содержания меди на данном месторождении большой. Максимальное содержание меди в рудничных водах участка Амбариал достигает 0,45 мг/л, в то время, как на участках Зивлих и Какави-сар оно не превышает 0,1 мг/л. В грунтовых водах, зарегистрированных на участке Амбариал, содержание меди не превышает 0,05—0,1 мг/л, в родниках участков Зивлих и Какави-сар медь в большинстве случаев отсутствует.

Максимальное содержание меди в поверхностных водотоках, дренирующих горные выработки, достигает на участках Зивлих и Какави-сар 0,06 мг/л, на участке Амбариал—0,3 мг/л. Концентрация меди по мере удаления от устья выработки вниз по ручью быстро затухает.

Во всех пробах рудничной воды свинец зафиксирован с содержанием от 0,3 мг/л до 0,01 мг/л. Содержание его меняется по участкам.

Таблица 50

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Газминского полиметаллического месторождения (интервалы содержания отдельных компонентов)

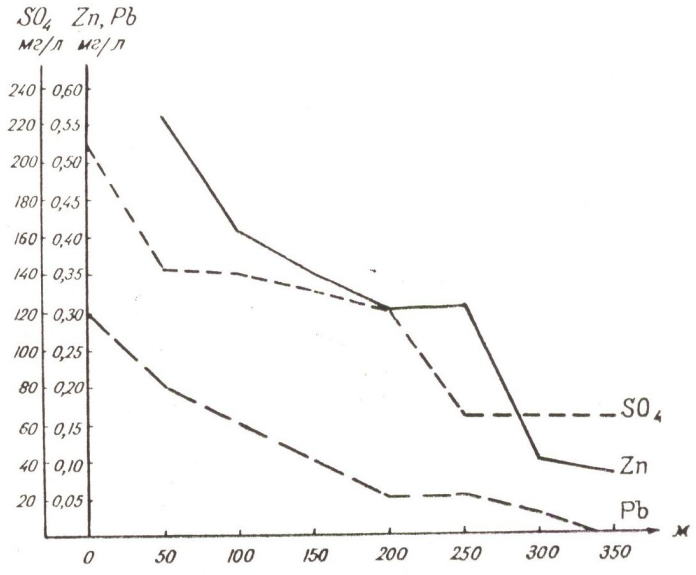
Тип воды		pH	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	$Pb^{\cdot\cdot}$	$Zn^{\cdot\cdot}$	$Cu^{\cdot\cdot}$	Величина минерализации, мг/л
			экв. %	экв %	экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	мг/л	мг/л	мг/л	
Грунтовые и поверхностные воды, циркулирующие за пределами м-ния		7,2	8—16	22—38	8—11	4—8	6—12	28—36	не обнар.	0,003	не обнар.	
Воды района м-ния	Рудничные воды	7,2—7,8	3—13,5	26—35	7—13	—	22—32	18,5—28,5	0—0,015	0—0,54	0—0,15	180—350
	Грунтовые воды	7,5—7,7	2—26,5	16,5—42	3,5—20	0—6	8—36	10—36,5	0—0,01	0—0,03	0—0,008	88—295
	Поверхностные воды	7,0—7,8	1— 2,0	20—39	4,5—17,5	2—12,5	8—36	14,0—35,5	0—0,07	0—0,20	0—0,05	120—280

Таблица 51

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Гюмушханского полиметаллического месторождения (интервалы содержания отдельных компонентов)

Типы вод		pH	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	$Pb^{\cdot\cdot}$	$Zn^{\cdot\cdot}$	$Cu^{\cdot\cdot}$	Величина минерализации мг/л
			экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	мг/л	мг/л	мг/л	
Поверхностные и грунтовые воды, циркулирующие за пределами м-ния		7,2	6,8	35,5	3,6	7,8	9,1	32,8	0,002	0,005	0,002	200
В пределах м-ния	Грунтовые воды	7,2—7,8	6,5—18	19—36,5	0—7,5	2,5—9,5	3—16	34—46	0—0,06	0—0,2	0—0,05	100—360
	Рудничные воды	4,5—7,2	13,5—20	22,5—35	2—6	2—4,5	16—40	9,5—31,3	0,01—0,3	0,03—0,7	0,008—0,45	270—507
	Поверхностные воды	4,6—7,8	6—38	9—36,5	0—15,5	3,5—16,5	5—44	0—36	0—0,015	0—0,35	0—0,05	102—411

В рудничных водах участка Амбариал максимальное содержание свинца достигает 0,3 мг/л. В ручьях, формирующихся за счет рудничных вод этого участка, содержание свинца довольно значительное и уменьшается по мере удаления от источника сноса. На этом интервале довольно четко прослеживается связь содержаний свинца и сульфат-иона (фиг. 45). Наименьшее содержание свинца отмечается в рудничных водах участка Какави-сар (не превышает 0,05 мг/л). Рудничные воды участка Зивлих содержат до 0,15 мг/л свинца.



Фиг. 45. Миграция цинка и свинца и связанного с ними сульфат-иона в ручье уч. Амбариал (Гюмушхана).

Распределение свинца в грунтовых водах месторождения весьма неравномерное. В 64% проб свинец зафиксирован с содержанием от 0,1 мг/л до 0,003 мг/л.

Наибольшее распространение в водах Гюмушханского месторождения имеет цинк. В 90% проб обнаружен в количестве от 0,7 до 0,005 мг/л. Наибольшее содержание цинка приходится на рудничные воды, где концентрации его достигает 0,7 мг/л (участок Амбариал). Наиболее распространенным интервалом содержания цинка в рудничных водах является 0,4—0,2 мг/л.

В родниках, выходящих на территории месторождения, максимальное содержание цинка составляет 0,1 мг/л, среднее в пределах 0,05—0,01 мг/л. В грунтовых водах, удаленных от месторождения на 1—1,5 км, фиксируются содержания цинка в пределах 0,008—0,005 мг/л.

В результате спектрального определения сухих остатков вод, было обнаружено во всех пробах серебро в интервале содержаний 0,03—0,0001%. Наибольшие содержания приходятся на рудничные воды, наименьшие—на поверхностные воды, наиболее удаленные от месторождения.

На описываемом месторождении увеличение сульфат-иона не всегда связано с окислением сульфидного оруденения. Воды, связанные с гидротермально измененными породами массива, имеют весьма повы-

шенный фон—50—55 мг/л. Содержание сульфат-иона в водах, циркулирующих в пределах туфогенов и порфиритов, составляет 20—25 мг/л.

Максимально аномальное содержание сульфат-иона на территории месторождения составляет 220—250 мг/л и связано с рудничными водами.

Среднее содержание сульфат-иона по ручьям, формирующим свой химический состав на территории месторождения, является 70—80 мг/л. Наблюдается четкая закономерная связь между распределением цинка и сульфат-иона (фиг. 45).

Енгиджинское свинцово-цинковое месторождение находится в Ехегнадзорском районе в 2,5 км к северо-востоку от с. Гандзак (Енгиджа).

В геологическом строении месторождения принимают участие известняки, песчаники, туфогены верхнего мела и палеогена.

В тектоническом отношении участок месторождения представляет собой северо-западное крыло антиклинальной складки. Отмечается тектоническое нарушение северо-западного простирания.

Оруденение приурочено к указанному нарушению и носит метасоматический характер. Представлено оно мелкими прожилками рудной массы и отдельными небольшими гнездами. Минералогический состав руд представлен галенитом (самый распространенный рудный минерал на месторождении), англезитом, церусситом (встречается в больших количествах), сфалеритом, смитсонитом, пиритом.

Территория Енгиджинского месторождения обводнена очень слабо. Годовое количество осадков по всей этой зоне не превышает 300 мм в год. Аккумуляция больших запасов подземных вод невозможна из-за резко расчлененного рельефа (относительное превышение вершин над ущельями достигает 500—600 м).

Область питания тех незначительных выходов вод, которые циркулируют в пределах месторождения, расположена к западу и юго-западу от месторождения. Направление движения фронта подземных и наземных вод с запада на восток. Простирание рудной зоны близмеридиональное. Через территорию месторождения протекает только один ручей. Дебит его в различное время года колеблется от 0,6 л/сек (осенью) до 5—6 л/сек (весной). На территории месторождения и на прилегающих к нему участках отмечено несколько выходов грунтовых вод.

Режим вод этих родников непостоянен в годовом разрезе. Все родники относятся к подзоне грунтово-трещинных вод.

В зависимости от положения зоны местного стока, эта подзона является единственной. Местным базисом эрозии для этой территории является р. Грав (левый приток р. Арпа).

В процессе проходки штолен, водопритока в выработках не было. Лишь на очень коротких интервалах породы, в основном сухие, увлажнялись. Небольшой приток воды в апреле—мае был зарегистрирован только в одной штольне. В остальное время года и эта выработка на всем своем протяжении остается сухой.

По химическому составу воды, циркулирующие в районе месторождения, очень сходны между собой (табл. 52). Это воды типичные для сильно карбонатных пород. Минерализация вод сравнительно высокая (колеблется в пределах 300—500 мг/л).

На описанных выше месторождениях рудничные воды резко отличались от других природных вод района. На данном месторождении этого не наблюдается. Хотя содержание сульфат-иона в рудничных

Таблица 52

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Енгиджинского свинцово-цинкового месторождения
(интервалы содержания отдельных компонентов)

Типы вод			pH	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	$Pb^{\cdot\cdot}$	$Zn^{\cdot\cdot}$	Величина минерализации
				экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	экв. %	мг/л	мг/л	мг/л
Фоновые значения за пределами месторождения.			7,6	12,8	22,0	15,2	2,5	7,3	40,2	не обнар.	не обнар.	350—400
В пределах месторождения	Рудничные воды		7,4	23,7—14,2	19,7—20,1	15,5—16,0	2,1—2,5	13,5—15	32,9—34	0,004—0,005	0,01—0,015	478—507
	Грунтовые воды		7,5—7,6	11,6—13,2	19,8—21,3	17,0—17,3	2,8—3,1	7,1—11,7	35,5—39,8	не обнар.	не обнар.	390—435
	Поверхностные воды	Дорудной зоны	7,6	12,2—12,8	22,3—23,1	15,2—15,7	2,5	7,0— 7,3	40,2—40,4	не обнар.	не обнар.	349—376
		После рудной зоны	7,6	13,1—13,2	20—21	16,0—16,7	2,2—2,5	13,2—14,8	33,6—34,7	не обнар.	не обнар.	528—552

водах повышается против фона в 2,5—3 раза, тип воды остается гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым.

Весьма невелико и содержание металлов в водах. Несмотря на значительные окислительные процессы, о чем свидетельствует измененность и окисленность рудного материала, рудные элементы в водной среде не удерживаются, образуя, по-видимому, нерастворимые карбонатные соединения.

Воды родников также относятся к типу гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-магниевых.

В отдельных родниках имеются следы металлов. В двух родниках содержание цинка составило 0,007 и 0,011 мг/л, свинца 0,003 мг/л и следы.

Воды ручья по химическому составу относятся к гидрокарбонатному кальциево-магниевому типу.

Пройдя месторождение, воды ручья резко увеличивают (почти втрое) содержание сульфат-иона. Аномально-высокое содержание сульфат-иона прослеживается до впадения ручья в р. Грав. Также возрастает и величина общей минерализации с 376 мг/л до 552 мг/л. Металлы зафиксированы не были.

Из 15 проб воды, отобранных на территории Енгиджинского месторождения, свинец и цинк были зафиксированы только в двух пробах рудничных вод (Pb^{2+} 0,04 мг/л и 0,05 мг/л, и Zn^{2+} 0,01 мг/л и 0,015 мг/л). В грунтовых водах и в поверхностных водотоках свинец не обнаружен.

В грунтовых водах цинк был зафиксирован только в одной пробе (0,005 мг/л), в поверхностных водах также в одной пробе (0,008 мг/л).

Как и на предыдущих месторождениях, в сухих остатках вод, дренирующих рудную зону, спектральными анализами фиксируется наличие серебра.

Процент распространенности серебра в сухих остатках вод составляет более 50, что в 1,5 раза выше распространенности свинца и в 4 раза—цинка. Это говорит о большой устойчивости серебра в растворах при данных условиях, что, в свою очередь, объясняется, по-видимому, инертностью этого элемента к образованию соединений.

Содержание меди в руде составляет весьма низкий процент. Медь была обнаружена только в одной пробе рудничной воды в количестве 0,003 мг/л.

Максимальное содержание SO_4^{2-} в рудничных водах достигает 130—150 мг/л.

В грунтовых водах, не претерпевших изменений под действием окислительных процессов, максимальное содержание сульфат-иона достигает 50 мг/л, а в грунтовых водах, подвергшихся этим изменениям, оно возрастает до 96—110 мг/л.

Содержание сульфат-иона в поверхностных водах, циркулирующих по рудной зоне, достигает 155 мг/л, а максимальное фоновое его содержание в ручьях за пределами месторождения—до 60, а иногда и 70 мг/л.

Таким образом, в условиях Енгиджинского месторождения высокая карбонатность вод, нейтрализующая среду и создающая практически нерастворимые соединения, приводит к тому, что миграция рудных компонентов в водной среде очень мала и единственным свидетелем разлагающегося сульфидного материала является сульфат-ион.

Азатекское свинцово-сурьмяное месторождение

находится в Азизбековском районе, располагаясь на обоих берегах р. Арпа.

В геологическом строении месторождения принимают участие среднеэоценовые вулканогенно-осадочные породы, прорванные интрузивными породами постсреднеэоценового возраста.

Характерной особенностью руд Азатекского месторождения является их принадлежность к двум различным семействам—полиметаллическому и сурьмяно-ртутному.

Главными гипогенными минералами месторождения являются антимонит, сульфоантимониты (буланжерит, плагионит, геокронит, семсеит, бурнонит, тетраэдрит) и галенит, второстепенные—пирит, сфалерит, золото и др.

В результате весьма интенсивных эрозионных процессов зона окисления на территории месторождения отсутствует полностью.

Левобережный и правобережный участки месторождения принадлежат к различным геолого-структурным и гидрогеологическим зонам, что определяет различие гидродинамического режима и условий формирования химического состава вод.

Областью питания вод левобережного участка являются северные отроги Айоцдзорского хребта.

В пределах этой небольшой территории зоны регионального и местного стоков совпадают. Региональным и местным базисом эрозии служит ущелье р. Арпа.

В зависимости от положения базиса эрозии, в вертикальном разрезе выделяются: а) в пределах зоны местного стока: 1. подзона аэрации, 2. подзона грунтово-трещинных вод; б) в пределах зоны регионального стока: 1. подзона пластовых вод.

Воды подзоны аэрации, связанные с приповерхностной частью коры выветривания, появляются периодически после выпадения осадков. Большинство выходов уже через 3—4 дня пересыхает. Дебиты, как правило, весьма ограниченные. Ввиду сухого климата всей области, выходы этих вод весьма незначительные и в общем балансе вод никакой роли не играют.

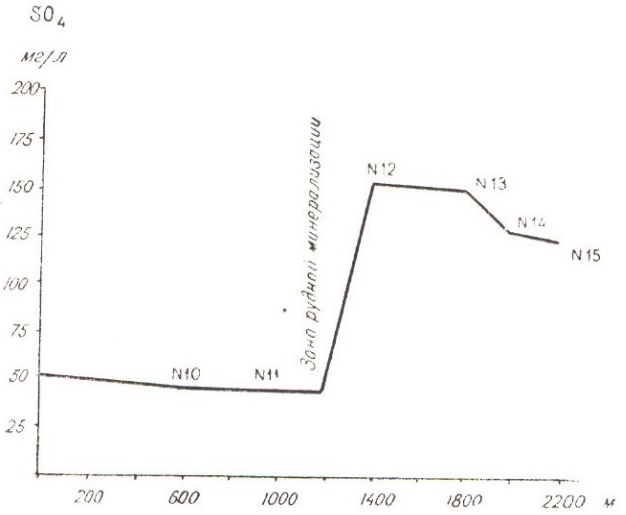
На территории участка преобладают родники грунтово-трещинных вод. Циркулируют они в пределах туфогенных и вулканогенных образований, развитых на этой территории. Дебиты вод стабильны и в зависимости от степени трещиноватости колеблются от 0,1 до 1 л/сек. Общее количество выходов этих вод относительно небольшое—порядка единиц. Область питания их несколько вытянута к югу от участка месторождения. Химический состав этих вод отличается от состава вод зоны регионального стока.

Воды зоны регионального стока представлены на территории несколькими выходами, в большинстве случаев непосредственно в урезе р. Арпа. Область питания этих вод расположена к югу, в пределах Айоцдзорского хребта. Генетически они резко отличаются от вод зоны местного стока. Температура, дебит и химический состав этих вод постоянны в годовом разрезе.

Наземный сток в пределах зоны оруденения левобережного участка представлен двумя ручьями. Один из них формирует свой состав непосредственно в пределах рудного поля, другой—дренирует рудное поле в своем нижнем течении. После впадения рудничных вод, в ручье наблюдается резкое изменение химического состава (фиг. 46).

Правобережный участок по степени обводненности уступает левобережному, хотя областью питания подземных и поверхностных вод

правобережного участка являются хорошо обводненные южные отроги Варденисского хребта и массива г. Тек-сар; тем не менее, в силу литолого-структурных особенностей территории, выходы подземных вод на этом участке весьма незначительны.



Фиг. 46. Изменение содержания SO_4^{2-} в ручье, протекающем через Енгиджинское свинцово-цинковое месторождение.

Особенно бедна водами зона местного стока. Дебиты родников не превышают 0,1—0,2 л/сек.

Воды зоны регионального стока отличаются от указанных выше постоянством своих параметров.

Наземный сток в пределах рудоносного правобережного участка представлен одним ручьем. Имея довольно значительный дебит в верхнем течении (за пределами рудной зоны), он по мере движения постепенно просачивается вглубь, и в пределах зоны оруденения уже не фиксируется.

В зависимости от различия литологического состава пород различен и химический состав вод левобережного и правобережного участков (табл. 53). Особенно большая разница наблюдается в химическом составе вод зоны регионального стока. Состав этих вод на левобережном участке отвечает гидрокарбонатному кальциевому типу при весьма незначительных содержаниях других компонентов. Величина общей минерализации достигает 600—650 мг/л. Аналогичные по генезису воды правобережья гидрокарбонатного кальциево-натриевого типа при весьма значительных содержаниях магния и хлора. Величина общей минерализации не превышает 400—450 мг/л. Родники зоны местного стока, циркулирующие на этих участках, такой разницы в химическом составе не обнаруживают. Почти не отличаются друг от друга и рудничные воды этих участков. Величина общей минерализации рудничных вод колеблется от 300 до 450 мг/л. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого и кальциево-натриевого типа.

Основными рудными компонентами на месторождении являются свинец, сурьма и цинк. Содержание свинца в водах, циркулирующих в пределах рудной зоны, достигает десятых долей мг/л. Максимальное

Таблица 53

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Азатекского свинцово-сурьмяного месторождения (интервалы содержания отдельных компонентов)

			pH	$Na^{+}+K^{+}$	Ca^{++}	Mg^{++}	Cl^{-}	SO_4^{--}	HCO_3^{-}	Pb^{++}	Zn^{++}	Величина общей минерализации
				экв. %						мг/литр		
Рудничные воды	Левобережный участок		5,2—6,0	16,7—18,8	23,2—26,8	7,2—8,3	2,8—3,4	16,7—18,0	26,2—30,7	0,05—0,7	0,05—0,6	280—360
	Правобережный участок		5,2—5,8	18,1—20,2	16,1—20,1	3,2—3,8	21,7—23,6	22,3—26,4	22,3—26,4	0,4—0,6	0,05—0,6	280—310
Грунтовые воды	Левобережный участок	Зона регионального стока	7,0—7,2	7,0—7,8	30,2—35,7	10—11,2	5,8—7,1	10,9—13,7	20,7—33,8	0,003—0,005	0—0,007	500—550
		Зона местного стока	7,0—7,4	17,4—20,3	20,3—24,2	10—10,3	5,0—6,1	13,0—14,9	25,8—27,3	0—0,06	0—0,05	200—250
	Правобережный участок	Зона регионального стока	7,0—7,2	13,3—17,2	15,2—16,6	17—17,9	12,8—13,9	9,7—10,8	26,1—28,2	0,003—0,005	0,005	350—400
		Зона местного стока	7,0—7,2	11—12,8	15,7—17,1	19,3—21,1	8,8—10,0	13,7—15,6	30,3—32,6	0—0,05	0—0,08	180—225
Поверхностные воды	Левобережный участок	За пределами зоны оруденения	7,2—7,4	6,8—7,7	29,4—33,1	9,7—11,2	9,2	9,4—12,3	27,9—32,1	не обн.	не обн.	380—428
		В пределах зоны оруденения	6,4—6,8	15,2—17,1	29,3—27,1	8,8—10,6	7,9—9,8	18,7—20,6	21,9—24,3	0,05—0,16	0,004—0,25	355—394
	Правобережный участок		7,0	14,1	17,2	20,1	12,2	9,2	28,7	не обн.	0,003	238
Поверхностные и грунтовые воды, циркулирующие за пределами м-ния		Средние значения	7,2	18,7	23,2	10,1	3,4	7,2	39,4	не обн.	0,003	270

содержание отмечается в рудничных водах (от 0,05 мг/л до 0,7 мг/л, причем в большинстве случаев содержание свинца превышает 0,1 мг/л).

В грунтовых водах зоны местного стока, выходящих на территории месторождения, содержание свинца достигает 0,06 мг/л.

В грунтовых водах зоны регионального стока, как на правобережном, так и на левобережном участках, максимальное содержание свинца составляет 0,005 мг/л, минимальное—0,003 мг/л.

В поверхностных водах левобережного участка в пробах, отобранных вне пределов рудной зоны, свинец отсутствовал полностью и, напротив, в поверхностных водах, дренирующих рудную зону, он содержится в количестве от 0,05 до 0,16 мг/л.

В отличие от полиметаллических месторождений, где цинк доминировал в вещественном составе руд, на описываемом месторождении содержание свинца и сурьмы не уступает цинку. Однако и здесь он имеет в водах значительные содержания. Он присутствует во всех пробах рудничных вод при среднем содержании 0,2 мг/л.

Наибольшее содержание цинка составляет 0,6 мг/л, минимальное—0,05 мг/л.

На левобережном участке в грунтовых водах зоны местного стока цинк был обнаружен во всех пробах при среднем содержании его 0,01 мг/л. Наибольшие значения цинка в этих водах составили 0,05 мг/л, минимальные—0,005 мг/л. На правобережном участке все пробы грунтовых вод зоны местного стока также содержат цинк в количестве от 0,002 до 0,08 мг/л. Немного выше фонового (0,005 мг/л) цинк содержат подземные воды зоны регионального стока.

В пределах месторождения медь не дает промышленных скоплений, однако, как и на большинстве месторождений района, минералы меди присутствуют. Значительное распространение имеет медь в водах месторождения. Медь фиксировалась во всех пробах рудничных вод при содержаниях 0,005—0,06 мг/л. В грунтовых водах зоны местного стока медь была обнаружена в 50% проб при содержаниях 0,003—0,01 мг/л. Поверхностные воды содержат медь в количестве от 0 до 0,05 мг/л.

По данным спектрального анализа сухих остатков вод месторождения, процент распространенности свинца равен 57%, а сурьмы—55%. Среднее содержание этих компонентов в одной пробе укладывается в один порядок величин.

Таким образом, процент распространенности свинца и сурьмы в условиях данного месторождения, по-видимому, примерно равен.

Исключительное распространение в сухих остатках вод имеет серебро (встречено в 90% проб).

Месторождения Лорийского плато и правобережья р. Дебед. Рассматриваемый район характеризуется наличием большого числа различных рудных месторождений. Наиболее крупными из них являются Привольненское полиметаллическое месторождение (пластовое), Шагали-Элиарская группа медно-колчеданных месторождений, Мецдзорское медно-мышьяковое месторождение, Бабаджанская группа полиметаллических месторождений и др. Ниже рассматриваются подземные воды района Привольненского полиметаллического месторождения и Шагали-Элиарской группы медно-колчеданных месторождений.

Привольненское полиметаллическое месторождение располагается в северной части Лорийского нагорья, близ с. Привольное. По своим морфологическим особенностям месторожде-

ние пластовое, рудные тела протягиваются на значительные расстояния.

Абсолютные отметки местности в районе месторождения колеблются в пределах 1700—2200 м.

Рельеф района месторождения рассечен. Основная часть рудных тел сосредоточена в пределах протягивающегося в северо-западном направлении Мисханского отрога Леджанского массива (участок Черемша). Отдельные рудопроявления сосредоточены в пределах собственно Леджанского массива (участки Леджан—Арчис). Пластовые рудные тела приурочены к водораздельной части массива. Участки месторождения рассекаются большим числом ручьев. Воды этих ручьев собираются реками Черемша и Мисханка, долины которых дренируют породы, вмещающие рудные тела.

Климат района умеренный, высокогорный. Годовая сумма осадков 600—750 мм. Рудовмещающими породами месторождения являются туфы и туфопесчаники нижней туфоосадочной толщи эоцена. Подстилающими являются порфириты нижнего туфоэффузивного комплекса нижнего эоцена—юры. Наиболее значительные рудные пласты сосредоточены на участке Черемша. На этом участке вмещающие оруденение туфоосадочные породы смяты в синклинальную складку с углами падения на крыльях до 35°.

Мощность рудных пластов достигает 1,4 м. Залегание пластов с вмещающими породами согласное, контакты между ними ясные. Участок Леджан является продолжением участка Черемша. В пределах участка обнаружены рудоносные пласты мощностью до 0,8 м.

Оруденение в пластах представлено тонкими прослойками, прожилками и вкрапленностью полиметаллов. Первичные рудные минералы представлены: галенитом, аргентитом, сфалеритом, пиритом, гематитом, магнетитом, халькопиритом, вторичные—церусситом, англезитом, вульфенитом, гринокитом, лимонитом, аурихальцитом, ковеллином и халькозином.

Для месторождения характерно окварцевание вмещающих пород. Наибольшее окварцевание наблюдается в висячем крыле. Здесь прослеживаются прослои и линзы кварцитов мощностью до 5 м.

Зона окисления на месторождении развита очень слабо, практически она отсутствует. Это обусловлено значительной скоростью эрозионных процессов, минеральным составом и текстурными особенностями руд.

Незначительное содержание в рудах пирита и халькопирита приводит к слабому проявлению процессов окисления, которое еще более уменьшается, благодаря рассеянному характеру минерализации в монолитных вмещающих породах. Продукты окисления первичных сульфидов наблюдаются по мелким трещинам, секущим рудный пласт.

Район месторождения богат источниками. Рудные тела располагаются в зоне местного стока (выше местного базиса эрозии). В пределах участка Черемша развиты воды подзон аэрации и грунтово-трещинных вод. Рудные пласты участка располагаются в подзоне аэрации и периодически омываются инфильтрующимися водами. Лишь самый нижний пласт располагается в подзоне грунтово-трещинных вод. Рудовмещающие породы туфоосадочной толщи палеогена, слагающие водоразделы, обладают значительной трещиноватостью и заключают в себе водоносный горизонт грунтово-трещинных вод, водоупором для которого являются подстилающие порфириты. Областями питания для этого водоносного горизонта служат водоразделы рек Мисханка—Черемша и Мисханка—Болнис-чай, участками дренажа—долины тех же рек.

Малые размеры областей питания приводят к значительным колебаниям расходов источников во времени и к ясно выраженной их зависимости от атмосферных осадков. Расходы источников колеблются от 0,1—0,2 л/сек (в апреле—мае) до 0,05 л/сек (в сентябре). Ресурсы грунтово-трещинных вод участка в значительной степени обусловливаются количеством выпадающего снега в зимний период. После обильных снегов зимних периодов ресурсы грунтово-трещинных вод значительны. После малоснежных зим те же источники отличаются малодебитностью и к концу летнего периода обычно иссякают. Модуль подземного стока в районе месторождения 1—2 л/сек/км². Несмотря на обилие источников, водопритоки в горные выработки (штольни), пройденные в рудоносных туфоосадочных породах, незначительны, так как большинство их располагается в подзоне аэрации. Грунтово-трещинные воды туфоосадочной толщи (вне рудопроявлений) характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом с величиной минерализации, как правило, не превышающей 200—300 мг/л. Средние содержания отдельных компонентов приводятся в табл. 54.

Таблица 54

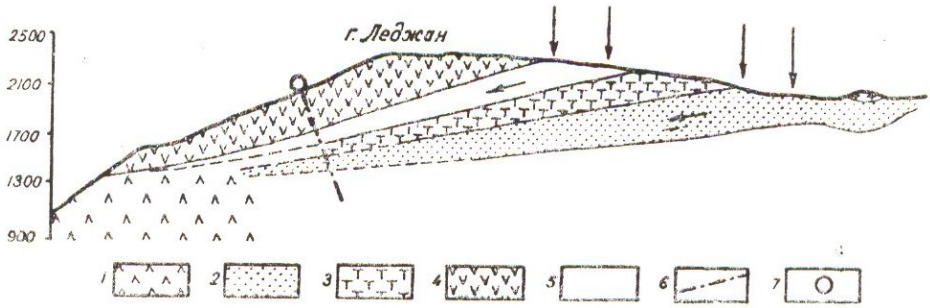
Средние содержания компонентов минерализации в грунтово-трещинных и пластово-трещинных водах отдельных участков Привольненского месторождения в 1955 г.

	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	$\frac{SO_4}{Cl}$	pH	Zn
	Грунтово-трещинные воды								
Средний химический состав грунтово-трещинных вод нижней туфоосадочной толщи вне рудопроявлений	5,0	2,3	12,4	4,1	8,0	42,0	2,0	6,8	0,14
Воды участка Черемша	4,0	6,1	27,3	3,6	14,5	89,1	4,0	7,0	0,27
Воды участка Арчис	6,9	3,2	12,9	3,7	13,5	40,3	3,6	6,7	0,26
	Пластово-трещинные воды								
Средний химический состав пластово-трещинных вод вне рудопроявлений	4,3	2,0	8,9	3,9	6,6	23,5	1,8	7,8	0,15
Воды участка Леджан	7,2	2,3	9,0	3,6	11,5	32,5	3,1	6,9	0,3

Участок Леджан располагается в пределах области разгрузки пластово-трещинных вод Леджанского массива.

Северо-восточная часть Леджанского плато сложена трещиноватыми породами туфоосадочного комплекса, хорошо поглощающими атмосферные осадки. В юго-западном направлении эти породы, образуя пологую синклинальную структуру, погружаются под перекрывающие их порфириты Леджана. Угол наклона оси складки достигает 25—30°. На южных склонах Леджанского массива туфоосадочные породы неизвестны. Можно полагать, что под Леджанским массивом туфоосадочная толща испытывает резкое уменьшение в мощности, создавая подпор заключенным в них пластово-трещинным водам (фиг. 47). В пределах Леджанского рудного участка имеется большое число высокодебитных источников (расходы до 0,5—1,0 л/сек). Колебания расходов источников в течение сезона и по годам незначительны. По своему химизму пластово-трещинные воды аналогичны грунтово-трещинным. Это маломинерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 200 мг/л. Средние содержания отдельных компонентов приводятся в табл. 54.

По своему химизму поверхностные потоки идентичны подземным. В целом химизм поверхностных вод выше местного базиса эрозии повторяет в общих чертах химизм подземных вод зоны местного стока. Это гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 200—350 мг/л.



Фиг. 47. Схема формирования пластово-трещинных вод Леджанского участка. Условные обозначения: 1. нижний туфо-эффузивный комплекс, 2. нижняя туфо-осадочная толща, 3. промежуточный горизонт эффузивных пород, 4. верхняя туфо-осадочная толща, 5. верхний туфо-эффузивный комплекс, 6. тектоническое нарушение, 7. восходящий источник.

Характерно, что небольшие потоки, собирающие свои воды на территории одного какого-либо литолого-стратиграфического комплекса, по своему химизму полностью аналогичны грунтово-трещинным водам этого литолого-стратиграфического комплекса.

Изменения в химическом составе подземных вод, формирующихся в пределах месторождения, весьма незначительны. Они выражаются в увеличении содержаний сульфат-иона, цинка и серебра (табл. 54).

Средний коэффициент $\frac{SO_4}{Cl}$ для вод туфоосадочной толщи не превышает 2—3,0. Под влиянием окисляющихся руд значения коэффициента в водах возрастает до 4—6,9 (фиг. 48). Повышенная сульфатность подземных вод фиксируется до 300—500 м и ниже рудопроявлений по потоку подземных вод.

В подземных водах участков месторождений наблюдается значительное увеличение содержаний цинка (до 1 мг/л). Большие содержания цинка (по сравнению с другими элементами) объясняются преобладанием его в рудах и большой растворимостью сульфата цинка. Содержания цинка в водах месторождения прямо пропорционально содержанию сульфат-иона. В целом надо отметить, что воды нижней туфоосадочной толщи даже вне рудопроявлений обладают высокими содержаниями цинка (до 0,1 мг/л против 0,01—0,03 в водах других комплексов).

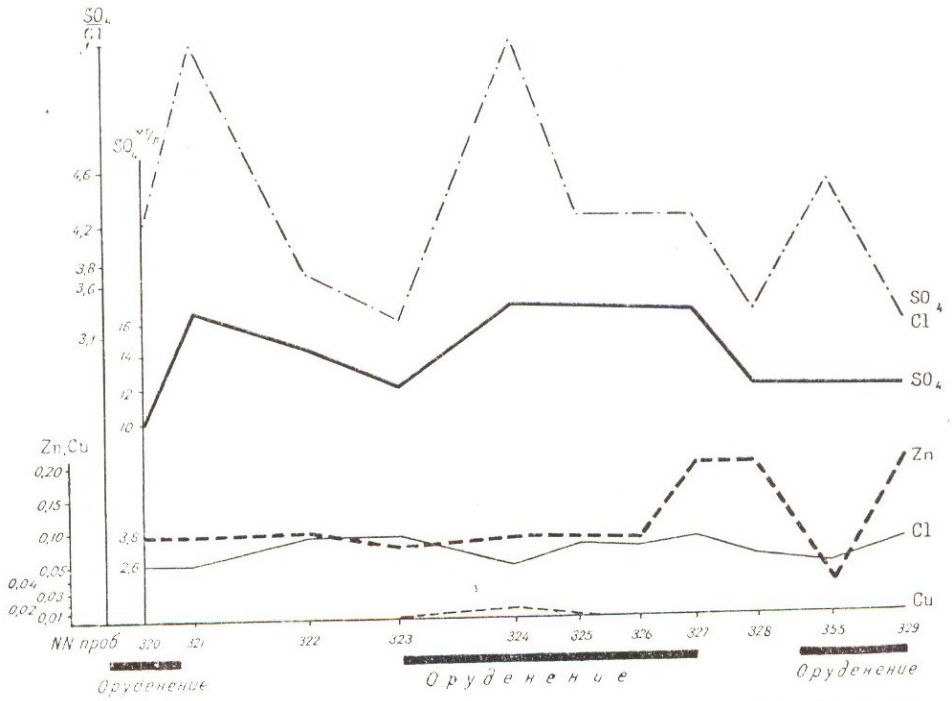
Повышенные содержания цинка прослеживаются от рудопроявлений вниз по потоку подземных вод до 500 м. Из остальных элементов в водах месторождения наблюдается увеличение содержаний серебра. В водах вне месторождения серебро не отмечалось.

Химический состав рудничных вод характеризуется более резкими изменениями (табл. 55). Воды штолен имеют большую минерализацию и обладают значительными содержаниями Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-}, HCO_3^-.

Шагали-Элиарская группа медно-колчеданных месторождений расположена к юго-востоку от ж. д. станции Ша-

гали. В пределах этой группы известно большое число медно-колчеданных рудопроявлений.

Рельеф района месторождений значительно расчленен, абсолютные отметки поверхности колеблются от 1100 до 2000 м. Поверхностные потоки относятся к бассейну р. Памбак. Наиболее значительными из



Фиг. 48. Изменение величины коэффициента SO^4/Cl и содержаний SO_4, Cl, Zn, Cu по течению р. Черемша.

Таблица 55

Химические анализы рудничных вод участков Черемша и Арчис

	Na+K мг/л	Mg мг/л	Ca мг/л	Cl мг/л	SO_4 мг/л	$\frac{SO_4}{Cl}$	HCO_3 мг/л	pH	Cu мг/л	Zn мг/л
Средний химический состав грунтово-трещинных вод нижней туфоосадочной толщи вне рудопроявлений	5,0	2,3	14,4	4,1	8,0	2,0	40,2	6,8	нет	0,14
Штольня № 4	43,0	23,8	43,1	7,2	91,6	12,9	242,1	8,0	0,01	0,9
Штольня № 5	9,4	4,8	27,4	5,4	40,7	8,0	60,5	7,7	0,01	0,5
Штольня № 7	17,9	10,7	68,6	10,7	61,2	5,7	100,9	8,0	0,01	0,5
Штольня № 2	8,5	15,5	43,1	3,6	22,0	6,1	174,9	8,0	след	0,3
Старая штольня	14,5	5,9	25,5	3,6	33,5	9,3	80,7	7,1	0,02	0,4

них являются ручьи Шакар-джур и Сиси-джур, дренирующие массив, где сосредоточены рудопроявления. Указанные реки имеют большое число мелких притоков, спускающихся со стороны отдельных месторождений и рудопроявлений (р. Баяндур и др.).

Климат района месторождений умеренный, высокогорный. Годовая сумма осадков—600—700 мм.

В геологическом строении района принимают участие карбонатные породы верхнего мела и туфо-эффузивные породы эоцена, прорванные интрузивными породами верхнего эоцена (гранодиориты, монциниты). Эоценовые породы смяты в складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях до 70°. Преобладающая часть тектонических нарушений имеет северо-западное направление.

Медно-колчеданные рудопроявления располагаются в висячем боку интрузива кварцевого монцонита, вытянутого в северо-западном направлении. Среди многочисленных медно-колчеданных рудопроявлений Шагали-Элиарской группы выделяются следующие относительно крупные месторождения и участки.

1. Анкадзорское (Шагали-Элиарское) месторождение расположено в 18 км к юго-востоку от ж. д. станции Шагали по обоим бортам р. Геджали—истока р. Шакар-джур. Рудные тела месторождения приурочены к гидротермально-измененным порфиритам и туфам среднего эоцена вблизи контакта этих пород с интрузивом кварцевого монцонита. Рудные тела имеют характер минерализованных зон и брекчий, в которых обломки порфирита цементируются кварцем с халькопиритом и пиритом. В минеральном составе руд месторождения преобладают халькопирит и пирит. Зона окисления на месторождении ярко выражена, в ее минеральном составе преобладают гидроокислы железа и карбонаты меди—малахит, азурит.

2. Антониевское месторождение находится в нижнем течении правого составляющего р. Сиси-джур в 9 км к юго-востоку от ж. д. станции Шагали. Рудные тела месторождения приурочены к контакту известняков верхнего мела с порфиритами верхнего эоцена. Породы, вмещающие рудные тела, ороговикованы, эпидотизированы и пиритизированы. В минеральном составе руд месторождения преобладают халькопирит и пирит. Зона окисления хорошо выражена. Преобладающими минералами зоны окисления являются гидроокислы железа и малахит.

3. Сисимаданское месторождение находится в 3 км к юго-востоку от ж. д. станции Шагали. Рудные тела месторождения приурочены к контакту скарнированных известняков с порфиритами, представляя собой линзы и гнезда халькопирита и пирита. В зоне окисления месторождения широко развиты гидроокислы железа и малахит.

4. Баяндурский участок располагается в 5 км к юго-востоку от ж. д. станции Шагали, в верховьях правого составляющего р. Сиси-джур. Рудные тела месторождения приурочены к гидротермально-измененным порфиритам, представляя собой жилы северо-западного простирания. В минеральном составе руд преобладают халькопирит и пирит. Зона окисления хорошо выражена. Преобладающими минералами зоны окисления являются гидроокислы железа, малахит и азурит.

Общим для рудовмещающих месторождений Шагали-Элиарской группы является их интенсивное гидротермальное изменение, сопровождающееся пиритизацией.

В пределах района месторождений широко развиты подземные воды зоны местного стока, формирующиеся и разгружающиеся выше местного базиса эрозии, которым служат русла рек Шакар-джур и Сиси-джур.

Наибольшим распространением пользуются грунтово-трещинные воды. Воды рыхлых отложений, благодаря незначительной мощности последних, самостоятельного значения не имеют. Выходы грунтово-трещинных вод на поверхности представляют собой нисходящие источники с расходами 0,05—1 л/сек. Режим этих вод определяется режимом

атмосферных осадков, поэтому максимальные расходы источников наблюдаются в весеннее время, а минимальные—в сентябре.

По своему химическому составу грунтово-трещинные воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 300—400 мг/л.

Типичный анализ грунтово-трещинных вод эффузивных пород приводится в табл. 56.

Таблица 56

Химические анализы проб грунтово-трещинных вод некоторых месторождений Шагали-Элиарской группы 1957 года

	Na + K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	pH	Cu	Zn	As	Pb
Типичный анализ грунтово-трещинных вод вне месторождения	15,9	8,9	61,0	4,4	18,0	242,0	7,9	0,003	0,02	0,005	не об.
Месторождение Анкавзор (проба 1446)	284,4	7,7	40,0	46,7	252,1	417,6	7,9	не об.	0,03	0,02	не об.
Месторождение Антонлевское (проба 1514)	5,0	7,7	27,3	3,0	55,0	60,5	7,1	0,02	0,028	0,001	не об.
Месторождение Сисимадан (проба 1466)	25,5	16,6	174,6	7,4	315,2	272,3	7,7	0,040	20,020	0,0005	не об.
Участок Баяндурский (проба 1504)	20,9	16,6	40,0	3,0	65,0	151,3	>7,8	0,022	60,026	—	—

Поверхностные потоки района месторождений представляют собой ручьи, собирающие свои воды выше местного базиса эрозии. Начиная с июля месяца, в их питании большое значение приобретают подземные воды, поэтому по своему химическому составу воды поверхностных потоков аналогичны грунтово-трещинным водам.

В водах медно-колчеданных месторождений Шагали-Элиарской группы наблюдается относительное увеличение содержаний сульфат-иона и весьма незначительное (по сравнению с другими медно-колчеданными месторождениями Армении) увеличение содержаний меди и цинка. Величина pH в источниках грунтово-трещинных вод не изменяется.

Сульфат-ион отчетливо увеличивается под влиянием окисляющихся медно-колчеданных руд. При фоновых значениях 10—20 мг/л, содержание его в водах месторождений увеличивается до 100—400 мг/л. В пределах района Шагали-Элиарской группы месторождений увеличение содержаний сульфат-иона наблюдается не только в водах медно-колчеданных месторождений, но и в водах, формирующихся на участках гидротермально-измененных пород, широко распространенных в районе. Границей увеличения содержаний сульфат-иона под влиянием гидротермально-измененных пород являются значения 50—60 мг/л. В пределах месторождений содержания сульфат-иона, как правило, гораздо большие.

Медь в водах Шагали-Элиарской группы медно-колчеданных месторождений не испытывает значительного увеличения содержаний. Как следует из сопоставления фактического материала по различным медно-колчеданным месторождениям Армении, в водах Шагали-Элиарской группы содержания меди резко снижены. Незначительное увеличение содержаний меди отмечается только в непосредственной близости

к рудным телам. Аналогичная картина наблюдается на большинстве мелких месторождений горно-лесной зоны северных районов Армении (месторождения Агви, Полан-текян и др.).

Вынос меди водами Шагали-Элиарской группы (при модуле подземного стока 3 л/сек с км^2) составляет всего 0,006 мг/сек с км^2.

ВОДЫ СЕРНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение вод серноколчеданных месторождений представляет значительный интерес, так как на этих месторождениях получают наибольшее развитие окислительные процессы.

В пределах Армянской ССР наиболее крупными месторождениями этого типа являются Чибухлинское и Тандзутское, расположенные в северной части АрмССР.

Тандзутское серноколчеданное месторождение находится в Кироваканском районе, в 12 км к юго-востоку от гор. Кировакана, на северном склоне Памбакского хребта в верховьях р. Тандзут.

Климат района умеренно-холодный, лесной, влажный. Среднегодовая сумма осадков колеблется от 500 до 800 мм.

Участок месторождения сложен среднеэоценовыми кварцевыми порфирами и альбитофирами, порфиритами, их туфами и брекчиями, протягивающимися полосой близширотного простирания. Ширина полосы достигает 0,5 км и больше. Месторождение представляет собою линзообразные залежи серного колчедана. Рудные тела залегают в сильно гидротермально измененных кварцевых порфирах и кварцевых альбитофирах. Преобладающим рудным минералом месторождения является пирит. Кроме пирита, в рудах в небольшом количестве встречаются халькопирит, сфалерит, энаргит, ковеллин, станнин, витихенит и др.

Район месторождения сложен породами, обладающими только трещинным типом водопроницаемости. Водоносны отдельные трещиноватые участки пород. Водообильны и наносные образования.

В районе месторождения, вблизи рудной зоны, имеется несколько постоянно действующих родников. Дебит их весною и осенью намного увеличивается.

Вода была встречена при проходке во всех горных выработках, в отдельных скважинах были встречены напорные воды.

В результате разведочных работ большого масштаба, периодически повторяющихся в течение длительного периода времени, на небольшом участке месторождения накопились мощные отвалы рудоносных пород. Отвалы сосредоточены на обоих бортах крутого оврага. Во время дождей, частых в районе и носящих весною и в начале лета ливневый характер, отвалы энергично промываются. В овраге протекает небольшой ручей, местами теряющийся под отвальными породами, засыпавшими толстым слоем дно оврага. В этот ручей стекают все мелкие ручейки и сборные струи, вытекающие из заброшенных штолен и промывающих отвалы. Нужно отметить, что вода вытекает из штолен в нижней и средней частях оврага и только с правого борта. В верховьях оврага штольни сухие. Основной ручей берет начало за пределами месторождения и, протекая через все месторождение, со всей своей системой притоков, энергично его промывает.

Основной ручей впадает в ручей Жанг-джур. Последний принимает значительное число притоков и впадает в р. Гарни.

Воды, вытекающие из штолен месторождения, сульфатные, натрие-

вые, сильно минерализованные, с большим содержанием железа, присутствием меди и цинка. Все воды кислые, pH=3,3—3,9. Воды, вытекающие из штолен в нижней части оврага, минерализованы сильнее, чем воды, вытекающие из штолен в средней части оврага (табл. 57).

Таблица 57

Интервалы содержания отдельных элементов в рудничных водах Тандзутского месторождения

в мг/л

Элементы	Штольни средней части оврага	Штольни нижней части оврага
$Na^+ + K^+$	1288,4 —4647,6	2935,0 —13964,9
Ca^{2+}	18,0 —34,0	18,0 —32,0
Mg^{2+}	7,4 —12,2	3,2 —19,6
Fe общ.	100,0 —780,0	0,4 —780,0
Cu^{2+}	7,0 —20,0	6,0 —7,0
Zn^{2+}	0,5 —0,8	0,4 —0,6
Cl^-	10,6 —21,0	10,0 —18,6
SO_4^{2-}	3828,0 —10084,0	2920,8 —15928,0
HCO_3^-	не обн.	не обн.
MoO_4^{2-}	0,17—0,21	0,17—10,6
pH	3,4 —3,9	3,3 —3,6
Сухой остаток	5610,0 —14904,0	12037,0 —43331,0

Общая минерализация вод достигает 43 г/л, а содержание в них сульфатов—15,9 г/л.

Спектральным анализом сухих остатков в водах установлено присутствие меди, висмута, кобальта, свинца, серебра, мышьяка, стронция и бария.

Из основного Тандзутского ручья были отобраны две пробы: в верховьях до промывки отвалов месторождения и после выхода из района месторождения. Сопоставление результатов анализов (табл. 58 и фиг. 49) представляет значительный интерес.

Таблица 58

Химический состав воды основного Тандзутского ручья в мг/л

Элементы	Верховья ручья до месторождения	Тот же ручей после промывки отвалов
$Na^+ + K^+$	14,1	1196,0
Ca^{2+}	21,1	7,7
Mg^{2+}	8,2	9,8
Fe общ.	15,4	603,0
Cu^{2+}	0,12	0,8
Pb^{2+}	нет	0,02
Zn^{2+}	нет	нет
Cl^-	14,5	14,5
SO_4^{2-}	72,8	4058,2
HCO_3^-	73,2	нет
pH	7,8	3,4
Сухой остаток	187,6	5876,5

По изменению содержания $Na^+ + K^+$, $Fe_{общ.}$, SO_4^{2-}, сухого остатка и pH раствора можно сделать вывод насколько сильны на месторождении процессы окисления и выноса металлов.

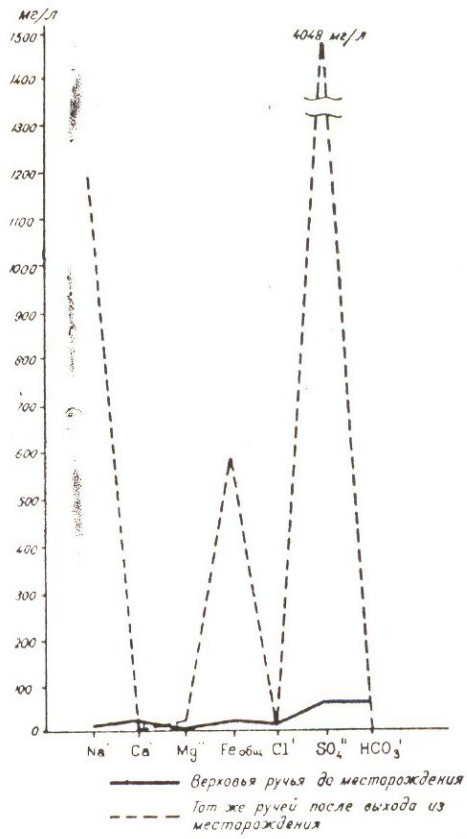
Этот же основной ручей, вытекающий из месторождения и собравший в себя все воды месторождения, имеет дебит 2,2 л/сек, содержит $Fe_{общ.}$ — 280 мг/л и SO_4^{2-} — 4128 мг/л.

Цифры говорят о разубоживании месторождения и о заражении гидрографической сети района продуктами окисления. Так, речная вода р. Гарпи содержит повышенные количества железа и сульфатов на протяжении 10 км от месторождения.

Из сравнения химического состава воды р. Гарпи до впадения и после впадения в нее р. Жанг-джур видно, что до впадения ручья Жанг-джур железо в воде р. Гарпи отсутствовало, а после впадения его содержится 5 мг/л, что составляет 7,3% химического состава воды (табл. 59).

Сульфатов в р. Гарпи до впадения в нее ручья Жанг-джур содержалось 16,4 мг/л, что составляло 9,7% химического состава воды. После впадения р. Жанг-джур содержание сульфатов увеличилось до 53,9 мг/л, что составляет 30,6% химического состава воды, т. е. вода из гидрокарбонатной стала сульфатной.

Чибухлинское серноколчеданное месторождение находится в Степанаванском районе, в 6 км к юго-востоку от с. Куйбышев (Чибухлы) и в 15 км к юго-западу от гор. Степанаван. Район принадлежит бассейну р. Дзорагет, южной ветвью которой является протекающая в районе месторождения р. Чибухлы, образующаяся двумя ветвями—р. Желтой и р. Черной, сливающимися в местности Сукарышан. Последние представляют собою крутые горные речки, питающиеся многими ручьями,



Фиг. 49. Изменение химического состава воды Тандзутского ручья.

Таблица 59

Вынос элементов и солей из Тандзутского месторождения (дебит общего водопритока 2.2 л/сек)

Элементы и соли	Содержание в мг/л	Вынос за сутки в кг	Вынос за год в т
Fe общ.	270,0	51,3	18,7
SO_4^{2+}	4128,0	784,6	286,4
NaCl	52,0	019	3,6
Na_2SO_4	4921,0	933,4	341,4
$CaSO_4$	53,8	10,2	3,7
$MgSO_4$	125,5	23,8	8,7
$FeSO_4$	1130,1	216,5	79,0
$CuSO_4$	1,5	0,3	0,1
$ZnSO_4$	1,2	0,2	0,08

протекающими в оврагах и балках, которыми изрезаны склоны хребтов. К долинам этих речек приурочены рудные участки. Высотные отметки рудных участков—1700—1900 м.

Рельеф района сравнительно мягко очерчен.

Климат района отличается значительной умеренностью. Среднегодовая сумма осадков 650 мм.

Наиболее древними породами района являются известковые песчаники и известняки, относящиеся к мелу. Они слагают северную часть района месторождения. Толща известняков протягивается в широтном направлении, уходя на севере под толщу третичных и четвертичных базальтов. Известняки образуют, вероятно, антиклинальную складку широтного простирания с более пологим северным и крутым южным крылом. Южнее известняковой толщи участок месторождения сложен мощной эоценовой вулканогенной толщей, представленной кварцевыми порфирами, порфиритами и кератофирами. Вулканогенная толща также образует антиклинальную складку широтного простирания. В ядре ее выходят рудоносные вторичные кварциты. Контакт между меловой и эоценовой толщей тектонический. По нему внедрилась ультраосновная магма.

Следом за внедрением дайки ультраосновных пород интрудировали гранодиориты. Они прорвали ядро антиклинальной складки. С ними связано оруденение и гидротермальное изменение пород.

Тектонические движения в районе месторождения, видимо, были очень интенсивны. Долина р. Желтой образовалась вдоль большого сброса.

Среди вулканогенной толщи среднего эоцена отчетливо выделяются два участка месторождения—Чернореченский (серноколчеданные линзы) и Желтореченский (медно-серноколчеданные линзы).

Сульфидное оруденение связано с полосой кварцитов, образовавшихся в результате гидротермального изменения пород эоценовой вулканогенной толщи и приурочено к зоне раздробленных пород.

Благодаря литологическому составу слагающих район пород, циркуляция вод трещинная. Сильная раздробленность пород района создает условия для создания больших запасов подземных вод. Рельеф района сравнительно мягкий и это, в свою очередь, способствует формированию подземных вод. Крупные притоки воды приурочиваются к крупным тектоническим трещинам и к сопровождающим их зонам сильно раздробленных пород.

Наряду с водами, циркулирующими по системе трещин в коренных породах, воды насыщают местами и делювиальные отложения. Таких вод значительно меньше, т. к. в районе месторождения делювий развит слабо; обнаженность района весьма значительна. Выходы вод в большинстве приурочены к трещинам в коренных породах, но очень часто приурочены и к покрывающему их делювию.

В толще меловых известняков выходы подземных вод редки, но отличаются своей высокодебитностью. В эоценовой вулканогенной толще выходы часты, но родники малодебитны.

Штольни на участке Желтой речки во время проходки были очень сильно обводнены. Наличие сильных притоков трещинных вод мешало разведочным работам.

Серноколчеданное месторождение Черной речки и Чернореченское полиметаллическое проявление находится в таких же гидрогеологических условиях, плюс то обстоятельство, что шток серноколчеданной руды в районе Черной речки находится в основном, под дном реки.

Среди рудничных вод района выделяются два типа—кислые и нейтральные воды. Кислыми являются воды, вытекающие из трех штолен на Черной речке. Нейтральные воды вытекают из штолен по Желтой речке и из некоторых штолен Чернореченского месторождения.

Величина общей минерализации (табл. 60) колеблется для кислых вод от 464 до 2689 мг/л, для нейтральных вод от 242 до 845 мг/л. Наблюдается прямая зависимость минерализации вод от процентного содержания в них сульфатов (табл. 61, фиг. 50).

Наибольший интерес представляет вода, вытекающая из старой штольни на Черной речке. Штольня вскрыла шток серноколчеданной руды, вода, вытекающая из штольни, сильно кислая, pH=3,3—3,7, с содержанием железа 42,6%.

Нейтральные воды по своему составу подразделяются на гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные с небольшим содержанием гидрокарбонатов. Интересно отметить, что воды гидрокарбонатно-сульфатные не содержат в своем составе металлов, а содержание железа доходит максимально только до 4 мг/л, в то время, как в водах сульфатных не обнаружена только медь. Цинк встречен до 0,5 мг/л, свинец в количестве от 0,02 до 0,12 мг/л, железо—до 28 мг/л.

В кислых водах медь обнаружена в одной пробе, цинк от следов до 0,5 мг/л, свинец от следов до 0,14 мг/л. Железо обнаружено в количестве до 630 мг/л.

По составу катионов воды в основном кальциево-натриевые и чисто кальциевые. В одной пробе в составе катионов преобладает железо (описанная выше вода из штольни на Черной речке). Как правило, связи общей минерализации с составом катионов не наблюдается. Зависимости содержания металлов в водах от состава их катионов также не заметно.

Существует зависимость между общей минерализацией воды и содержанием в ней отдельных металлов. Она такая же четкая, как и связь минерализации вод с процентным содержанием в них сульфатов и объясняется наличием тех же процессов растворения водами продуктов окисления сульфидов.

Свинец появляется в водах с минерализацией больше 400 мг/л, цинк в водах с минерализацией больше 450 мг/л и медь в водах с минерализацией больше 2500 мг/л. Железо присутствует во всех водах. Наблюдается тенденция к увеличению содержания его с увеличением общей минерализации.

Среди грунтовых вод района выделяются две основные группы (табл. 60): воды с содержанием $SO_4^{2-}>20\%$ и воды с содержанием $SO_4^{2-}<20\%$. В последней, более распространенной группе, выделяются еще три подгруппы—воды с содержанием $Na^+>30\%$, воды с содержанием Na^+ в интервале 40—60% и воды с содержанием Na^+ меньше 20%.

К первой группе вод относятся родники сульфатных натриево-кальциевых вод. Железо, медь и цинк в них отсутствуют, свинец присутствует в отдельных пробах до 0,8 мг/л. Воды второй группы, в основном, только гидрокарбонатные. Они подразделяются на натриевые, натриево-кальциевые и кальциево-натриевые, и кальциевые. Медь отсутствует во всех подгруппах, свинец обнаружен во всех, цинк обнаружен только в одном случае.

Минерализация всех вод небольшая. Несколько выше она у вод первой группы (141—366 мг/л), чем у второй (92—269 мг/л).

Таблица 60

Интервалы содержания составных компонентов в водах Чибухлинского месторождения

Тип вод	Общая минерализация мг/л	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Fe_{общ.}$	Cl'	SO_4''	HCO_3'	$Cu^{\cdot\cdot}$	$Pb^{\cdot\cdot}$	$Zn^{\cdot\cdot}$	SiO_2	pH
		в экв. % %							в мг/литр				
					Рудничные воды								
Кислые воды	464—2689	0,06—30,7	6,5—33,1	0,7—15,4	0,7—10,6	0,5—5,0	40,0—49,4	нет	нет—следы	следы 0,44	следы 1,15	14,0—55,0	3,3—3,6
Нейтральные воды	242—845	6,1—24,9	20,0—38,4	2,2—8,4	0,03—9,6	1,5—5,6	13,2—39,4	13,1—14,8	нет	нет 0,12	нет—0,5	10,0—32,0	7,2—7,8
					Грунтовые воды								
$SO_4>20\%$	141—366	16,9—26,7	18,3—25,9	5,0—7,1	нет	3,4—8,3	23,4—43,2	3,4—13,6	нет	нет—0,8	нет—сл. следы	—	7,5—7,7
$Na>30\%$	167—251	30,7—47,6	1,6—13,9	0,8—5,2	нет-следы	2,2—5,3	8,0—14,3	30,4—39,7	нет	нет—0,4	нет	—	7,5—7,7
$SO_4<20\%$ $Na=20—30\%$	92—255	20,4—23,9	20,8—22,6	3,9—8,2	нет	2,6—6,9	7,0—15,3	27,6—38,3	нет—сл. следы	нет—0,04	нет	—	7,5—7,7
$Na<20\%$	146—269	8,4—19,6	19,9—33,4	1,9—15,1	0—1,1	1,0—7,1	3,9—17,0	30,3—43,0	нет	нет—0,08	нет-7,0	—	7,6—7,7
					Поверхностные воды								
Содержание $Na>20\%$	106—386	0,4—19,2	19,2—31,5	3,8—20,3	0—7,6	1,4—8,6	3,0—13,0	34,4—44,1	0—6,0	0—0,6	нет	—	—
Содержание $Na>20\%$	131—425	21,9—44,7	2,4—20,6	2,5—8,7	0—0,8	2,4—5,5	6,1—21,0	24,0—41,3	0—сл. следы	0—0,08	нет	—	—

Таблица 61

Зависимость общей минерализации вод Чибухлинского месторождения от % содержания сульфатов

% содержания сульфатов	Средние значения величины общей минерализации в мг/л
10—20	311,4
20—30	280,7
30—40	660,4
40—50	1611,8

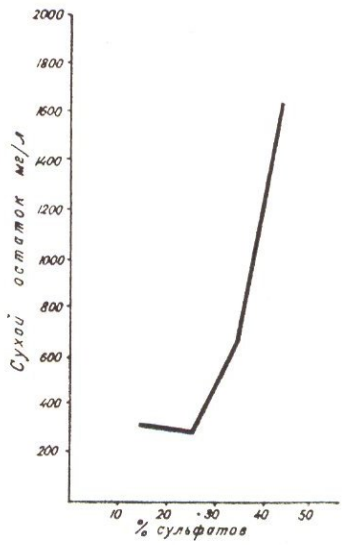
В водах второй группы железо обнаружено только в пяти пробах в количестве от следов до 24 мг/л.

Поверхностные воды района различаются только по содержанию в них натрия (табл. 60). Выделяются группы по содержанию в них натрия меньше и больше 20%. Минерализация вод первой группы (106—386 мг/л) несколько ниже минерализации вод второй (131—425 мг/л). Воды обеих групп гидрокарбонатные (изредка гидрокарбонатно-сульфатные).

Воды первой группы кальциевые и кальциево-магниевые, воды второй натриевые и натриево-кальциевые.

К водам второй группы относятся ручьи, промывающие гидротермально измененные породы, к водам первой относятся ручьи, протекающие или целиком в неизмененных породах, или же промывающие гидротермально-измененную зону, но на небольшой полосе.

Железо в водах обеих групп обнаружено в незначительном количестве. Медь обнаружена в пробе, взятой из Желтой речки. Цинк присутствует во всех пробах. Свинец обнаружен в нескольких пробах, взятых по Желтой речке.



Фиг. 50. График зависимости общей минерализации вод Чибухлинского месторождения от процентного содержания сульфатов.

ВОДЫ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Воды хромитовых месторождений по своей специфике резко отличаются от вод сульфидных месторождений и образуют самостоятельную группу. Вниманию читателя предлагается характеристика вод наиболее крупного в республике Шоржинского хромитового месторождения.

Хромитовые месторождения и проявления приурочены к полосе ультраосновных пород, вытянутой на территории Армянской ССР вдоль северо-восточного побережья оз. Севан.

Шоржинское хромитовое месторождение расположено в 1 км к северо-востоку от с. Шоржа Красносельского района.

Район месторождения охватывает юго-западные склоны Севанского хребта, являющегося водоразделом между бассейном оз. Севан и речной системой правых притоков р. Куры, и представляет собою хол-

мистую возвышенность. Относительная высота сглаженных холмов и невысоких гор не превышает 150—180 м над уровнем оз. Севан.

Крупные речные системы в районе месторождения отсутствуют. Пересекающая месторождение в меридиональном направлении небольшая речка берет свое начало на юго-западных склонах Севанского хребта и, проходя незначительное (по длине) расстояние, теряется в каменистых осыпях.

В геологическом строении Шоржинского месторождения принимают участие ультраосновные породы послеверхнемелового возраста, а также верхнемеловые и среднеэоценовые осадочные и вулканогенные образования.

Район месторождения в основном сложен породами габбро-перидотитовой формации. Площадь, занимаемая интрузивом, составляет 1,5—2 кв. км. Массив вытянут в широтном направлении. К западу, постепенно суживаясь, он принимает форму дайкообразной интрузии и зажат между верхнесеноманскими известняками, развитыми в северо-восточной, южной и юго-западной частях массива. К востоку массив постепенно расширяется и ограничивается породами эоценовой толщи, представленной главным образом туфами и туфобрекчиями. Перидотиты являются главной частью интрузива. В перидотитовой массе отдельными участками выступают дуниты, к которым и приурочены скопления хромита. Рудные тела имеют линзообразные и гнездообразные формы, вытянутые в меридиональном направлении. Размеры рудных тел невелики. Линзообразные тела достигают длины 10—20 м при мощности 1—2 м. Рудными минералами являются магнохромит и хромпикотит. Хром в рудах находится в виде Cr_2O_3 и содержание его колеблется в пределах 34—51%. Остальная же часть состава приходится на долю изоморфных примесей: Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, MnO и др. В ассоциации с хромшпинелидами постоянно наблюдается серпентин, оливин, хромгранат, хромдиопсид, хромхлориты, кальцит, магнезиальные карбонаты, сульфид никеля и т. д.

Зона окисления на месторождении развита очень слабо, практически она отсутствует.

Район месторождения располагается в зоне местного стока (выше местного базиса эрозии). Местный базис эрозии (уровень оз. Севан) является одновременно региональным базисом эрозии как для участка месторождения, так и для всего региона в целом.

В пределах Шоржинского месторождения в основном развиты воды подзоны грунтово-трещинных вод. Гидродинамика вод этой подзоны обусловлена главным образом рельефно-морфологическими условиями. Циркуляция грунтово-трещинных вод происходит по двум различным комплексам пород: пород ультраосновного состава и осадочных пород (известняков).

Количество подземных вод, циркулирующих по трещинам пород габбро-перидотитовой формации, весьма незначительно (по сравнению с площадью, занимаемой этими породами). Воды имеют инфильтрационное происхождение. Большинство родников, выступающих из ультраосновных пород, носит характер просачивания из мелких трещин. Расходы колеблются от 0,05 до 0,2 л/сек.

Грунтово-трещинные воды комплекса ультраосновных пород характеризуются гидрокарбонатным магниевым составом. Минерализация вод в среднем составляет 500 мг/л.

Химический состав грунтово-трещинных вод, циркулирующих по породам названных выше комплексов, приведен в табл. 62.

Таблица 62

Химический состав вод, циркулирующих в пределах Шоржинского хромитового месторождения.

Типы вод	pH	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Cr^{3+}	Величина общей минерализации
		Экв.%							мг/л
Грунтово-трещинные воды, комплекса ультраосновных пород	7,5—7,6	8,4	4,3	87,3	6	4,9	89,1	не об.	500
Рудничные воды	7,5—8,7	6,7	3,3	91,1	5,8	10,9	80,7	0,018	690
Грунтово-трещинные воды комплекса осадочных пород	7,4—7,5	11,8	50,1	38,5	4,7	7,0	88,1	0,307	420

Рудничные воды характеризуются тем же гидрокарбонатным магниевым составом. По сравнению с описанными выше водами, здесь наблюдается повышение общей минерализации. В среднем она составляет 690 мг/л (табл. 62).

За пределами месторождения циркулируют воды, отличающиеся своим химическим составом от описанных. Это воды, циркулирующие в пределах пород осадочного комплекса (известняков).

Формирование вод происходит исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков по многочисленным трещинам. Достигнув горизонта сравнительно водоупорных пород, они выклиниваются в виде нисходящих родников. Большинство родников приурочено к трещинам известняков и мергелей. Среди родников, выступающих в пределах развития указанных выше пород, многие имеют довольно значительные расходы. В среднем они составляют 0,5—1 л/сек. Увеличение расходов родников наблюдается в апреле—мае и в сентябре—октябре.

По химическому составу грунтово-трещинные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые (табл. 62), соответствуют литолого-стратиграфическому комплексу, по которому они циркулируют. Общая минерализация вод не превышает 500 мг/л. В среднем она равняется 420 мг/л.

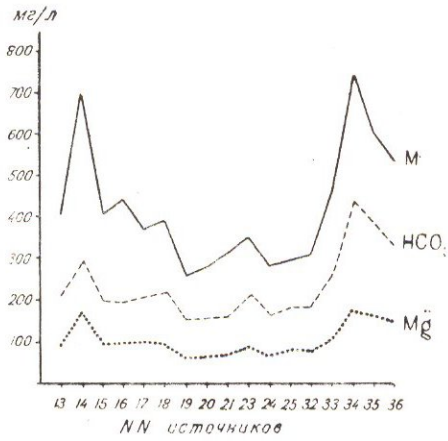
Таким образом, в районе Шоржинского месторождения по химическому составу отчетливо выделяются два типа вод—гидрокарбонатные магниевые и гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Гидрокарбонатные магниевые воды формируют свой химический состав в ультраосновных и основных породах и в продуктах их выветривания.

В условиях сухого континентального климата, характерного для района месторождения, происходит интенсивное окисление и разрушение минералов, содержащих в себе большое количество MgO, которое и приводит к обогащению циркулирующих здесь вод магний-ионом. Увеличение магний-иона в водах влечет за собой и увеличение общей минерализации. Эту зависимость наглядно иллюстрирует график кривых содержаний магния, гидрокарбоната и общей минерализации (фиг. 51).

Гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды, циркулирующие в известняках верхнего сенона, формируют свой химический состав исключительно в продуктах выветривания этих пород и в почвах. Цирку-

лируя по покрову интенсивно выщелоченной коры выветрелых пород, они, в первую очередь, обогащаются наиболее активными элементами, имеющими высокую миграционную способность—кальцием, натрием, хлором. Значительное содержание в этих водах магния является результатом выщелачивания этими водами ультраосновных пород и продуктов их выветривания (следует отметить, что большинство родников этой группы выходит на дневную поверхность в приконтактовой полосе известняков с ультрабазитами).



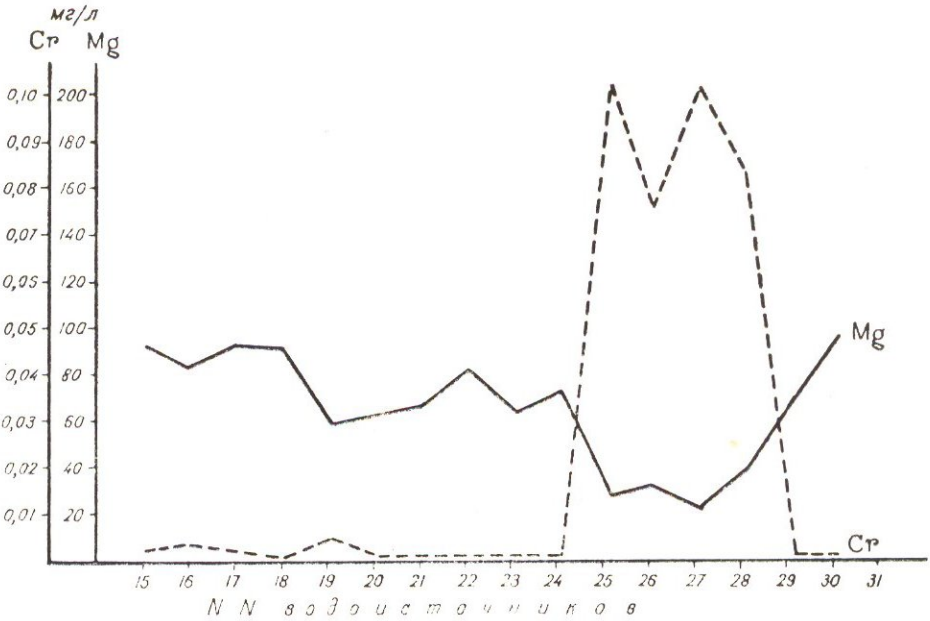
Фиг. 51. Кривые общей минерализации и содержаний магния и гидрокарбоната в рудничных водах Шоржинского месторождения.

Содержание хрома в водах Шоржинского месторождения составляет от слабых следов до 1,2 мг/л.

В подземных водах Шоржинского месторождения, характеризующихся гидрокарбонатным кальциевым составом, содержание хрома составляет в среднем 0,307 мг/л (табл. 62). Воды эти выносят большие количества хрома. Потоки рассеяния прослеживаются на значительном расстоянии от зон минерализации (более 800—1000 м)

Рудничные воды Шоржинского месторождения содержат незначительные количества хрома по сравнению с описанными выше водами. Миграция хрома в этих водах происходит весьма слабо. Потоки рассеяния невелики.

Как мы отметили, воды горных выработок Шоржинского место-



Фиг. 52. Кривые содержаний магния и хрома в водах Шоржинского месторождения.

рождения характеризуются сравнительно повышенной минерализацией и большими содержаниями магния.

На приведенном графике (фиг. 52) кривые содержания магния и хрома в рудничных водах показывают, что эти элементы являются антагонистами. С повышением содержания магния резко понижается содержание хрома, и наоборот. Это, очевидно, вызвано большой сорбционной способностью химически активных ультрабазитов.

ВОДЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Район Зодского золоторудного месторождения составляет часть крупного гидрогеологического региона, заключенного между системами рек Кура, Тертер и бассейном оз. Севан, и по трехчленному делению Н. К. Игнатовича (1944) располагается в верхней зоне—зоне активного водообмена.

Гидрогеологические условия указанного участка: режим, баланс, а также химизм подземных вод, обусловлены эрозионными врезами правых притоков р. Зод, которые ограничивают в каждом конкретном случае самостоятельные гидрогеологические объекты.

На участке Зодского месторождения питание подземных вод происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, причем значительная роль принадлежит снеготаянию. Большое значение в пополнении подземных вод имеет продолжительность снегового покрова, высота которого достигает здесь на отметках 2500 м и выше 40—50 см.

Некоторую роль в питании подземных вод безусловно играет конденсация водяных паров—процесс, характерный для высокогорных районов.

Вся природная обстановка описываемого района: сухой континентальный климат, небольшая площадь питания, близость к месту разгрузки, расчлененность рельефа, литологические и структурные особенности пород, слагающих район (большинство из них относится к практически водонепроницаемым), вызывает превалирование наземного стока над подземным.

По глубине циркуляции подземных вод можно выделить одну только гидродинамическую зону—зону местного стока.

Зона местного стока располагается выше местных базисов эрозии правых притоков р. Зод (региональным базисом эрозии условно принимается зеркало воды оз. Севан).

В пределах этой зоны, в вертикальном разрезе дополнительно выделяются две подзоны: аэрации и грунтово-трещинных вод.

Циркуляция вод подзоны аэрации происходит по тому, обычно маломощному молодому покрову, который лежит на коренных отложениях. Продолжительность циркуляции и существования выходов вод подзоны аэрации чрезвычайно небольшая.

Исключительная обнаженность района не благоприятствует широкому распространению и накоплению этих вод. Только в период дождей выходы их многочисленны, но с незначительными дебитами, они составляют от 0,2 до 0,5 л/сек.

Воды подзоны аэрации характеризуются малой минерализацией и хорошими питьевыми качествами.

По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые (табл. 63). В отдельных случаях наблюдается превалирование Na^{+} над Ca^{2+}.

Гидродинамика вод подзоны грунтово-трещинных вод обусловлена исключительно рельефно-морфологическими условиями. Воды этой

Таблица 63

Химический состав вод подзоны аэрации в мг/экв.

Компоненты	Интервалы содержаний	Усредненные значения
$Na^+ + K^+$	0,22— 1,40	0,91
Ca^{2+}	0,46— 1,39	0,97
Mg^{2+}	0,31— 0,46	0,38
Cl^-	0,12— 0,20	0,13
SO_4^{2-}	0,05— 0,41	0,26
HCO_3^-	0,80— 2,60	1,85
Величина минерализации мг/л	74,41—235,73	176,31

подзоны в описываемом районе имеют сравнительно большее распространение, чем описанный выше тип. Циркуляция грунтово-трещинных вод в основном происходит по комплексу пород основного и ультраосновного состава. Эти породы в изучаемом районе занимают примерно две третьих площади. Представленные в основном перидотитами и серпентинитами, они характеризуются достаточной трещиноватостью, которая способствует накоплению и передвижению в них подземных вод.

Воды, циркулирующие в комплексе указанных пород, весьма ограничены и имеют инфильтрационное происхождение. Многие родники, выходящие из пород габбро-перидотитовой формации, носят характер просачивания из мелких трещин с незначительными дебитами.

Родники, дебиты которых превышают 1 л/сек, встречаются редко. Чаще расходы их колеблются от 0,2 до 0,3 л/сек.

Воды комплекса ультраосновных пород по химическому составу гидрокарбонатные магниево-натриевые. В этих водах наблюдается заметное увеличение общей минерализации по сравнению с водами подзоны аэрации (табл. 64).

Таблица 64

Химический состав вод, циркулирующих в ультраосновных породах

Компоненты	Интервалы содержаний	Усредненные значения
$Na^+ + K^+$	1,12— 2,91	1,93
Ca^{2+}	0,46— 1,40	1,17
Mg^{2+}	0,77— 4,65	1,98
Cl^-	0,18— 0,34	0,24
SO_4^{-2}	0,10— 0,67	0,26
HCO_3^-	2,80— 7,59	4,52
Величина минерализации мг/л	255,23—620,85	390,25

Исходя из изложенного, можно сделать общие выводы о закономерностях формирования химического состава подземных вод.

Характерной чертой подземных вод всей территории является их слабая минерализация. Незначительная минерализация обусловлена краткостью расстояний и скоростью движения вод в связи с глубокой изрезанностью рельефа. В общем плане наблюдается некоторая тенденция возрастания величины общей минерализации от вод гидрокарбонатных кальциево-натриевых к гидрокарбонатным магниево-натриевым. Это обстоятельство, по-видимому, вызвано степенью выветрелости горных пород и интенсивностью процессов их выщелачивания.

Немаловажную роль играет и продолжительность циркуляции подземных вод в тех или иных отложениях.

По химизму в пределах изучаемой территории выделяются два основных типа вод: 1—гидрокарбонатные кальциево-натриевые и 2—гидрокарбонатные магниево-натриевые.

Гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды имеют небольшое распространение. Это воды подзоны аэрации.

Формирование химического состава этого типа происходит исключительно в продуктах выветривания горных пород и в почвах.

Так, в пределах высокогорных участков с нагорно-тундровым климатом и распространением горно-луговых почв, развитых в основном на порфиритах и туфогенах верхнего мела, преобладающими компонентами минерализации являются гидрокарбонат-ион и кальций-ион. Гидрокарбонат достигает 90%, незначительный процент составляют хлор и сульфат-ион.

Среди катионов превалирует кальций, достигающий 60%. На втором месте стоит натрий—от 20 до 40%. На долю магния приходится лишь от нескольких до 25%.

Гидрокарбонатные магниево-натриевые воды формируют свой химический состав в основных и ультраосновных породах, а также в продуктах их выветривания.

Как отмечалось выше, корка выветривания ультраосновных пород имеет весьма малую мощность. Однако в условиях жаркого сухого климата, где происходит интенсивное разрушение и окисление минералов, содержащих большое количество MgO, циркулирующие по ним воды обогащаются магнием. Содержание магния в этих водах доходит до 56%. Далее следует натрий 30—45%, затем кальций, не превышающий 20%.

Среди анионов доминирует гидрокарбонат, его содержание в водах достигает не менее 85%. Далее следует сульфат-ион и хлор.

Золото, как показывают данные анализов, является характерным элементом природных вод района. Обнаружено золото в 93% отобранных проб. Содержание его колеблется от 0,05 до 0,53 мкг/л. Как правило, невысокие содержания золота отмечаются в водах источников подзоны аэрации (от следов до 0,05 мкг/л). Поверхностные водотоки характеризуются сравнительно высокими содержаниями (0,10—0,5 мкг/л).

Полученные данные о содержании золота в природных водах района позволяют говорить о водной миграции его в условиях среднегорного расчлененного рельефа, характеризующегося сухим континентальным климатом и отмеченными выше геолого-гидрогеологическими условиями.

Перенос золота природными растворами по всей вероятности происходит в виде соединения гидрата хлоридного золота ($AuCl_32H_2O$), которое растворимо в воде, или же в виде хлоридного золота—$AuCl_3$, растворимость которого при 20°С составляет 680 г/л.

Серебро было обнаружено лишь в 14% проб. Содержание его колеблется от 2 до 7 мкг/л. Все пробы приходятся на ручей Шахкули.

Таким образом, серебро не является характерным элементом природных вод района. По-видимому, здесь отсутствуют те условия, которые благоприятствуют растворению и переходу серебра в природные растворы. Таковыми являются: наличие в растворах свободного кислорода, достаточное количество в растворах $Fe_2(SO_4)_3$ и H_2SO_4 и присутствие окислов марганца.

Медь в природных водах района была обнаружена в 72% проб. Содержание колеблется в пределах от 1 до 25 мкг/л.

Таким образом, медь так же, как и золото, хорошо мигрирует в подземных водах района. Наиболее вероятно, что при доступе кислорода воздуха происходит окисление сульфидов меди, которое приводит к образованию легкорастворимого $CuSO_4$.

Содержание цинка в водах варьирует в широких пределах от 7 до 90 мкг/л. Цинк был обнаружен в 76% проб. Наиболее высокие содержания приходятся на верхние (левый и правый) притоки ручья Шахкули.

Природные воды изучаемого района характеризуются как воды слабокислые и слабощелочные. Величина pH колеблется от 6,8 до 8,6. В этих условиях хорошо растворимыми соединениями являются $ZnSO_4$ и $Zn(HCO_3)_2$.

Следует отметить, что в проанализированных пробах воды не был обнаружен мышьяк. Мышьяк, как отмечает А. И. Перельман (1966), относится к слабоподвижным мигрантам. Гипергенная миграция этого элемента слабо изучена. Однако известно, что в условиях зоны гипергенеза первичные мышьяковые минералы легко разрушаются и при этом часть мышьяка должна перейти в раствор.

ГЛАВА XI

ПЕРСПЕКТИВЫ И ПУТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРМЯНСКОЙ ССР

Армянская ССР богата самыми разнообразными подземными водами различного химического состава и минерализации: от ультрапресных—пресных до соленых рассолов.

Многочисленные выходы пресных подземных вод широко используются в народном хозяйстве республики. Сохранившиеся остатки гончарных и каменных труб указывают на то, что городские и сельские поселения, а также ряд монастырей еще в VII—XIII веках имели свои водопроводы, которые неоднократно разрушались вместе с городами и церквями в период многочисленных войн и набегов.

К установлению советской власти в Армении в пределах республики существовало лишь 3 действующих водопровода в городах Ереван, Камо и Горис, которые далеко не полностью удовлетворяли нужды населения.

В настоящее время водоснабжение крупных городов, поселков и ряда сельскохозяйственных центров производится централизованно за счет каптажа крупных родников. Наряду с использованием родников, большое значение имеют артезианские воды Араратской, Ширакской, Налбандской, Масрикской, Севанской и др. межгорных котловин. Воды их широко используются в водоснабжении, орошении и обводнении горных пастбищ.

Несмотря на столь большое количество родников, артезианских и субартезианских скважин южные и северо-восточные районы республики (сс. Шагаплу, Севаберд, Кянкян, Фонтан, Уджан и др.), испытывают острый дефицит в воде. Многие села до сего времени используют для водоснабжения поверхностные или подземные воды порой весьма неудовлетворительного качества.

Бурный рост городов, промышленности и сельского хозяйства обуславливают все возрастающие потребности в подземных водах. Так если в 1969 г. общее потребление воды в республике составляло—278 млн. м^3/год то в 1975 году составит 875 млн. м^3/год.

В целом положение с водоснабжением в пределах республики неудовлетворительное. Количество воды, приходящееся на душу населения республики, намного ниже среднего значения для территории СССР.

Следует отметить, что значительное количество высококачественной воды поступает на технические и хозяйственно-бытовые нужды, что сильно сказывается на водоснабжении городов. Лишь только 30—40% от общего количества водопотребления республики составляют воды, не пригодные для питьевого водоснабжения.

Использование значительного количества воды для технических и хозяйственно-бытовых нужд может быть обеспечено использованием местных водных источников, как в пределах самого города, так и бли-

жайших его районов (бурением неглубоких скважин на грунтовые и артезианские воды), каптажем поверхностных вод, широким применением оборотного водоснабжения и пр.

Обилие солнечного тепла и сравнительно продолжительный теплый период года в пределах среднегорных, предгорных и низменных частях республики создают благоприятные условия для выращивания на плодородных почвах высокоценных сельскохозяйственных культур. Однако отсутствие в ряде районов достаточного количества влаги пагубно сказывается на нормальном развитии растительности. Это обстоятельство и побудило местное население еще с давних времен применять искусственное орошение земель.

Многочисленные ирригационные сооружения в основном расположены в пределах Араратской долины и в предгорных ее частях. Это Талинский, Октемберянский, Арзни-Шамиранский, Котайкский, Норкский, Арташатский, Араздаянский оросительные каналы, транспортирующие поверхностные (реки Аракс, Касах, Раздан, Азат, Веди и др.), артезианские и в незначительном количестве родниковые воды (Мецаморские родники). На 1971 г. в пределах Араратского бассейна пробурено около 1300 скважин с суммарным дебитом около 700 л/сек.

После уточнения запасов подземных вод Араратской долины, которые ранее разгружались в р. Аракс, они будут использованы для орошения. Это позволит более целесообразно использовать сток рек для орошения горных и предгорных районов. Вместе с тем интенсивный отбор подземных вод позволит снизить уровень грунтовых вод, а следовательно высвободить более 50 тыс. га засоленных, заболоченных, ранее не использованных земель.

В северо-западной части Армении, в Ширакской и Налбандской межгорных котловинах, орошение осуществляется Ширакским и Налбандским каналами путем забора вод рек Ахурян и Чачхан. Значительные ресурсы грунтовых и артезианских вод в пределах этих районов (около 4000 л/сек) позволяют полагать, что район полностью может быть обеспечен питьевой, технической и хозяйственно-бытовой водой.

Ресурсы подземных вод северо-восточной части Армении сравнительно ограничены. Здесь возможно использование подлавовых вод Лорийского плато. Орошение земель осуществляется Лорийским и Хаштаракским каналами, забирающими воды рек Дзорагет и Агстев.

В пределах бассейна оз. Севан орошение осуществляется за счет подземных и в меньшей степени поверхностных вод, которые распределяются по оросительной системе общей протяженностью более 600 км. Дальнейшее расширение оросительной сети возможно за счет использования артезианских вод Масрикского артезианского бассейна, перехвата вод Карасунахпюрского, Карчахпюрского, Саруханского подземных водотоков. Орошение сельскохозяйственных полей территории вулканического нагорья осуществляется водами, как поверхностного стока, так и путем каптажа родников, устройства кяризов, траншей и скважин.

Дальнейшее освоение пахотных земель и плодородных пастбищ возможно путем устройства водохранилищ для сбора паводковых и талых вод.

Наиболее перспективными для орошения южных районов Армении являются подземные воды Сюникского нагорья, которые могут быть перехвачены на высоких абсолютных отметках. Остальные районы республики сравнительно бедны подземными водами и орошение осу-

ществляется мелкими каналами, питающимися водой из притоков рек Воротан и Арпа.

Повышение урожайности ценных сельскохозяйственных культур культивируемых в республике, возможно, не только благодаря химизации земель, развитию системы орошения, но и освоения новых земель. Так, если в 1970 г. площадь орошаемых земель составляла 258 тыс. га и обводнено 288 тыс. га пастбищ, то к 1980 г. намечено значительно расширить площадь орошаемых земель и обводненных пастбищ.

Из всего изложенного видно, что в республике ощущается дефицит в воде, а проблема водоснабжения и орошения относится к числу наиболее актуальных.

Согласно данным генеральной схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов Армянской ССР (1965), если в 1963 г. норма водопотребления составляла 53 л/сут. на 1 жителя, то в 1970 г. достигла 220 л/сут. Все это обуславливает изыскание новых источников водоснабжения и орошения и наиболее эффективных методов их каптажа.

В этих условиях вопрос добычи подземных вод должен решаться по-новому, организованно.

Руководствуясь этим, предполагаются следующие мероприятия:

1. Шире использовать в технических и хозяйственно-бытовых целях речные воды с соответствующей их очисткой, что позволит высвободить на питьевые нужды значительное количество высококачественной родниковой воды.

2. Перехват подземных водотоков (межлавовых и подлавовых на высоких абсолютных отметках посредством заложения горизонтальных (подземные галлереи, траншеи и др.) и вертикальных (шахтные колодцы, скважины большого диаметра) водозаборов. Это позволит самотеком по водоводу транспортировать воду к месту потребления.

3. Сооружение подземных водохранилищ, что обусловит определенную зарегулированность подземного водотока.

4. Широко использовать подрусловые воды хорошего качества.

5. Буровые эксплуатационные скважины следует заложить как в районах крупных синклинальных прогибов (Шагалинского, Налбадского, Чатминского и Азатекского), где можно получить холодные пресные и высокотермальные минеральные воды, так и в северо-восточных и южных районах республики на мелких синклинальных структурах, сложенных осадочными породами, а также в зонах дизъюнктивных нарушений.

6. Повысить коэффициент полезного действия ирригационной системы, совершенствовать технику полива.

7. Использование природных вод следует вести планомерно с применением централизованного водоснабжения. Во всех населенных пунктах систему водоснабжения организовать через резервуары суточного регулирования с использованием кранового режима.

8. Широко применять систему оборотного водоснабжения, которая в настоящее время используется лишь на 30%.

9. Широко использовать метод самоочистки поверхностных вод.

10. Опасность истощения резервуаров подземных вод обуславливает применение мероприятий по искусственному восполнению и магазинированию подземных вод.

11. Усилить охрану подземных вод в районах каптажных сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание (пер. Б. З. Коленко). ЗКОИРГО, кн. XXI, 1899.

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание (пер. Б. З. Коленко). ЗКОИРГО, кн. XXII, 1902.

Абрамян Г. С. К вопросу о флювиогляциальных отложениях Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, № 6, 1962.

Абрамян Г. С. Снежный покров и особенности стока рек Армянской ССР. Тезисы докладов науч. совещ. по проблеме гидрометеорологии горных стран. Изд. АН АрмССР, 1963.

Аветисян В. А. Минеральные источники Гедык-Ванк. В сб. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Аветисян В. А. К вопросу о формировании вод андезито-базальтовых лав Армении. В сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.

Аветисян В. А., Малхасян Э. Г. Геолого-гидрохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях р. Арпа. Сб. трудов ЕрПИ, № 13, вып. 3, 1956.

Агаханян Г. А. Роль подземных и других местных вод Араратской равнины в развитии орошения и экономии вод озера Севан. Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме. Изд. АН АрмССР, Ереван, т. 3, 1962.

Азизбеков Ш. А. Исследование интрузивов и эффузивов Малого Кавказа. Изв. АзФАН, № 3, 1939.

Азизбеков Ш. А. Основные черты геологического строения Нахичеванской АССР. Изв. АН АзербССР, № 5, 1949.

Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (АрмССР). ДАН АН АрмССР, т. XXI, № 5, 1955.

Акопян Ц. Г. Палеомагнетизм эффузивных пород Армянской ССР и перемещение полюсов Земли в кайнозойскую эру. Изв. АН АрмССР, сер. геолог.-геогр. наук, т. XIII, № 6, 1960.

Александрян Г. А. Территориальное распределение годовых осадков по Армянской ССР. Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 2, 1957.

Александрян Г. А. Некоторые основные синоптические процессы над Армянским нагорьем. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Александрян Г. А. Атмосферное увлажнение на территории Армянской ССР. Изв. сел. хоз. наук Мин. СХ АрмССР, № 6, 1966.

Александрян Г. А., Мхитарян А. М., Атаян Э. А. Водный баланс оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Ализаде А. А. Палеоген Нагорно-Карабахской области и смежных с нею районов Малого Кавказа. Изв. АзФАН, № 4, 1939.

Аллахвердян Г. О. Армянская ССР. Гос. изд. геогр. лит., 1961.

Амарян В. М. Строение и происхождение Арагаца. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, № 1, 1965.

Амроян А. Е. Ереванский соленосный бассейн. Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, № 1, Ереван, 1957.

Ананян А. К. Исследование продольного профиля реки при непрерывном понижении отметки базиса эрозии. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 2. Изд. АН АрмССР, 1962.

Ананян А. К. Использование вод оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. III. Изд. АН АрмССР, 1962.

Ананян А. К., Бек-Мармарчев Б. И. Схемы мелиораций выходящих из-под воды территорий дна оз. Севан и вопросы сохранения уровня озера на высокой отметке. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме». Изд. АН АрмССР, 1962.

Ананян А. Л. Возможность применения гидрогеохимических методов исследования для поисков глубокозалегающих слепых рудных тел на примере работ в АрмССР. Тезисы докладов научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, Москва, 1963.

Ананян А. Л., Долуханова Н. И., Халатян Э. С. Вопросы формирования хлоридных натриевых вод Армянской ССР. Сб. «Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод», Москва. Изд. Мин. геологии СССР, ВСЕГИНГЕО, 1968.

Аракелян Г. Б., Кюрегян Т. Н. Некоторые особенности форм миграции меди в рудничных водах Алавердской группы месторождений. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1969.

Аракелян Г. Б., Кюрегян Т. Н. Некоторые формы миграции свинца в рудничных водах. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.

Аракелян Р. А. Палеозойские отложения Армении. Тр. конф. по вопросу рег. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Арутюнян Р. Г. Гидрохимическая характеристика и генезис пластовых вод третичных отложений Араратской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XVII, № 3—4, 1964.

Арутюнян Р. Г. История развития подземных вод третичных отложений Араратской котловины. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XVII, № 3, 1966.

Асланян А. А., Багдасарян А. Б., Валесян Л. А., Дульян С. М. Армения. Изд. «Мысль», М., 1966.

Асланян А. Т. К вопросу о происхождении оз. Севан. Изв. АН АрмССР, естест. науки, № 8, 1947.

Асланян А. Т. К истории происхождения Араратской котловины. ДАН АрмССР, т. XI, № 1, 1949.

Асланян А. Т. Новые данные о неогеновой тектонике Армении. ДАН АрмССР, т. XII, № 2, 1950.

Асланян А. Т. О происхождении массива г. Арагац. ДАН АрмССР, т. XII, № 4, 1950.

Асланян А. Т. О природе вулканических явлений. ДАН АрмССР, т. XIII, № 5 1951.

Асланян А. Т. Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. ДАН АрмССР, т. XVIII, № 1, 1954.

Асланян А. Т. О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья. Сб. науч. тр. ЕрПИ, № 13, Ереван, 1956.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.

Асланян А. Т. Некоторые вопросы региональной гидрогеологии Армении. Сб. докладов Всес. совещ. по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии, Ереван. 1963.

Асланян А. Т., Бальян С. П. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XXVIII, № 6, 1953.

Атаян Э. А. Максимальные расходы рек Севанского бассейна. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Атлас Армянской ССР. Москва — Ереван, 1961.

Афанасьев Г. Д. О происхождении оз. Севан. Изд. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.

Багдасарян А. Б. Карта вертикальных климатических зон Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. 22, № 4, 1956.

Багдасарян А. Б. Климат Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I. Изд. АН АрмССР, 1962.

Багдасарян А. Б., Габриелян Г. К. Гидрографическая сеть Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I. Изд. АН АрмССР, 1962.

Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Изд. «Митк», Ереван, 1967.

Бальян С. П. О происхождении г. Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН АрмССР, физ.-мат., ест. и техн. науки, № 1, 1949.

Бальян С. П. Краткая характеристика истории развития рельефа центрального вулканического нагорья. Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1953.

Бальян С. П. Вулканическое нагорье АрмССР. Массив Арагац. Гегамское нагорье, Сюникское нагорье и др. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Бальян С. П. Водоснабжение вулканических нагорий. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология, 1962.

Бальян С. П. Комплексные гидрогеологические и геоморфологические исследования по составлению мероприятий для обводнения и орошения центрального вулканического нагорья АрмССР. Матер. Всес. совещ. по использованию подземных вод. «Наука», М., 1964.

Бальян С. П. Морфологический анализ строения Армянского нагорья. Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. XVIII, № 3—4, 1965.

Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. «Митк», Ереван, 1969.

Бальян С. П., Асланян А. Т. К методике морфологического анализа тектонических движений. Мат. Всес. совещ. по палеогеографии и геоморфологии Кавказа, Тбилиси, 1963.

Бальян С. П., Бошнагян П. С. Палеогеография и гидрогеология бассейна оз. Севан. В кн.: «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН АрмССР, 1964.

Бозоян О. А. Физико-химические свойства минеральных вод Арзнинского бассейна. Тр. Инст. курортологии и физ. методов лечения Минздрава АрмССР, Ереван, 1956.

Бозоян О. А. К вопросу формирования химического состава минеральных вод ущелья р. Раздан. Сб. Арм. инст. курортологии, вып. 3, Ереван, 1957.

Бозоян О. А., Саркисян П. Г. Краткая гидрогеологическая и гидрохимическая характеристика минеральных источников Арагац. В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Бочевер Ф. М., Беригин Н. И. Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. Госстройиздат., 1961.

Бошнагян П. С. О просадочности белоземов Армении. В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Валесян В. П. Исследования стока горных рек АрмССР. Изд. АН СССР, М., 1955.

Варданянц Л. А. О четвертичной тектонике Кавказа. Тр. II Международн. конф. по изучению четвертичного периода Европы, вып. 3, 1933.

Варданянц Л. А. О происхождении оз. Севан. Изд. АН АрмССР, 1948.

Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1965.

Вегуни В. Т., Аветисян В. А. Гидрогеология бассейна оз. Севан. Сб. Инст. гидроэнергетики АН АрмССР, Ереван, 1960.

Вегуни В. Т., Аветисян В. А. Геолого-гидрогеологические условия бассейна оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Великовская В. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. МОИП, посвящ. памяти А. Н. Мазаровича, 1953.

Врублевский М. И. О вертикальной гидрохимической зональности в гидрогеологических бассейнах горных областей (на примере Б. Кавказа). Вестник Ленингр. унив., № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3, 1960.

Габриелян А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. 53, № 2, 1946.

Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. ДАН СССР, т. 72, № 4, 1950.

Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.

Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. науки, т. XIII, № 1, 1961.

Габриелян А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изд. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 4, 1961.

Габриелян А. А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, № 4—5, 1963.

Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1964.

Габриелян А. А., Бальян С. П. Краткая геоморфологическая характеристика Армянской ССР. Тр. ЕрГУ, т. XXXVII, сер. геол., 1951.

Габриелян Г. К. Орография Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Габриелян Г. К. Пять очерков (Ширакский хр., Базумский хр., Ширакская котловина, Лорийская котловина, Сомхетские горы). В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Галстян А. Р. К вопросу о гидрогеохимии Шоржинского хромитового месторождения. Изв. АН АрмССР, сер. геогр. и геол. науки, т. XV, № 2, 1962.

Галстян А. Р. Результаты применения гидрогеохимической съемки для поисков месторождений хрома, кобальта и никеля в Армянской ССР. Тезисы докладов научно-техническ. совещ. по гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1963.

Грабовников В. А. Фильтрация из оз. Севан и ее изменение в процессе снижения уровня озера. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Григорян Л. А., Аракелян Г. Б., Капланян П. М. Ландшафтно-геохимическое районирование и геохимические поиски по вторичным ореолам рассеивания (на примере междуречья рр. Дебед — Агстев). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1968.

Грушевой В. Г. Месторождение свинцовых руд в бассейне р. Восточный Арпа-чай АрмССР. Изв. геол. ком., т. XI, IV, № 1, 1925.

Грушевой В. Г. Геолого-экономический очерк медных месторождений Закавказья. Сб. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР». Изд. ГГРУ, 1931.

Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района Армянской ССР (Закавказье). Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.

Гукасов А. О. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXII, вып. 1, 1901.

Гуревич М. С., Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Региональные гидрохимические закономерности артезианских бассейнов СССР. Тр. ЛГГП, т. 16, 1958.

Гуревич М. К., Кац К. В. Геохимическая характеристика природных газов Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, т. 12, № 2, 1959.

Гуревич М. С., Толстихин Н. И. Схема химической классификации подземных вод. Изв. ВУЗ-ов, Геология и разведка, № 1, 1961.

Давыдов В. К. Задачи и программа исследований бассейна оз. Севан. Бюлл. Бюро гидрометслужбы на оз. Севан, № 1—3, 1927.

Давыдов В. К. Водный баланс оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. VI. Л. — М., 1938.

Демехин А. П. Курорт Арзни. «На фронте здравоохранения», № 1—3. Изд. НКЗдрава АрмССР, 1933.

Демехин А. П. Арзни. Гидрогеологический очерк. Тр. АрмГУ, вып. 1, Ереван, 1940.

Демехин А. П. Джермук. Гидрогеологический очерк. Изд. АН АрмССР, 1947.

Демехин А. П. Джермук и его гидроминеральные ресурсы. Тезисы докладов научной сессии посвящ. курорту Джермук. Изд. Минздрава АрмССР, 1952.

Демехин А. П. Минеральные воды ущелья Блдан (Дилижан). В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Демехин А. П. Минеральные воды бассейна р. Арпа. Изд. АН АрмССР, 1958.

Демехин А. П., Бозоян О. А. Минеральные воды Джермука (химизм вод). В сб.: «Курорт Джермук», вып. II, Ереван, 1957.

Додин А. Л. Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. Всес. науч. исслед. инст. минер. сырья, вып. 88, 1935.

Додин А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского медно-молибденового района ССР Армении, Л., 1936.

Долуханова Н. И. К вопросу о классификации подземных вод и графическом изображении их состава. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 7, 1948.

Долуханова Н. И. Гидрогеология средней части Памбакского хребта и Анкаванские (Мисхано-Мармаринские) минеральные воды. Изд. АН АрмССР, 1956.

Долуханова Н. И. К вопросу об использовании химического состава вод при геологическом картировании (на примере изучения химизма вод Памбакского хребта АрмССР). В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1958.

Долуханова Н. И. Гидрохимические исследования на некоторых рудных месторождениях Армении. Сб. «Опыт разработки гидрохимических методов поисков рудных месторождений». Госгеолтехиздат, М., 1959.

Долуханова Н. И. Опыт составления прогнозной гидрохимической карты в условиях Армянской ССР. Труды межведомственного совещания по гидрохимическому методу поисков рудных месторождений. Томск. Изд. ТПИ, 1962.

Долуханова Н. И. Основные черты гидрогеологии Армянской ССР. Тезисы докладов заседания Международной ассоциации гидрогеологов, Белград, 1963.

Долуханова Н. И., Григорян Л. А. О процессах выщелачивания на Тандзутском серноколчеданном месторождении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, т. XIV, № 1, 1960.

Долуханова Н. И., Толстихин Н. И. Схема структурно-гидрогеологического

Долуханова Н. И., Халатян Э. С. Особенности гидродинамической и гидрохимической зональности Армянской ССР. Сб. «Формирование подземных вод артезианских бассейнов (тезисы докладов к совещанию 18—20 декабря 1968 г.). Географ. общ. СССР, Л., 1968.

районирования Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XX, № 5—6, 1970.

Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр. Инст. географии АН СССР, 1949.

Евангелидзе П. Г. К характеристике гидрогеологии массива г. Алагез. т. 2, вып. 1, Ереван, 1932.

Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1956а.

Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянский ССР». Изд. АН АрмССР, 1956.

Жамагорцян В. Н. Некоторые данные по твердому выносу рек Севанского бассейна. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме». т. 2. Изд. АН АрмССР, 1962.

Желтов П. И. Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. К 45-летию научной деятельн. Н. Ф. Погребова. Тр. ЦНИГРИ, 1937.

Зайков Б. Д. Гидрогеологические исследования г. Алагез. Бюлл. АН СССР, № 3—4. Комис. экспед. исслед. А — Д, 1929.

Зайков Б. Д. Гидрогеологический очерк бассейна оз. Севан. Изд. Севанского гидрометбюро, Ереван, 1933.

Зайцев И. К. Основные типы гидрогеологических структур на территории СССР. Советская геология, № 11, 1959.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Матер. по рег. и поиск. гидрогеологии, Л., ВСЕГЕИ, 1963.

Захаров В. Ф. Гидрогеология Эриванской низменности, вып. 3, Тифлис, 1931.

Захаров В. Ф. Гидрогеология Эриванской низменности. Материалы к общей схеме использ. вод. ресурс. Кура-Араксинского бассейна, вып. 8, Изд. Зак. опытно-исслед. инст. вод. хоз., Тифлис, 1931.

Зограбян Л. Н. Карстовые формы рельефа в вулканических породах АрмССР. В кн.: «Региональное картоведение». Изд. АН СССР, 1957.

Зограбян Л. Н. Южные хребты Армянской ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Зограбян Л. Н. Геоморфология и четвертичная геология. В кн.: «Геологическая изученность ССР», т. 48, вып. 1. Изд. АН АрмССР, 1968.

Зограбян Л. Н., Аракелян Р. А., Оганесян Ш. С. Сравнительный анализ рельефа и геологической структуры северо-восточной части Армянского нагорья. В кн.: «Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах». Материалы совещания, М., 1969.

Зограбян Л. Н., Бальян С. П. Армянское вулканическое нагорье. Общая характеристика. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Игнатович Н. К. Принципы гидрогеологического районирования территории СССР. Изв. ВГФ, вып. 1, 1946.

Игумнов В. А. Геологическое строение, гидрогеологические условия и некоторые особенности гидрогеохимии приразломной части Мегринского плутона. Бюлл. МОИП, отд. геол., 3, 1966.

Игумнов В. А. Интерпретация гидрогеохимических данных в связи с гипотетическим глубинным разломом (по разломам южной Армении). Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1968.

Казаков М. П. Гидрогеологические условия западного берега оз. Севан. Госгеолиздат, 1929.

Казаков М. П. Отчет о гидрогеологических исследованиях в районах западного берега оз. Гокча. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. I. Изд. СССР, Л., 1929.

Казаков М. П. Гидрогеологический очерк южного берега оз. Севан. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. II, вып. 1, Л., 1930.

Казаков М. П. Гидрогеологические условия в низовьях р. Занги и Абаран. Сб. «Бассейн р. Занги», ч. II. Изд. АН СССР, Л., 1934.

Казаков М. П. К гидрогеологии Крхбулагской группы родников. Сб. «Бассейн р. Занги». Тр. СОПС, сер. Закавказ., вып. 10. Изд. АН СССР, 1934.

Капланян П. М. Основные гидрогеохимические показатели Айоцдзорского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. науки, т. XV, № 3, 1962.

Карапетян Н. К. По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Уч. зап. Русск. пед. инст. им. А. А. Жданова, № 5, Ереван, 1955.

Карапетян О. Т. Геологический очерк ССР Армении. Мат. по районир. АССР, вып. 1, Эривань, 1928.

Карапетян О. Т. Гора Арагац. Эривань, 1930.

Карапетян О. Т. Главные минеральные источники Армянской ССР в связи с развитием курортного строительства. Матер. по геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АрмФАН СССР, вып. 3, М.—Л., 1938.

Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Аранлер (Армения). Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 7, М., 1953.

Коридалин Е. А. Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. Вестник АН СССР, № 3, 1948.

Корпотян З. Арагац (гора Алагез). Для туристов. ОПТЭ, ГИЗ, Эривань, 1936.

Котляр В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении, бассейн верхнего течения реки Восточный Арпа-чай. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930.

Котляр В. Н. Горячие минеральные источники у с. Исти-су и Кущи-Беляк Даралагезского уезда ССР Армении. Изв. Глав. геол. разв. упр., № 13, 1930.

Котляр В. Н. Памбак, геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта. Изд. АН АрмССР, 1958.

Крайнов С. Р. Гидрохимические исследования в Лорийском нагорье Северной Армении. Сб. «Опыт разработки гидрохимических методов поисков рудных месторождений». Госгеолтехиздат, М., 1959.

Куделин Б. И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек. Изд. АН СССР, 1949.

Кузнецов С. С. О гидрогеологии бассейна оз. Севан. Сб. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 1. Изд. АН СССР, 1930.

Кузнецов С. С. Вопросы геоморфологии Закавказья. Геология СССР, т. X, 1941.

Кузнецов С. С. Схема тектоники Кавказа. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку, 1956.

Кун Э. Н. Геогностическое описание некоторых стран Армянской области, в особенности лежащих в окрестности оз. Гокча. Акты собран. Кавказ. археол. комиссией, т. VII, 1878.

Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахмаганского вулканического плато. Район оз. Севан (Гокча), т. I. Тр. Зак. комиссии АН СССР. Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз. ССР Армении, 1929.

Кюрегян Э. А. Об использовании рудничных вод в бальнеологии. Промышленность Армении, № 5, 1966.

Кюрегян Э. А. О содержании серебра в некоторых водах Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.

Кюрегян Э. А., Эксузян Ц. О. Кадмий в некоторых водах Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1969.

Лебедев П. И. Туфовые лавы Алагеза. Камен. строит. матер. Сб. 3, № 67. Изд. КЕПС, 1928.

Лебедев П. И. Массив Алагез по данным исследований 1928 г. Осведом. бюлл. № 3—4 (64—65), 25 февраля 1929.

Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. Сб. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья». Тр. СОПС, сер. Закав., т. I, вып. 3, 1931.

Лебедев П. И. Геологический очерк бассейна р. Аракс. Матер. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Араксин. бассейна, вып. 3, Тифлис, 1931.

Лебедев П. И. Вулкан Алагез. XVII сессия Международн. геол. конгр. Путеводитель по Армянской ССР. Изд. АН СССР, 1937.

Лебедев П. И., Егоров В. А. Литомарге Алагеза (К вопросу о постмагматическом перерождении лав базальтового типа). Тр. петрогр. инст. АН СССР, вып. VI, 1934.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Предварительные соображения об использовании оз. Севан (Гокча). Сб. «Бассейн оз. Севан», т. I. Изд. АН СССР, 1926.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. Избр. труды, т. I, М. — Л., 1949.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Куплетский Б. М., Кузнецов С. С. и др. Бассейн оз. Севан (Гокча). Науч. результаты экспедиции, 1927.

Леонтьев Л. Н. О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1945.

Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Сб. «Алагез — потухший вулкан Армянского нагорья». Тр. СОПС, сер. Закавк., т. I, вып. 3, 1931.

Личков Б. Л. Гидрогеологические исследования Алагеза. Изд. АН СССР, 1932.

Личков Б. Л. Гидрогеологические исследования Сардарабадской равнины. Изд. АН СССР, 1932.

Лукашевич С. И. Некоторые данные по геологии и гидрогеологии районов проектируемых водохранилищ в бассейне р. Аракс. Матер. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Араксинск. бассейна, вып. 5, Тифлис, 1932.

Ляйстер А. Ф. К вопросу о происхождении оз. Гокча. Изв. Кавк. отд. геогр. общ., т. XXI, № 4, Эривань, 1914.

Лятти С. Я. Материалы по исследованию оз. Севан, ч. IV, вып. 1. Матер. гидрохим. исслед., Л., 1932.

Лятти С. Я. Поливные качества воды оз. Севан и Занги. Матер. по использ. оз. Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 3, Тбилиси, 1933.

Магакьян И. Г. Магматизм и металлогения Армении. Тр. конфер. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд. АН АрмССР, 1959.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в Южной Армении. Изд. Кавк. науч. техн. общ. цветн. металлургии, Ереван, 1956.

Маринов Н. В. О гидрогеологическом районировании горноскладчатых стран. Советская геология, № 2, 1962.

Маруашвили Л. И. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, № 7—8, 1938.

Материалы по геологии и гидрогеологии АрмССР. АН СССР, вып. 3, 1938.

Мефферт Б. Ф. Тектоника западного Закавказья. Геология СССР, т. X (Закавказье). Госгеолиздат, 1941.

Милановский Е. Е. История формирования впадины оз. Севан (автореферат доклада). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 3, 1952.

Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армянской ССР и прилегающих районов Закавказья. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.

Мириманян Х. П. Черноземы Армении. Изд. АН СССР, 1940.
Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1948.
Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
Мкртчян С. С., Паффенгольц К. Н., Хачатурян Э. А. Алавердский рудный район. Изд. АН АрмССР, 1968.
Мовсесян С. А., Степанян О. С. Медные месторождения Армении. Изд. АН АрмССР, 1944.
Мхитарян А. И., Александрян Г. А., Атаян Э. А. Водный баланс озера Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.
Назарян А. Н. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейна р. Раздан. Реферат кандидатск. диссертации, Ереван, 1953.
Назарян А. Н. Верхнетриасовые отложения у с. Джерманис АрмССР и связанная с ними угленосность. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
Назарян А. Н. Подземные воды, приуроченные к плиоценовым и четвертичным лавовым породам АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук., № 6, 1959.
Назарян А. Н. Связь родников верховья р. Раздан с водами, фильтрующимися из оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексного исследования по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.
Назарян Х. Е. История развития рельефа бассейнов рек Азат, Веди и Чанахчи. Тр. ЕрГУ, т. 58, сер. геогр. наук, вып. 3, 1956.
Назарян Х. Е. Морфология бассейнов рек Азат, Веди, Чанахчи. Тр. ЕрГУ, т. 63, сер. геогр., вып. 4, 1958.
Нефедьева Е. Н. Ахмаганское вулканическое нагорье. Тр. ГИН АН СССР, вып. 47, 1950.
Нефедьева Е. Н., Думитрашко Н. В. Общая характеристика геоморфологии Памбакского хребта. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. I, Геоморфология. Изд. АН АрмССР, 1962.
Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. В кн.: «Проблемы гидрогеологии», М., 1960.
Овчинников А. М. О типах артезианских бассейнов. Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии, М., 1962.
Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, 1963.
Оганезов Г. Г. Энергетические основы в приложении к тектонике Араратской котловины. Тезисы докладов АН АрмССР I науч. сессии ИГН, Ереван, 1945.
Оганесов Л. А. Минеральные источники Армении. НКЗдрав ССР Армении, Эривань, 1936.
Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2, 1916.
Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический и гидрогеологический очерк. Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
Паффенгольц К. Н. Геологические исследования в районе гидроэлектрической станции на р. Дзорагет (Армянская ССР). Тр. ВГРО, вып. 272, 1934.
Паффенгольц К. Н. О результатах геологических исследований в бассейне оз. Гокча (Севан). Проблемы советской геологии, № 5, 1934.
Паффенгольц К. Н. О происхождении озер Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950.
Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.

Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян А. А. Арагац. Изд. АН АрмССР, 1964.
Пахчанян Г. Г. Некоторые результаты испарения на сельскохозяйственных полях в бассейне оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.
Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1959.
Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Гидрометиздат, Л., 1961.
Рейнгард А. Л. Морфология массива г. Алагез в свете новых геологических данных. Изв. Гос. геогр. общ., № 13, 1939.
Рейнгард А. Л. Геоморфологическое расчленение Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, М. — Л., 1941.
Ренгартен В. П. Гидрогеологические условия ирригации Армении. Изв. геол. ком., т. XVIII, № 6, 1940.
Ренгартен В. П. Тектоника Армянской зоны. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I., М. — Л., 1941.
Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики, т. 9, Закавказье и Дагестан, вып. 2, Армения. Гидрометеоиздат, Л., 1967.
Розова Е. А. Глубинное строение земной коры Кавказа. Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 94, 1939.
Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Закавказья. Тр. ЕТРУ, вып. 44 (1—61), Тифлис, 1931.
Сардаров Э. И., Хачатрян Г. С. К вопросу химического состава атмосферных осадков центрального вулканического нагорья АрмССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.
Сардаров Э. И. К вопросу о взаимосвязи поверхностных вод с подземным стоком. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 1—2, 1968.
Сардаров Э. И. Особенности формирования подземных вод зоны свободного водообмена центрального вулканического нагорья Армении. Изв. АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1968.
Сардаров Э. И. Перспективы использования подземных вод в народном хозяйстве республики. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
Саядян Ю. В. Седиментационные воды в озерных отложениях Ленинаканской котловины. Изв. АН АрмССР, т. XIX, № 3, 1966.
Скабалонович И. А. Гидрогеологические расчеты. Госгеолтехиздат, 1960.
Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 16, 1947.
Смирнов Г. М. Район минеральных источников с. Дилижан и Никитино. Целебный Кавказ, № 5—6, 1915.
Соколов А. А. Новые данные о фильтрации воды оз. Севан. Госгеолиздат, 1929.
Соколов А. А. Подземный сток воды оз. Севан. Матер. по исслед. оз. Севан и его бассейна, ч. 2, вып. 4, Ереван, 1934.
Справочник гидрогеолога. Госгеолтехиздат, М., 1962.
Степанянц О. С. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Мат. по геол. и гидрогеол. АрмССР. Изд. АрмФАН СССР, 1938.
Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, ч. 1, М., 1948.
Сунцов М. А. Подземный приток в озеро Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.
Тагеева Н. В. О геохимии вод нефтяных месторождений. Проблемы гидрогеологии, М., 1960.
Тер-Мартиросян А. А. Гидрогеологическая характеристика нового района Анкаванских минеральных источников. Тр. Инст. курортологии и физ. методов лечения, Ереван, 1953.
Тер-Мартиросян А. А. Новые гидроминеральные ресурсы Армянской ССР. Тр. Инст. курортологии и физ. мет. лечения, вып. 2, Ереван, 1954.

Тер-Мартиросян А. А. Минеральные воды АрмССР. Тезисы докладов респ. конф. по изуч. и использ. природных леч. ресурсов АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1959.

Тер-Мартиросян А. А. Гидрогеология СССР. т. XI, Армянская ССР. Изд. «Недра», М., 1968.

Торгомян М. С., Чилингарян Л. А. Возможности увеличения водных ресурсов оз. Севан за счет переброски в него стока рек соседних бассейнов. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 3. Изд. АН АрмССР, 1962.

Торгомян М. С., Чилингарян Л. А. Общая характеристика Севан-Разданского комплекса и анализ схем отъема стока на ирригацию. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 3. Изд. АН АрмССР, 1962.

Торгомян М. С., Чилингарян Л. А., Шахбазян Ш. А. Оценка водных ресурсов системы в увязке с задачами их рационального использования. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 3. Изд. АН АрмССР, 1962.

Торгомян М. С., Шахбазян Ш. А. Гидрогеологические характеристики верховьев рек, смежных с бассейном оз. Севан. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. I. Изд. АН АрмССР, 1961.

Турцев А. А. Гидрогеологический очерк северо-западного берега оз. Гокча. Сб. «Бассейн оз. Севан». Изд. АН СССР и Упр. вод. хоз. ССР Армении, Л., 1929.

Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна р. Занги. Изд. АН СССР, ч. 1, Тр. СОПС, сер. Зак., вып. 1, 1931.

Фигуровский И. Г. Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна. Матер. к общей схеме исп. водных ресурсов Кура-Араксинск. бассейна, вып. 1, Тифлис, 1930.

Флоренский А. А. Природные газы Армении и Нахичеванского края. Природные газы, сб. 4—5, 1932.

Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. ИЛ, М., 1955.

Хаин В. Е. К истории Закавказья на границе олигоцена и миоцена. Азерб. нефт. хоз., № 5—6, 1937.

Халатян Э. С. Распределение бора в породах и водах Приереванского района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.

Халатян Э. С. К вопросу о связи гидрогеологических условий Армении с тектоникой. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XX, № 1—2, 1967.

Хлопин В. Г., Нагорный И. П. Гидрохимическая партия Алагезского отряда Закавказской экспедиции. Освед. бюлл. АН СССР, № 22, Комис. эксп. исслед. АН СССР, Л., 1929.

Ходжоян М. П. Гидрогеологическая характеристика структуры Памбакского горноскладчатого сооружения. Сб. науч. трудов Инст. курортол. и физиотерапии Минздрава АрмССР, вып. 9, 1965.

Ходжоян М. П. Подземные воды Памбакского горноскладчатого сооружения и условия их формирования. Автореф. канд. дисс., М., 1966.

Цовян М. В. Условия образования селевых потоков и их распределение на территории АрмССР. Тр. АрмНИИ гидротех. и мелиор., т. 5, Ереван, 1960.

Цулукидзе, Халатов, Архипов. Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии. Матер. геологии Кавказа, кн. 1, сер. 1, 1869.

Чилингарян Л. А. К методике установления водохозяйственных характеристик водохранилищ. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 3. Изд. АН АрмССР, 1962.

Шахбазян Ш. А. Установление многолетней изменчивости стока некоторых рек Кавказа. В кн.: «Результаты комплексных исследований по Севанской проблеме», т. 1. Изд. АН АрмССР, 1961.

Ширинян К. Г. Некоторые закономерности четвертичного вулканизма Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение *(В. А. Аветисян)* 5
История гидрогеологического изучения Армянской ССР *(В. А. Аветисян, Н. И. Долуханова, Э. И. Сардаров)* 7

Глава I

Природные условия Армянской ССР
Физико-географический очерк *(А. Б. Багдасарян)* 13
Геологическое строение *(В. А. Аветисян)* 29
Геоморфология и история развития рельефа *(В. А. Аветисян, С. П. Балян)* 36

Глава II

Основные комплексы водовмещающих пород *(В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни)* 46

Глава III

Гидрогеологическое районирование 69
Факторы, определяющие условия формирования и пространственного распространения подземных вод *(В.А. Аветисян, В.Т. Вегуни)* 69
Принципы гидрогеологического районирования территории АрмССР *(В.А. Аветисян, В.Т. Вегуни)* 77

Глава IV

Подземные воды северных и северо-восточных складчатых и складчато-глыбовых хребтов 91
Зона внешних хребтов *(В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни, Л. В. Дасоян, А. А. Хачатрян)* 91
Зона внутренних хребтов 106
Базумский хребет *(В. А. Аветисян. Н.И. Долуханова, М. П. Ходжоян)* 107
Ширакский хребет *(В. А. Аветисян, Л. С. Аракелян)* 109
Памбакский хребет *(В.А. Аветисян, Н. И. Долуханова, М. П. Ходжоян)* 113
Арегуни-Севанский хребет *(В. А. Аветисян, Л. С. Аракелян)* . . 119

Глава V

Подземные воды Центрального вулканического нагорья 124
Вулканические хребты и массивы 124
Джавахетский хребет *(В. А. Аветисян, Л. В. Дасоян, Э. И. Сардаров)* 124
Гегамский хребет *(В. А. Аветисян, С. П. Балян, М. М. Месропян Э. И. Сардаров)* 130
Варденисский хребет *(В. А. Аветисян, С. П. Балян, В. Т. Вегуни, Э. И. Сардаров)* 150
Массив г. Арагац *(В. А. Аветисян, С. П. Балян, Э. И. Сардаров)* . 164
Лавовые плато и наложенные на вулканический субстрат малые впадины 181
Лорийское плато *(В. А. Аветисян, Л. В. Дасоян)* 181
Апаранская впадина *(В. А. Аветисян, В. Х. Казарян, Г. Г. Мартиросян)* 187

Глава VI

Подземные воды южных и юго-восточных складчато-глыбовых хребтов 191
Зангезур *(В. А. Аветисян, Л. Г. Бахшинян, А. А. Хачатрян)* . . 191
Вайк (Айоцдзор) *(В. А. Аветисян, Л. Г. Бахшинян, А. А. Хачатрян)* 201
Юго-восточное горное обрамление Араратской котловины *(В. А. Аветисян, М. М. Месропян)* 209

Глава VII

Подземные воды межгорных котловин 218
Ширакская котловина (*В. А. Аветисян, Г. Г. Мартиросян*) . . . 218
Араратская котловина *А. Е. Амроян, Р. Г. Арутюнян, Э. С. Орбелян)* 227
Севанская котловина (*В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни*) 245
Памбакская котловина (*В. А. Аветисян, Л. С. Аракелян, Л. В. Дасоян*) 264

Глава VIII

Режим подземных вод (*М. К. Абрамян, А. В. Гогинян*) 270

Глава IX

Ресурсы подземных вод (*В. А. Аветисян, В. Т. Вегуни, М. М. Степанян*) . 283

Глава X

Воды рудных месторождений 289
Воды медно-молибденовых месторождений (*Н. И. Долуханова, П. М. Капланян*) 291
Воды медноколчеданных и полиметаллических месторождений (*В. А. Аветисян, Г. Б. Аракелян, Л. С. Аракелян, П. С. Бошнагян, Р. Р. Галстян, Н. И. Долуханова, П. М. Капланян, С. Р. Крайнов, Т. Н. Кюрегян*) 317
Воды серноколчеданных месторождений (*Н. И. Долуханова, Л. А. Григорян*) 363
Воды хромитовых месторождений (*А. Р. Галстян*) 369
Воды золоторудных месторождений (*А. Р. Галстян*) 373

Глава XI

Перспективы и пути использования подземных вод Армянской ССР (*В. А. Аветисян, Э. И. Сардаров*) 377
Литература 380

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР

Редактор издательства *Э. Г. Малхасян*
Худож. оформление *Л. А. Садояна*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *М. Б. Геворкян*

ВФ 03383 Изд. № 3965 Заказ 866 Тираж 1000

Сдано в набор 27/XII 1973 г., подписано к печати 15/VII 1974 г.,
печ. л. 24,5+13 вкл., усл. печ. л. 34,3 изд. 30,9 л., бумага № 1, $70\times108^{1}/_{16}$.
Цена 3 р. 20 к.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Министерство высшего и среднего специального образования Армянской ССР
Ереванский ордена Трудового Красного Знамени государственный университет

Академия наук Армянской ССР
Институт геологических наук

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР

Масштаб 1 : 600 000

Редактор С.С. МКРТЧЯН

Составили: В.А. АВЕТИСЯН, В.Т. ВЕГУНИ

1973г.

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

I ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВОДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

А. ПЛАСТОВЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В терригенных рыхлообломочных, озерно-речных и континентальных отложениях Валунно-галечные отложения, пески, супеси, глины, в межгорных котловинах чередуются с андезито-базальтовыми потоками и покровами

Преимущественно в терригенных слабосцементированных дислоцированных, чередующихся глинах, песчаниках и конгломератах

Б. ТРЕЩИННЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Пластово-трещинные, реже карстово- или массиво-трещинные

Преимущественно в карбонатных породах, чередующихся местами с терригенными образованиями. Известняки, мергели, доломиты, кварциты, известковистые песчаники, туфы и конгломераты

Преимущественно в вулканогенно-осадочных породах. Туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, туфоалевролиты, туффиты, чередующиеся местами с известняками и глинистыми сланцами

Покрово-трещинные, реже порово-трещинные

В вулканических лавах. Базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты

В пирокластических разностях лавовых пород. Пеплово-пемзовые туфы, туфолавы, липариты, обсидианы, шлаки, пемзы и вулканические пески

Массиво-трещинные

Преимущественно в вулканогенных породах. Порфириты, диабазы, кератофиры, альбитофиры и их пирокласты

В метаморфических сланцах

В интрузивных породах кислого, основного и ультраосновного составов

В. ЖИЛЬНЫЕ ВОДЫ

Зоны тектонических разломов с выходами пресных вод

Зоны глубинных (межглыбовых) разломов с выходами минеральных вод

II ОСОБЫЕ ФОРМЫ СКОПЛЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Мощные межлавовые и подлавовые водные потоки разведанных погребенных долин, установленные

Мощные межлавовые и подлавовые водные потоки, предполагаемые

Главные группы родников пресных вод

- с дебитом до 25 *л/сек*
- с дебитом 25–50 *л/сек*
- с дебитом 50–100 *л/сек*
- с дебитом 100–1000 *л/сек*
- с дебитом более 1000 *л/сек*

Главнейшие группы минеральных источников

- Холодные
- Термальные

Воды источников по газовому составу

- Углекислые
- Сероводородные
- Смешанные

III ДРУГИЕ ЗНАКИ

Границы водоносных комплексов

Границы распространения подземных вод с положительным напором

Границы распространения подземных вод с отрицательным напором

Участки распространения грунтовых вод континентального засоления

Характеристика основных водоносных горизонтов

Q 10–100 / 50–200 — Q — возраст горизонта; в числителе — преобладающие дебиты скважин, *л/сек*; в знаменателе — преобладающие глубины залегания горизонта, *м*

1,4,5 — Основные источники водоснабжения в пределах областей преимущественного распространения трещинных подземных вод:

1 — зон разломов

2 — пластово-трещинные воды, приуроченные к туфогенным, терригенным и карбонатным породам

3 — порово-пластовые и трещинно-пластовые воды артезианских бассейнов, приуроченные к межгорным котловинам и долинам рек

4 — подрусловые потоки

5 — подлавовые и межлавовые водные потоки

6 — трещинные воды коры выветривания

Примечание. Кроме этих источников в горных районах имеются повсеместно трещинные воды, за исключением хорошо дренированных возвышенностей

Ориентировочное направление движения межлавовых и подлавовых водных потоков

Разломы установленные и предполагаемые

IV ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОННА



Разрез, установленный скважинами

Примечание. Предполагаемая часть разреза показывается пунктиром

N Возраст водовмещающих пород

Q Основной эксплуатируемый водоносный горизонт

200 Мощность водоносного комплекса, *м*

Цифры в левой части колонки показывают солевой состав подземных вод:

1 — гидрокарбонатно-кальциевые, редко магниевые

2 — сульфатно-кальциевые, редко магниевые

3 — хлоридно-кальциевые или магниевые

4 — хлоридно-натриевые

5 — воды смешанного состава

В правой части колонки показаны возможные преобладающие эксплуатационные дебиты скважин и степень минерализации подземных вод

- Более 10 *л/сек*
- До 5 *л/сек*
- Водоупорные породы
- Пресные воды (до 1 *г/л*)
- Солоноватые воды (до 3 *г/л*)
- Слабосоленые воды (до 10 *г/л*)

Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение „Аэрогеология"
Министерства геологии СССР
Москва 1974

Карта утверждена Ученым советом Института геологических наук Академии наук Армянской ССР 21 декабря 1972 г.
Оформлена и отпечатана на Ленинградской картфабрике объединения „Аэрогеология".

Редакторы оформления: картограф В.А. Калинин, гидрогеолог И.Д. Чикина. Технический редактор Г.М. Юрьева
Заказ 216 Тираж 1200 экз. Подписано к печати 17/V 1974г.
© Мингео СССР, 1974