

П. Т. САРКИСЯН

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР
ЕГО ЗАКОНОМЕРНОСТИ
И ПРОГНОЗ

НАУКА

Для служебного пользования

Экз. №.....

000957

П. Т. САРКИСЯН

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР,
ЕГО ЗАКОНОМЕРНОСТИ
И ПРОГНОЗ

5372

Издательство «Айастан»
ЕРЕВАН—1973



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа является сводкой фактического материала изучения режима пресных подземных вод территории Армянской ССР, проводившегося с 1944 года по настоящее время Гидрогеологической станцией Управления геологии СМ Арм. ССР под руководством автора.

На основе анализа многолетних данных по режиму расхода, химического состава и температуры вод родников, расположенных в горных районах и артезианских скважин межгорных равнин и долин рек, автор имел целью выявить закономерности количественных и качественных изменений подземных вод во времени в соответствии с вертикальной зональностью природного комплекса Армении, и научно обосновать планомерное и рациональное использование ресурсов подземных вод республики, найти методы оценки краткосрочного и долгосрочного прогноза режима подземных вод, а также наметить пути развития дальнейших исследований по комплексному изучению режима подземных вод, как одного из ведущих направлений в гидрогеологических исследованиях.

Выявленные закономерности динамики изменения расходов водопунктов на разных гипсометрических отметках от областей питания до районов разгрузки нашли широкое практическое применение в народном хозяйстве республики.

В работе приводятся эмпирические формулы, по которым определяются характер и амплитуда изменения расходов родников и скважин главным образом в аспекте сроков реализации, что является основой прогнозных оценок. Автор предлагает ряд методик для определения простейших краткосрочных и долгосрочных прогностических зависимостей расходов и режимообразующих факторов, что является новым направлением в работе гидрогеологических станций.

Автор надеется, что разработки и методики, приведенные в настоящей книге, могут быть применены в работе гидрогеологических станций.

ВВЕДЕНИЕ

Ресурсы пресных подземных вод, формирующиеся на Армянском нагорье, частично разгружаются на разных гипсометрических высотах вулканических массивов и горно-складчатых хребтов естественными и искусственными путями, а в основном аккумулируются в межгорных равнинах и долинах рек, имеют очень большое народнохозяйственное значение для республики, являясь одним из главных источников хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения городов, рабочих поселков, промышленных предприятий и объектов сельского хозяйства.

Учитывая возрастающую потребность народного хозяйства республики в питьевой и хозяйственной воде, в гидрогеологических исследованиях уделяется большое внимание комплексному изучению режима подземных вод.

Наблюдательной режимной сетью Гидрогеологической станции Армении в настоящее время охвачена вся территория республики и, в первую очередь, районы, испытывающие острую нужду в питьевой воде.

На основе данных изучения режима в республике эксплуатируются мощные группы родников и артезианских скважин.

Физико-географические, геологические и климатические условия благоприятствуют формированию огромного количества подземных вод. Вследствие вертикальной зональности всего природного комплекса, обуславливающего закономерности формирования естественного режима, Армянская ССР является классическим примером горной страны, где прослеживается весь процесс формирования, разгрузки и закономерности изменения естественного режима подземных вод от областей питания до районов разгрузки в пределах от 4095 м до 840 м абсолютной высоты.

Многолетнее изучение количественных и качественных изменений подземных вод во времени, содержащихся в вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных породах, с последующей обработкой материалов наблюдений современными методами анализа, позволило выявить и дать детальную характеристику сезонных и многолетних изменений подземных вод Армении по выделенным водоносным зонам на разных гипсометрических высотах, что весьма важно для выяснения возможностей использования того или иного водоисточника.

На основе типизации естественного режима подземных вод осуществлено районирование территории по ее особенностям, условиям питания и дренированности. Составленные карты могут служить исходным материалом для перспективного планирования использования подземных вод для водоснабжения и орошения.

Через выявленную периодичность впервые получены данные о сроках воздействия атмосферных осадков на расходы подземных вод.

В процессе составления настоящей работы были использованы фондовые материалы Управления геологии Совета Министров Арм. ССР, УГМС Армянской ССР и других организаций, проводивших изучение ре-

жима подземных вод Армении. Работа осуществлялась в соответствии с методическими указаниями ВСЕГИНГЕО.

Большой труд вложила в составление работы ст. геолог Армянской гидрогеологической станции А. И. Шур. Значительную помощь автору оказали также сотрудники станции при обработке первичных материалов.

Автор приносит благодарность руководству Управления геологии СМ Армянской ССР товарищам Э. Х. Гуляну, Н. С. Хачатряну, П. М. Саркисяну и Г. М. Арсеняну за помощь и предоставление возможности выполнения настоящей работы и весьма признателен за ценные советы докторам геолого-минералогических наук А. Т. Асланяну, А. А. Габриеляну, С. П. Балян.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕНИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Наблюдения за режимом подземных вод производились еще в конце прошлого столетия в ряде районов: Ташкенте с 1874 по 1978 гг., Каменной степи Воронежской области в 1893 году, Херсонской области с 1894 по 1901 гг., в Крыму с 1891 по 1915 год, Москве в 1906 г.

Результаты наблюдений не подвергались анализу, а собирались без обобщения, однако работами того периода была установлена связь в изменениях уровня с метеорологическими факторами, так как понятие о режиме сводилось к этой связи.

С 30-х годов нашего столетия изучение режима подземных вод ведется систематически, организованными на всей территории СССР стационарными Гидрогеологическими станциями с целью:

а) Изучения условий формирования и режима важнейших типов подземных вод для создания научной основы рационального использования подземных вод или борьбы с ними.

б) Изучения баланса подземных вод в отдельных гидрогеологических районах как части, входящей в общий круговорот природных вод;

в) Разработки принципов составления прогнозов по режиму подземных вод для применения их в практических целях.

Уже в 1939 г. были опубликованы работы, в которых по результатам наблюдений были выведены основные положения учения о режиме и дано более точное понятие о режиме подземных вод (Каменский Г. Н., 1938 г.).

После Великой Отечественной войны научно-методическое руководство всей сетью Гидрогеологических станций осуществляется в основном ВСЕГИНГЕО. Большое методическое и практическое значение для развития изучения режима подземных вод имели работы П. А. Киселева, Н. А. Кенесарина, В. А. Гейнце, Н. Н. Ходжибаева и др.

М. Е. Альтовским, А. А. Бродским, А. А. Коночлянцевым, А. В. Лебедевым, В. Н. Поповым и др. авторами в ВСЕГИНГЕО были подготовлены методические письма. На основе этих разработок в 1954 г. было издано «Методическое руководство по изучению режима подземных вод», составленное коллективом авторов под редакцией М. Е. Альтовского и А. А. Коночлянцева. В работе помимо характеристики особенностей режима были даны рекомендации по методике изучения режима и баланса подземных вод, а также методы обработки и анализа материалов режимных наблюдений.

М. Е. Альтовским была дана классификация режимообразующих факторов и характеристика воздействия их на режим подземных вод.

Эта работа имела большое значение в изучении режима подземных вод и явилась основным руководством для работы гидрогеологических станций.

В 1955 году вышли первые инструктивные указания «Организация и производство наблюдений за режимом подземных вод», составленное В. Н. Поповым, которым руководствовались все гидрогеологические станции.

За последние годы большинство гидрогеологических станций превратились в крупные гидрогеологические организации, которые помимо ведения комплексного изучения режима подземных вод разрабатывают ряд актуальных научно-производственных тем, связанных с развитием народного хозяйства.

Аналитические и экспериментальные исследования, проведенные сотрудниками ВСЕГИНГЕО оказали существенное значение для дальнейшего развития изучения о режиме подземных вод. На основе накопленного фактического материала сотрудниками гидрогеологических станций разработан ряд теоретических и методических вопросов.

В работе А. В. Лебедева «Методы изучения баланса грунтовых вод» (1963 г.) даны рекомендации по методам изучения баланса грунтовых вод.

Вопросам баланса подземных вод посвящена работа А. В. Лебедева и Е. Н. Ярцевой «Оценка питания и баланса грунтовых вод по данным о режиме их в отдельных пунктах юго-востока Европейской части СССР и Северного Казахстана» (1967 г.).

В книге приводится разработка методики оценки величин питания грунтовых вод с помощью обобщения параметров на основе стационарных наблюдений за режимом этих вод по разрозненной наблюдательной сети.

На основе углубленного анализа материалов наблюдений за естественным режимом подземных вод, проводимых в 1963 году Гидрогеологическими станциями вышла в свет книга «Естественный режим подземных вод и его закономерности». Авторами А. А. Коноплянцевым, В. С. Ковалевским и С. М. Семеновым впервые приводится характеристика закономерностей естественного режима подземных вод, что послужило научным обоснованием для организации опорной наблюдательной сети по всей территории СССР.

После выхода в свет в 1967 году книги А. А. Коноплянцева «Применение методов математической статистики для анализа режима подземных вод» и работ С. М. Семенова, станциям представилась возможность производить анализ и обработку накопленного материала режимных наблюдений. Рекомендуемыми методами можно дать прогнозные оценки подземных вод как в сезонном, так и многолетнем разрезе для различных нужд народного хозяйства.

В последние годы появились руководства по изучению режима, связанные с хозяйственной деятельностью человека в области мелиорации, в связи с эксплуатацией, по контролю за охраной их от истощения и загрязнения (Д. М. Кац (1963, 1967 гг.), Н. В. Роговская, В. С. Ковалевский (1968 г.), Е. Л. Минкин, и Л. С. Язвина (1965 г.), Б. Д. Бабушкин (1969 г.), Н. Н. Биндеман и И. В. Гармонов (1969 г.) и др.

В Армении систематическое изучение режима подземных вод производится с 1944 года организованной Гидрогеологической станцией под непосредственным руководством автора.

До этого времени различными воднохозяйственными организациями республики режимные наблюдения велись в практических целях (Мелиоративная инспекция при Министерстве водного хозяйства, Курортное управление Армянской ССР, Водноэнергетический институт АН Армянской ССР, Гидроэнергопроект, Управление геологии СМ Армянской ССР).

Исследования Гидрогеологической станцией проводились в двух направлениях:

1. Создание научной основы для планомерного и рационального использования подземных вод, содержащих в эффузивных вулканогенно-осадочных и осадочных породах вулканических и складчатых хребтов и напорных вод межгорных равнин и крупных долин рек.

2. Выявление новых источников водоснабжения и прироста запасов подземных вод для удовлетворения растущих потребностей народного хозяйства в питьевой и хозяйственной воде.

Работа станции ведется в соответствии с водохозяйственным планом развития народного хозяйства и централизованного водоснабжения.

Результаты работы представлены в ежегодных отчетах, где помимо сводок фактических данных приводятся выводы о формировании режима подземных вод, связи их с режимобразующими факторами (А. Е. Амроян, И. М. Агаджанова, П. Т. Саркисян, Н. Г. Микаелян, М. К. Абрамян, М. М. Степанян, А. В. Гогинян).

Ряд отчетов составлен группой авторов. По результатам работы Гидрогеологической станции более раннего периода составлены сводные отчеты, обобщающие материалы за период с 1944 по 1947 год (П. Т. Саркисян) и с 1947 по 1953 гг., по массиву горы Арагац П. Т. Саркисяном (том I) и Агаджановой И. М. по Араратской равнине (том II).

Установлены отличительные черты режима грунтовых вод горных областей и межгорных равнин.

По данным личных исследований и фактическим материалам Станции П. Т. Саркисяном в 1953 году была написана работа «Гидрогеология и геология массива горы Арагац и прилегающих частей», на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Эта работа внесла ценный вклад в дело изучения режима и формирования подземных вод Армении. Автором установлена вертикальная гидрогеологическая зональность и зональность режима подземных вод, начиная от областей питания до области разгрузки, в пределах от 4095 до 840 м абсолютной высоты.

В работе намечены пути дальнейшего развития работы Станции.

Сотрудниками станции составлен ряд отчетов и заключений по кратковременному изучению режима ряда водоисточников с целью выяснения возможности использования их в народном хозяйстве.

Сотрудниками Армянской гидрогеологической станции Н. Г. Микаеляном и М. К. Абрамяном для размещения опорной наблюдательной сети была составлена «Карта гидрогеологического районирования территории Армянской ССР по условиям формирования режима подземных вод М. 1 : 500000» с объяснительной запиской.

В 1968 году вышел в свет 11 том «Гидрогеология СССР», где А. А. Тер-Мартirosяном приведен обзор режима пресных подземных вод Армении.

Обобщающей сводкой результатов работы Гидрогеологической станции за весь период деятельности с 1944 по 1968 год и по личным исследованиям П. Т. Саркисяном с участием А. И. Шур составлен «Сводный отчет о работе Гидрогеологической станции за 1944—1968 годы» в 9 книгах.

Работа представляет собой монографию, в которой на основе 25-летнего фактического материала, обработанного принятыми и предложенными автором методами математической статистики впервые для Армении выявлены закономерности изменения количества и качества подземных вод горных и равнинных областей с учетом вертикальной зональности природного комплекса и дана оценка прогнозов сезонных и многолетних изменений расхода наиболее характерных наблюдательных точек.

С учетом геолого-структурных, геоморфологических, гипсометрических и климатических условий, активности питания и дренированности Армянского вулканического нагорья разработана классификация режима подземных вод и произведено районирование с выделением отдельных таксономических единиц. Произведена оценка баланса и подсчет ресурсов.

ГЛАВА II

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

1. ОРОГРАФИЯ

Поверхность Армянской ССР представляет собой сложное сочетание горных хребтов и массивов, межгорных впадин и котловин, равнин и речных долин.

Не менее 80% территории Армении расположено на абсолютной высоте более 1000 м над уровнем Черного моря. Самой высокой точкой является северная вершина г. Арагац (4095 м), самую низкую имеет долина р. Дебед—390 м у пос. Дебедашен.

Сложность строения и разность высотных отметок территории обуславливают разнообразие и характерные черты рельефа.

По особенностям рельефа и тектоники Г. К. Gabrielyan выделены 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. Впадины среднего течения р. Аракс и Куринская.

1. Северо-восточная краевая зона горных хребтов простирается с запада—северо-запада на восток—юго-восток. Суммарная длина хребтов около 1500 км.

Самым северным хребтом являются Сомхетские горы, возвышающиеся с запада над Лорийской котловиной. Наивысшая точка—г. Лалвар (2545 м).

Параллельно им протянут Базумский хребет с вершиной Урасар (2992 м).

У Карахачского перевала Базумский хребет смыкается с Джавахетским и в Гайласарском ущелье переходит в Халабский с максимальной высотой Халаб (3016 м), а затем в Иджеванский хребет. Между Базумским хребтом и Сомхетскими горами расположена Лорийская котловина (1400 м).

Хребет Папакарский (1000 м) проходит границей между Армянской ССР с одной и Грузинской и Азербайджанской ССР с другой стороны. К югу и западу от Базумского хребта, параллельно ему, протягивается широтный Ширакский хребет с вершиной Чуласар. Южнее хребта простирается Ширакская котловина (1500 м).

У Джаджурского перевала проходит Памбакский хребет, являющийся водоразделом бассейнов рр. Кура и Аракс. Крупнейшие вершины—гг. Тежлер (3101 м) и Маймех.

Между Памбакским и Базумским хребтами расположена Памбакская долина.

В юго-восточном направлении от Памбакского хребта отходит Цахкунянский хребет с главной вершиной г. Цахкуняц.

Хребет Арегуни, переходящий в Севанский, является продолжением Памбакского хребта на северо-восточном берегу оз. Севан.

На востоке котловина оз. Севан окаймлена Восточно-Севанским хребтом. В северо-западном направлении от Севанского хребта отходит Мургузский хребет с вершиной Мургуз (2993 м). Хребты Ширакский, Памбакский, Арегуни, Севанский и Мровдагский в орографическом отношении единый и наиболее длинный (310 км) из хребтов Малого Кавказа. В пределах Армении этот хребет является физико-географической границей между бассейнами рек Кура и Аракс.

2. Зона вулканических нагорий охватывает вулканическое нагорье Армянской ССР, для которого характерны малоизрезанные лавовые плато, вулканические массивы и нагорья с экстрозивными и эруптивными вулканическими конусами.

На северо-западе зоны Армении в меридиональном направлении вытянуты Джавахетский хребет с вершиной Легли (3157 м) и Гукасянский—с вершиной Гукасян (3045 м). Между ними расположена Верхнеахурянская котловина, а южнее последней—Амасийская котловина.

Границей между Армянской и Грузинской ССР служит Чалдырский хребет.

Крупнейшим массивом Армянского вулканического нагорья является Арагац (4095 м) с четырьмя вершинами.

На склонах и подножье горы Арагац выделяются экстрозивные и паразитические шлаковые конусы. Между горой Арагац и горой Арарат расположена Араратская котловина.

К западу от котловины оз. Севан выступает Гегамский хребет с вершинами Аждаак (3598 м), Спитаксар (3560 м) и др. На отрогах Гегамского хребта расположены вулканические конусы Атис, Гутанасар, Армаган.

Варденисский хребет замыкает Севанскую котловину с юга. Наивысшая вершина хребта—гора Варденис (3520 м).

Сюникское нагорье является продолжением Варденисского хребта. Самые высокие вершины Цхунк (3594 м), Б. Ишхан-сар (3552 м).

3. Зона хребтов южной части Армянской ССР на севере ограничивается Зангезурским хребтом длиной 105 км. Вершины его достигают 3500—3900 м, труднодоступные перевалы расположены на большой высоте.

К востоку отходит Баргушатский хребет с вершиной Арамазд (3392 м). Южнее отходит Мегринский хребет. От северной части Зангезурского хребта к западу отходит Айюцзорский хребет с вершиной Гош (3120 м), являющийся водоразделом между бассейнами рр. Арпа и Нахичеванчай.

К юго-западу от Гегамского хребта отходят Ераносский и Урцский хребты.

4. Среднеараксинская межгорная впадина, или Араратская котловина, расположена между Армянским хребтом и Иранскими дугами на юго-западе, массивом горы Арагац, Гегамским хребтом на северо-востоке и Зангезурским с востока.

Рельеф пологий, местами выступают останцевые холмы.

К Куринской низменности примыкает лишь крайняя северо-восточная часть территории Армении.

2. КЛИМАТ

Сложный горный рельеф и большие различия высот определяют исключительное многообразие и четко выраженную вертикальную поясность климата Армении. Здесь прослеживается смена почти всех типов климата, свойственных европейской части Советского Союза, причем весьма характерна резкая смена климата на близких расстояниях. Например, Араратская равнина с континентальным сухим климатом и снежная вершина г. Арагац. Соответственно местным условиям на территории Армении выделяется 10 типов климата—от сухого резко континентального до климата нагорных тундр.

Климатические условия играют главную роль в формировании режима подземных вод Армении и определяют его поведение во времени.

Главенствующим режимообразующим фактором являются атмосферные осадки. Остальные климатические агенты в той или иной степени принимают участие в формировании режима подземных вод и играют подчиненную роль.

Атмосферные осадки. Вследствие изрезанности рельефа на Армянском нагорье наблюдается весьма разнообразное территориальное распределение осадков.

Орографические особенности обуславливают неравномерное проникновение воздушных масс, поступающих с запада и юго-запада через высокие горные барьеры краевых хребтов Малого Кавказа и распределение конденсационных процессов, что и является основным критерием для распределения атмосферных осадков.

Наибольшее количество осадков выпадает в высокогорных областях. Годовая сумма осадков в многолетнем разрезе доходит до 1000 мм. Наивысшее—на вершине г. Арагац. В межгорных котловинах годовая сумма осадков колеблется в пределах от 200 до 300 мм (Араратская равнина).

Сравнивая среднегодовые осадки по данным метеостанций, расположенных на различных абсолютных отметках, фиксируется прямая зависимость в распределении атмосферных осадков и гипсометрического положения района.

В ходе выпадения атмосферных осадков наблюдается довольно ярко выраженная синхронность и ритмичность. За весь период изучения положения максимумов и минимумов повторялись по 4 раза.

В многолетних изменениях хода осадков видно увеличение продолжительности снижения. Если подъем происходит в течение 1—2 лет, снижение продолжается 3—4 года.

Особенности поведения атмосферных осадков, как главного режимообразующего фактора, позволили выявить зависимости колебания расходов от осадков.

Температура воздуха. Средняя годовая температура воздуха в зависимости от гипсометрии местности колеблется очень резко: от -2° до $+10^{\circ}\text{C}$. В летнее время резко выделяются температуры воздуха вертикальных зон и увеличиваются суточные амплитуды. Резкий переход температур в верхних зонах горных районов наблюдается в марте-апреле и октябре-ноябре месяцах.

Испарение с суши. Соответственно зональному распределению температурного режима воздуха величины испарения закономерно изменяются, выявляя прямолинейную связь. По мере понижения температуры воздуха, а, следовательно и повышения гипсометрии местности, понижаются величины испарения.

Наивысшая сумма испарения в пределах 370—390 мм зафиксирована для наблюдательных пунктов, расположенных на территории Арарат-

ской равнины, что превышает сумму годовых осадков (200—300 мм). Здесь испарение превышает осадки за счет грунтовых и поливных вод.

Наименьшая сумма испарения—111 мм—зафиксирована метеостанцией Арагац в/г на абсолютной отметке 3227 м.

Аналогичная картина наблюдается при сравнении величин испарения на территории Ширакской, Лорийской и Мазринской равнин с высокогорными областями Джавахетского, Варденисского хребтов, Гегамского и Сюникского нагорий.

На зависимость изменений испарения от высоты местности, помимо изменения температуры воздуха, оказывают влияние и другие факторы. как-то: литологический состав пород и степень их нагрева, ландшафт местности, экспозиция склонов и др. Отсюда ясно, что южные склоны вулканических массивов и складчатых хребтов подвержены нагреву больше остальных склонов. Воздействие внешних воздушных масс в равной степени отражается на испарении. Однако закономерности влияния указанных факторов не изучены.

Атмосферное давление. Различие гипсометрии Армянской ССР обуславливает и разнообразие атмосферного давления, подчиняющегося определенным закономерностям, а именно—давление повышается с понижением гипсометрии местности.

Среднее многолетнее атмосферное давление зафиксировано в долине р. Дебед (абс. высота 390 м) 350 МБ, а по данным метеостанции Арагац в/г (3230 м) 680 МБ.

Анализируя ход изменения атмосферного давления за период с 1945 по 1970 гг., видим, что колебания происходят не в широких пределах. Так, в Араратской равнине атмосферное давление колебалось в пределах от 912,5 (1968 г.) до 902,6 МБ (1950 г.). В междуречье Азат и Веди от 832, 8 МБ, в 1958 г. до 824, 1 МБ в 1968 году.

По данным метеостанции Гукасян среднегодовая амплитуда атмосферного давления колебалась в пределах от 798,2 МБ (1967 г.) до 825,1 МБ в 1962 г.

На массиве г. Арагац, как на восточном, так и на западном склонах атмосферное давление значительно понижается. На западном склоне среднее максимальное давление наблюдалось в 1962 г. и составляло 772 МБ, а минимум—765,1 МБ был в 1968 г.

На восточном склоне максимум зафиксирован 749,7 МБ в 1951 г., минимум 747 МБ в 1964 г.

Такое различие можно объяснить резкой экспозицией склонов.

Влажность. Наиболее интересным и практически важным в метеорологическом режиме Армении является вопрос обмена влаги.

Ресурсы внутренней влажности Армении весьма ограничены, причем основная часть влажности получается за счет Черного и, частично, Каспийского морей. На больших высотах относительная влажность пополняется испарениями почвенно-растительного слоя и снегового покрова, вследствие чего высокой влажностью характеризуются высокогорные районы. Максимум относительной влажности большей частью наблюдается зимой из-за выпадения большого количества снега и низкой температуры, а иногда совпадает с максимумом выпадения атмосферных осадков, а именно: весной и осенью, минимум наблюдается летом.

По многолетним данным среднемесячная относительная влажность наблюдается на вулканических массивах порядка 75—80%. Наиболее низкая относительная влажность наблюдается в Араратской равнине в летний сезон. Максимум относительной влажности составляет 35—38%, среднегодовая величина относительной влажности в г. Ереване равна 60% с незначительным снижением к долине р. Аракс.

Следует отметить, что высокогорные области характеризуются так-

же резким падением влажности. Так, на Арагаце в зимнее время отмечались падения до 12%, связанные с антициклонной деятельностью. Среднемесячная абсолютная влажность воздуха в вершинных областях Армянского вулканического нагорья сравнительно уменьшается по сравнению с межгорными котловинами.

Минимум абсолютной влажности по горным хребтам отмечен в зимнее время и равен 3,6 МБ, а максимум—летом равен 10 МБ; По Араратской равнине минимум относительной влажности отмечен также в зимнее время, равный 1,5 МБ, максимум же доходит до 30 МБ в июне—июле месяцах.

Дефицит влажности главным образом, обусловлен температурным режимом местности. Наибольший дефицит влажности по многолетним данным наблюдается в Араратской равнине в теплый период года, когда испарение превышает выпадающие осадки (июль 1949 г.—25,2 МБ), наименьший зафиксирован в высокогорных областях в холодный период года, где среднегодовая температура воздуха низкая и атмосферные осадки преобладают над испарением (январь 1964 г.—0,4 МБ).

Снежный покров в горных областях устанавливается в разное время и распределяется по вертикали.

В вершинных областях снеговой покров устанавливается примерно в середине сентября, в средних высотах—со второй декады ноября. В предгорьях и Араратской равнине снежный покров устанавливается в среднем в течение декабря, но снегопады возможны и в октябре при вторжении континентального полярного воздуха.

Самый поздний снежный покров устанавливается в предгорье в январе, в средних высотах—в течение ноября, а в высокогорных—со второй половины октября.

Число дней со снежным покровом в предгорье примерно равно 50—60, в среднем поясе 100—150 и в высокогорном поясе более 6 месяцев.

Максимальная высота снежного покрова отмечена в высокогорных областях массива г. Арагац в мае 1963 г.—235 см.

В пределах средних высот—39 см в марте 1950 г.

В Араратской равнине—38 см (февраль 1957 г.), в бассейне оз. Севан—54 см (март 1954 г.), на Джавахетском хребте—77 см (в декабре 1959 года).

Разрушается снежный покров в высокогорных областях в мае—июне, в подножьях и межгорных котловинах в марте—апреле. В высокогорных областях сохраняются снежники, питающие в течение года подземные воды.

Ветры. Основным фактором, влияющим на ход ветров, является общая циркуляция атмосферы и вытекающие отсюда смены барических систем, а также местные циркуляции воздушных масс, обусловленные формами рельефа и экспозицией склонов горных массивов. Неравномерный нагрев долины среднего Аракса и окружающих ее горных цепей и отдельных массивов дает начало местному воздухообмену в форме горно-долинных ветров, особенно сильно выраженных летом, когда нагретый воздух поднимается вверх по долинам, а холодный опускается в долину. На озере Севан наблюдаются бризы—ветры, дующие днем с озера на сушу, а ночью с суши на озеро.

Максимальная скорость ветра в районе г. Арагац достигает 15 м/сек, в Араратской равнине она равна 20 м/сек.

По своему характеру они резки и порывисты, что, вероятно, объясняется сложностью их образования.

Климатическая роль этих ветров как для горных, так и прилегающих районов, в том числе и Араратской равнины, исключительно велика.

По данным наблюдений 70% всех ветров выпадает на долю горно-долинных. Наибольшее число сильных ветров приходится на июль месяца.

Помимо местных горно-долинных ветров, на разных участках территории Армении на климат воздействуют также ветры внешнего происхождения. Направление ветров здесь весьма разнообразное; преобладающими направлениями являются северные и северо-западные.

Наиболее интенсивными являются ветры западных румбов, приносящие значительное количество влаги.

Иногда летом развиваются сухие горячие ветры иранского и прикаспийского происхождения. Зимой преобладают слабые ветры и наблюдается значительное число дней без ветра. Скорость ветра в это время года равна 1—2 м/сек и с наступлением теплого периода, благодаря усилению горно-долинной циркуляции, увеличивается до 10 м/сек.

Характерной особенностью горных районов Армении являются фёны—теплые сухие ветры, дующие с гор. Наиболее часто они наблюдаются в холодное время года.

При фёнах, обычно имеет место резкая смена направления ветра, повышение температуры, падение относительной влажности.

3. ГИДРОЛОГИЯ

Рски, озера так же, как и родники, в Армянской ССР играют исключительно важную роль в жизни республики, как источники гидроэнергии, орошения и водоснабжения.

Речная сеть Армении сравнительно густая и принадлежит бессточному бассейну Каспийского моря. В Армении можно выделить основные бассейны рек: Аракс, Кура и оз. Севан. Последний связан посредством р. Раздан с бассейном р. Аракс. Всего насчитывается 215 рек протяженностью свыше 10 км каждая.

Реки южных районов Армении тяготеют к бассейну р. Аракс, занимающему 73,5% всей территории, а северных районов—к бассейну средней Куры.

Наибольшего развития речная сеть достигает в горных, а наименьшего—в низинных районах.

Наряду с постоянной речной сетью имеются русла временных потоков (селавов), наполняющихся водой только во время ливней и в период интенсивного снеготаяния.

Благодаря большой разнице высотных отметок, реки Армении отличаются резкой крутизной продольного профиля, каменистостью русла, высокой эрозионной способностью.

В условиях горного рельефа они разработали глубокие узкие ущелья и сравнительно реже—широкие долины, зачастую пересекая водоносные горизонты.

Резкая амплитуда колебания температуры, осадков по сезонам года и гипсометрическое расположение являются причиной неравномерности годового стока рек. У большинства рек максимальные паводки наблюдаются в мае, а вторичное, менее значительное повышение—в осенний период увеличения осадков. Для всех рек Армении характерны селевые потоки, приносящие зачастую вред народному хозяйству республики.

Самая значительная и многоводная в республике с таловоливневым режимом питания река Аракс, являющаяся пограничной между СССР, Турцией и Ираном.

На территории Армении р. Аракс протекает на протяжении 200 км. Наиболее крупными притоками являются: Ахурян, Раздан, Азат, Веди, Арпа, Мегри. Крупные притоки Куры—рр. Дебед, Агстев и др.

Речная сеть бассейна оз. Севан насчитывает 28 рек и речек, из которых наиболее значительные: рр. Масрик, Аргичи, Гаварагет, Дзыкнагет, Варденис. Из оз. Севан в реку Аракс воды транспортируются р. Раздан.

На территории Армянской ССР озера большей частью высокогорные и, за исключением оз. Севан, небольшие.

Озеро Севан расположено в межгорной замкнутой котловине на высоте 1916 м над уровнем моря (до начала спуска вековых запасов вод озера). Из остальных озер можно отметить: Арпилич, Карагел, Айгерлич, Капуйтлич и др. Накапливающиеся в них воды поверхностного стока участвуют в питании подземных вод.

В высокогорных областях вулканических массивов и складчатых нагорий имеются небольшие озера ледникового происхождения.

В формировании и питании подземных вод на территории Армении реки участия почти не принимают, а, главным образом, дренируют их.

Питание рек происходит за счет талых, ливневых и грунтовых вод, а для рек горного типа с крутым падением основным источником питания служат воды родников, которые в своих верховьях и среднем течении дренируют значительное количество родниковых вод.

Как показывают многолетние наблюдения, резкое увеличение расхода (максимум) обусловлено интенсивным выпадением жидких осадков и снеготаянием, но и в засушливые сезоны года минимум расхода составляют лишь воды родников.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

А. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

Территория Армянской ССР характеризуется сложностью и разнообразием геологического строения, в котором принимают участие отложения почти всех геологических систем—от верхнего протерозоя до четвертичного периода включительно (рис. 1).

Все они, за исключением последних, интенсивно дислоцированы и составляют крупные антиклинорные и синклинорные структуры, прорезанные интрузивными массивами.

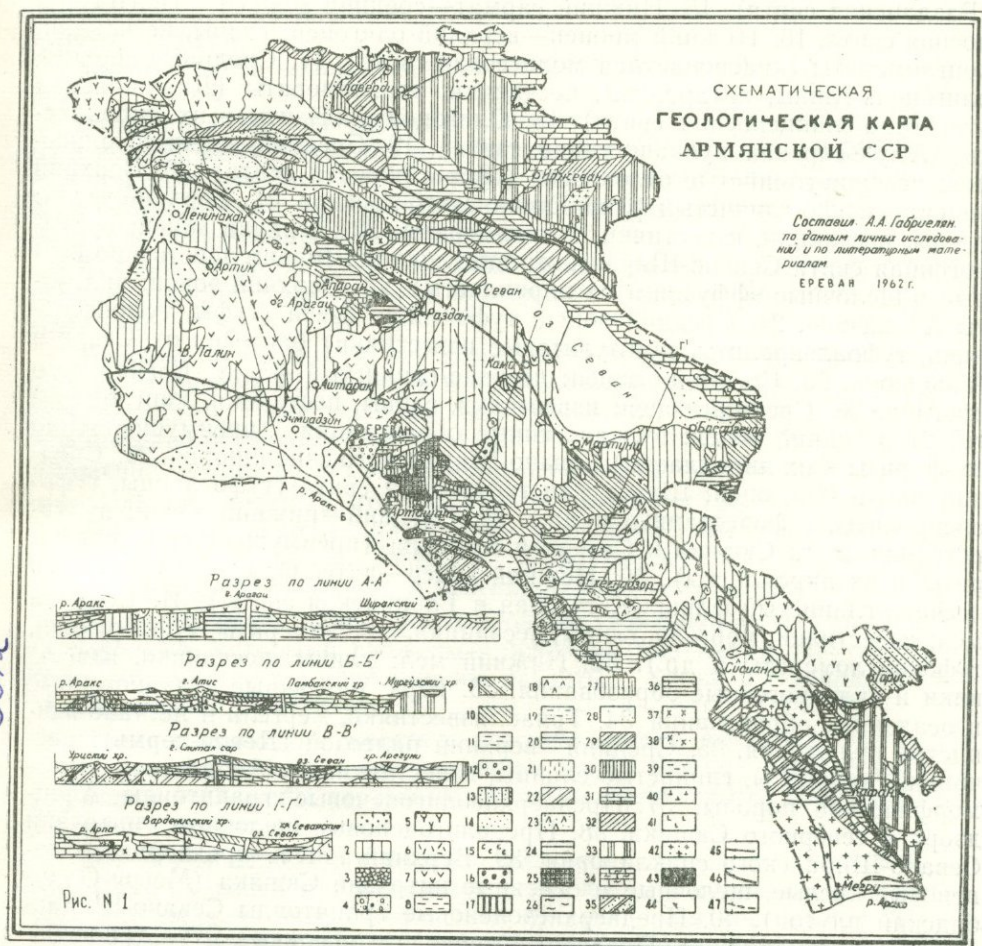
По генезису на территории Армении выделяются следующие структуры горноскладчатых хребтов, вулканических нагорий и межгорных равнин.

Горноскладчатые хребты

Горноскладчатые хребты сложены породами разного возраста—от верхнего протерозоя до палеогена и нижнего неогена включительно. Древние породы Армении имеют небольшое распространение.

Верхний протерозой—нижний палеозой представлен сильно дислоцированными и метаморфизованными породами, в основном слюдистыми, кварцево-слюдистыми графитоносными, хлорито-эпидотовыми, амфиболитовыми, слюдисто-полевошпатово-кварцевыми и кристаллическими сланцами, доломитами, мигматитами, мраморами и другими метаморфическими породами. Все они выступают фрагментарно в ядрах альпийских антиклинальных структур (Цахкуняцкий, Зангезурский, Шамшадинский и др.).

Девонские породы представлены главным образом, известняками, кварцитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Значительное распространение имеют они только в южной части Армении (Мисхано-Зангезурская и Приараксинская зоны).



Условные обозначения к рис. 1

1. Аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения. 2. Постплиоценовые лавы и туфы. 3. Нижний постплиоцен—верхний плиоцен: травертины. 4. Нижний постплиоцен—верхний плиоцен: покровные галечники. 5. Верхний плиоцен: андезиты, андезито-дациты и др. (вулканогенная свита Ишхансарского и Джавахетского хребтов). 6. Средний (?) плиоцен: экструзии липаритов, обсидианов и других кислых лав. 7. Верхний плиоцен: вулканогенная свита—покровные долеритовые базальты, авгитовые базальты, андезито-базальты, роговообманковые андезиты и др. 8. Верхний плиоцен: пресноводноозерные отложения (диатомитовые глины, песчаники, пемзовые пески и др.). 9. Верхний плиоцен: вулканогенно-обломочные образования (туфобрекчии, туфоконгломераты и др.). 10. Миоплиоцен (мэотис-понт): вулканогенно-обломочная свита (туфобрекчии, туфоконгломераты, агломератовые туфы и др.). 11. Нижний плиоцен (мэотис-понт): угленосная песчано-глинистая свита. 12. Мио-плиоцен: экструзии кислых пород (обсидианы, липариты и др.). 13. Миоцен: глины, песчаники, конгломераты (молласы Ахурянского прогиба). 14. Сарматский ярус: песчано-глинистые отложения

(Разданская свита). 15. Нижний сармат—средний миоцен: гипсо-соленосная свита. 16. Нижний миоцен—верхний олигоцен: глины, песчаники, конгломераты (красноцветная молассовая свита). 17. Средний—верхний олигоцен: глины, алевролиты, песчаники, конгломераты (Дилижанская угленосно-сланцевосная свита). 18. Оligocen: андезиты и их пирокласты (Амультсарская вулканогенная свита). 19. Средний—нижний олигоцен: песчано-глинистые отложения (Шорагбюрская свита). 20. Верхний эоцен: песчано-глинистый флиш Ереванского прогиба. 21. Верхний эоцен: глины, песчаники, известняки, конгломераты. 22. Верхний эоцен: вулканогенная свита Севано-Ширакского синклинория (преимущественно кислые и щелочные эффузии и их пирокласты). 23. Верхний эоцен: андезиты Айодзора. 24. Средний эоцен: туфогенная свита (туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, нуммулитовые известняки) бассейна оз. Севан и Айодзора. 25. Средний эоцен: песчано-глинистый флиш Ереванского прогиба. 26. Средний эоцен: известняки, глины, песчаники, конгломераты. 27. Средний эоцен: вулканогенные образования (преимущественно порфириты и их пирокласты) Севано-Ширакского синклинория. 28. Средний эоцен—палеоцен: Ширакская туфогенная свита (туфосланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники и др.). 29. Средний—нижний эоцен: вулканогенная свита Сюника и Северной Армении (преимущественно порфириты и их пирокласты). 30. Нижний эоцен—датский ярус: туфогенный песчано-глинистый флиш (Кетузская и Гарнийская свиты). 31. Верхний мел: известняки, мергели, глины, песчаники, конгломераты, туфобрекчии, туфоконгломераты и др.). 32. Нижний мел: глины, песчаники, известняки и вулканогенные образования. 33. Юра: различные вулканогенные и осадочные образования. 34. Триас: известняки, мергели и песчано-глинистые отложения. 35. Средний—верхний палеозой (Девон-пермь): песчаники, кварциты, глинистые сланцы, известняки. 36. Эопалеозой: метаморфические породы. 37. Предверхнеолигоценовые гранитоиды Айодзора и северного Сюника. 38. Предолигоценовые щелочные интрузии Севано-Ширакского синклинория. 39. Верхний эоцен—предверхнеолигоценовые кислые, щелочные и основные интрузии Сюника (Мегри-Ордубадский плутон). 40. Предверхнеоценовые гранитоиды Севано-Ширакского синклинория. 41. Предверхнеоценовые основные и ультраосновные интрузии Севано-Ширакского синклинория и бассейна р. Веди. 42. Предсеноманские (неокомские) гранитоиды северных районов Армянской ССР. 43. Палеозойские кислые и основные интрузии. 44. Падение и простираие свит. 45. Сбросы, взбросы, надвиги. 46. Региональные тектонические швы (разломы глубокого заложения). 47. Молодые тектонические разломы.

Породы ниже-каменноугольного возраста обнажаются также в Приараксинской зоне (Армашская, Чанахчинская, Кадрлинская антиклинали) и представлены известняками, кварцитами, глинистыми сланцами с прослойками песчаников.

Отложения пермской системы трансгрессивно залегают на различных горизонтах карбона и представлены битуминозными известняками, обнажающимися в пределах Мармарасарской, Урцкой, Кадрлинской, Чанахчинской антиклиналей.

Триасовые отложения на территории Армении в незначительной степени обнажаются в Нахичеванской складчатой зоне, в бассейнах рек Веди и Арпа, а также выступают в Хачикской, Акбинской, Джерманиской и Мармарасарской антиклинальных структурах. Породы триасовой системы представлены песчаниками, известняками, аргилитами и углистыми сланцами.

Все перечисленные породы указанных геологических систем в гидрогеологическом отношении не представляют значительного интереса и

не участвуют в формировании подземных вод Армении вследствие их водоупорности, ограниченного распространения, сильной расчлененности и крутого падения.

Значительное площадное распространение имеют породы юры и мела.

Отложения юрской системы распространены в основном в северной и южной частях Армении и представлены различными порфиритами, глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, кварцплагноклазовыми порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и другими вулканогенно-осадочными образованиями.

Вулканогенные и туфо-осадочные фации приурочены к Сомхето-Кафанской тектонической зоне, а осадочные породы—Еревано-Ордубадской зоне.

Меловые (в частности, верхнемеловые) породы широко распространены на территории Армении и представлены порфиритами, туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, известняками, мергелями и другими вулканогенно-осадочными образованиями. Как юрские, так и меловые отложения скудны подземными водами. К ним приурочены сезонные родники. Следует заметить, что меловые отложения служат водоупором.

Третичные породы палеогена и неогена широко распространены в северной и южной Армении. В формировании подземных вод осадочные породы палеогена и неогена играют роль водоупора.

Палеоген представлен палеоценовыми, эоценовыми и олигоценовыми породами, которыми сложены в основном Базумский, Памбакский и Арегунийский хребты. Они широко развиты также в Приараксинской зоне Армении и в Зангезуре.

Породы палеоцена вместе с датским ярусом выступают на левом берегу ущелья р. Азат и юго-восточном крыле Бейбурт-Ераносской антиклинали и сложены песчано-глинистыми флишевыми образованиями (Гарнийская свита).

Эоценовые отложения широко развиты в северной и южной Армении. Нижний эоцен представлен в основном нуммулитовыми известняками, обнажающимися в Севанском, Айодзорском хребтах и в бассейне р. Веди. Породы среднего эоцена активно участвуют в геологическом строении Ширакского, Памбакского, Базумского, Арегунийского хребтов и обнажаются в разрезах бассейнов рек Азат, Веди, Шагап и Арпа. Отложения среднего эоцена состоят из известняков, песчаников, глин, туфопесчаников, туфоконгломератов, а также вулканогенных пород: андезитов, порфиритов и их пирокластов, зачастую водоносных. Верхние эоценовые отложения встречаются также в пределах Севан-Ширакского синклинория, слагают водоразделы Ширакского, Памбакского, Базумского, Арегунийского, Севанского хребтов и представлены вулканогенными породами: андезито-базальтами, андезито-дацитами, андезитами, базальтами, дацитами и в некоторых случаях водоносными пирокластами.

Верхнеэоценовые породы обнажаются также в бассейнах рек Азат, Веди, Шагап и Арпа и представлены глинами, песчаниками, туфобрекчиями, туфоконгломератами и другими породами.

Олигоцен представлен глинисто-песчаными породами, обнажающимися в бассейнах рек Шорахбюр, Азат, Веди, Шагап, Элпи. В Ширако-Севанской зоне отложения олигоцена локально распространены в районе города Дилижана (Дилижанская свита), у с. Бандеван и представлены континентальными угленосно-сланцевыми фациями.

Несмотря на то, что в формировании подземных вод осадочные по-

роды палеогена не принимают участия, однако они заслуживают особого внимания своими водоносными свойствами.

Неоген представлен осадочными и эффузивными породами миоцена и плиоцена.

Миоценовые породы представлены осадочными фациями, развитыми в основном в Среднеараксинской впадине и в бассейне оз. Севан. Представлены они различными пестроцветными лагунно-континентальными породами нижнего миоцена, гипсо-соленосными отложениями среднего миоцена и морскими песчано-глинистыми породами Сарматского яруса верхнего миоцена. В указанных районах они вскрыты и детально изучены буровыми скважинами.

Плиоцен представляет главным образом эффузивные породы, слагающие вулканическое нагорье.

Вулканическое нагорье

Армянское вулканическое нагорье сложено в основном эффузивными породами плиоцена и четвертичного возраста. Породы плиоцена слагают Джавахетский, Гукасянский хребты, г. Арагац, выступают также отдельными участками. Четвертичными породами сложены Гегамское, Вардениское и Сюникское вулканические нагорья. Плиоценовые и четвертичные породы играют большую роль в формировании и разгрузке подземных вод территории Армении. Поэтому мы более подробно приводим их описание.

Джавахетский хребет—вулканический щитовидный массив, сложенный андезитами верхнеплиоценового возраста и долеритовыми базальтами, широко распространенными также в Ахалкалакском районе Грузинской ССР, где они слагают обширное вулканическое плато.

Лавы его в северной Армении заполнили межгорные котловины. Часть Верхнеахурянской и Лорийской котловин образуют лавовые покровы Лорийского плато и узкой полосой протягиваются от города Степанавана до Алаверди. Эти потоки пропилены глубоким ущельем реки Дебед, где обнажаются контакты лавовых потоков.

Подстилающими породами для лавовых покровов и потоков служит эоценовая вулканогенно-осадочная толща, представленная порфиритами и их туфами, туфобрекчиями, кератофирами и туфами.

В пределах высокогорной зоны, вследствие механического выветривания андезитовых, базальтовых и андезито-базальтовых лав, образовались каменные россыпи «чингили». Склоны Джавахетского хребта в основном покрыты продуктами выветривания.

Гукасянский хребет расположен в западной части Северной Армении и представляет собой вулканический массив, образовавшийся в верхнем плиоцене в результате излияния андезито-базальтовых и базальтовых лав.

Лавы, спускаясь вниз по склонам, заполнили понижения в рельефе вокруг хребта и, с одной стороны, образовали Амасийское лавовое плато, а с другой стороны, спускаются в Ширакскую котловину, где погружаются под озерно-речные отложения нижнечетвертичного возраста. На привершинном плато распространены ледниковые морены, особенно развиты мелкие материалы суглинков и супесей. Склоны хребта покрыты мощными элювиально-делювиальными отложениями. В подножье хребта развиты делювиальные и пролювиальные отложения, вследствие чего поверхность лавовых потоков и покровов здесь почти не обнажена.

Лавы Гукасянского хребта налегают на эоценовые отложения, пред-

ставленные вулканогенными породами: туфами, туфобрекчиями, порфиритами и др.

Гора Арагац. По возрасту лавы г. Арагац подразделяются на две группы: третичные и четвертичные.

В третичном и четвертичном периодах извержения г. Арагац повторялись несколько раз, в результате чего основные и кислые лавы и их туфы зачастую чередуются.

Установить количество излияния лав в третичном периоде не представляется возможным, так как они почти повсюду покрыты четвертичными лавами, ледниковыми отложениями и продуктами выветривания.

Кроме того, в долинах и ущельях рек нет характерных разрезов, отражающих последовательность залегания лав. Только лишь в вершинной области третичные лавы несколько обнажаются.

Вследствие интенсивного выветривания и, особенно разрушающей деятельности ледников в обширной области из-под четвертичных пород обнажаются третичные образования в виде четырех вершин, сложенных, главным образом, долерито-базальтами, базальтами и их разновидностями.

Однако и вершины и кратер не дают ясного представления о строении третичных пород, так как под действием высокой температуры в процессе вулканической деятельности в четвертичном периоде третичные породы подверглись метаморфизму, в результате чего образовались серицитизированные и каолинизированные породы белого цвета видимой мощностью в кратере от 300 до 500 м. В свою очередь, метаморфические породы подверглись механическому разрушению и изменили свою первоначальную структуру.

Насчитывается четыре излияния лав г. Арагац. Первое излияние выразилось долеритовыми и базальтовыми лавами в верхнем плиоцене и сопровождалось образованием Ошаканского, Карабурунского и Сариланджского паразитических конусов.

В нижнечетвертичном периоде имело место второе излияние, которое дало лавы кислого и среднекислого состава (липарито-дациты, дациты, андезито-дациты).

Одновременно образовались Паросский, Мегрибанский, Кабахтапинский и Автонский паразитические конусы с лавами такого же состава.

Третье излияние имело место в среднечетвертичном периоде и представлено основными лавами. В этот период образовались паразитические вулканы Кызыли и В. Базмабердский. Андезито-базальтовые лавы последнего излияния занимают наибольшую площадь массива г. Арагац.

Четвертое излияние характеризуется лавами средней кислотности. К этому времени относится образование паразитических конусов: Кызылягам, М. Богутлу, Беркю и др. Как видно из сказанного, состав лав паразитических конусов аналогичен лавам горы Арагац.

Лавы паразитических конусов отчетливо отличаются своим распространением от арагацских и во многих местах налегают друг на друга.

На юго-западном подножье г. Арагац расположена гора Б. Богутлу, лавы которой представлены пемзами, обсидианами, пехштейнами и, отчасти, липаритами. К востоку от Арагаца возвышается гора Араилер, сложенная андезито-дацитами, дацитами, липаритами, пемзами и обсидианами. Вследствие крутизны склонов, сильной расчлененности рельефа и небольшого площадного распространения лав, горы Б. Богутлу и Араилер практически безводны.

Гега мское вулканическое нагорье расположено в центральной части Армении и протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 80 км. Нагорье сложено нижнечетвертичными, среднечетвертичными

и верхнечетвертичными андезитовыми базальтами и дацитовыми лавами, образовавшимися в результате трещинного излияния. Главная трещина имеет почти меридиональное направление. На ней и склонах расположены 40 вулканических конусов, лавы которых широко распространены вокруг хребта. Вулканические конусы в основном сложены шлаками. У большинства сохранились кратеры. Лавы нижнечетвертичного возраста имеют широкое распространение на восточном и юго-восточном подножьях Гегамского хребта.

Лавы среднечетвертичного возраста широко распространены на левом берегу р. Раздан, начинаясь от города Севана до курорта Арзни и в окрестностях с. Арзакан, налегают на метаморфические сланцы кембрия-докембрия.

В районе выходов Гюмуш-Авазан-Арзаканских родников и у курорта Арзни лавы среднечетвертичного возраста налегают на сарматские отложения, представленные мелкозернистыми желтоватыми песчаниками и глинами зеленого цвета.

Описываемые лавы широко распространяются к северо-западу от вулканического конуса Инагдат, расположенного к северо-востоку от г. Гутанасара, также на западном подножье Гегамского хребта. По-видимому, андезито-базальтовые лавы среднечетвертичного возраста являются продуктами излияния вулкана Инагдаг, кратер которого сохранился до настоящего времени. В ущелье р. Раздан лавы обрываются.

На западном склоне Гегамского хребта также выступают указанные выше лавы, представленные пемзами, обсидианами и липаритами, по всей вероятности, нижнечетвертичного возраста. У подножья они покрыты более молодыми лавами Гегамского хребта.

Андезито-базальтовые лавы верхнечетвертичного возраста, растекаясь, распространялись повсеместно, заполняя все неровности древнего рельефа, покрыли лавы более ранних излияний.

На всех склонах хребта лавы зачастую фиксируются в виде осыпей и россыпей (так называемых чингилей), представляющих огромные накопления глыб андезито-базальтов, базальтов и андезитов.

В арденисское нагорье расположено южнее озера Севан. Нагорье сложено различными вулканогенными породами нижнечетвертичного возраста, представленными базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми лавами, широко распространенными на северном склоне нагорья. Породы неогена распространены преимущественно на восточном склоне и частично в водораздельной части хребта.

Породы четвертичного возраста приурочены к трем фазам излияния; первая фаза излияния типа Акункской, вторая—типа Джермукской и третья типа Котурванской. Все они образовались в нижнем антропогене. Акункские лавы представлены андезито-базальтами и андезитами; Джермукские — андезито-базальтами, базальтами и андезитами; Котурванские лавы андезито-базальтовыми и андезитовыми породами. Акункские лавы расположены в центральной части склона и протягиваются к северу, занимая площадь шириной 2 км, длиной около 10 км. На востоке они налегают на вулканогенную толщу, а южнее и восточнее—на среднеэоценовые породы. На севере они обрываются и погребены под озерными отложениями.

Породы Джермукского типа широко распространены в восточной, центральной и западной частях нагорья. К востоку они налегают на вулканогенную толщу среднего эоцена, на западе и юге покрываются молодыми антропогеновыми лавами, а на севере они обрываются и частично скрываются под озерными отложениями, в свою очередь налегающая на верхнемеловые породы. На этом участке расположен вулканический конус (у с. Ярлузлу), сыгравший немаловажную роль в образо-

вании упомянутых лав. В центральной части они налегают на верхнемиоценовые породы, а южнее и западнее на эоценовые. На севере же они обрываются, не доходя до озера Севан.

Котурванские лавы представлены андезитами, базальтами и андезито-базальтами. Отдельные потоки протягиваются с юга на север, доходя до берега оз. Севан, обрываются и погребены под озерными отложениями. К западу и югу они налегают на вулканогенную толщу верхнего миоцена (сармат-мэотиспонт), а к востоку—на мэотис-пonti-ческие породы, покрытые у подножья склона с запада и востока молодыми лавами верхнего антропогена.

Антропогеновые лавы развиты в восточной части северного склона Варденисского нагорья. Представлены они базальтами, андезитами, дацитами, андезито-базальтами и андезито-дацитами. Лавы западной части—результат излияний г. Армаган; а антропогеновые лавы восточной части образовались в результате вулканической деятельности г. Алагелляр, расположенной в восточной части Варденисского хребта. Лавы его распространялись вокруг вулкана наибольшей протяженностью к оз. Севан со стороны северного склона. В этом направлении лавы двумя потоками с востока и запада по древним ущельям доходят до оз. Севан.

С ю н и к с к о е нагорье—здесь широко развиты нижнечетвертичные лавы, протягивающиеся фронтально с северо-запада на юго-восток от р. Тертер до р. Акер, где они налегают на эоценовые и миоценовые отложения. Лавы Сюникского нагорья представлены андезитами, базальтами и андезито-базальтами. Обрываясь у левого берега р. Воротан, они обуславливают выходы многочисленных родников.

Межгорные равнины

Равнинные территории Армении в генетическом отношении можно разделить на два вида: равнины межгорных котловин, занимающие значительные площади (Арагатская, Ширакская, Масрикская и Лорийская) и равнины крупных долин рек (Памбак, Мармарик, Воротан и др.).

Все равнины территории Армении являются местом накопления и разгрузки подземных вод, формирующихся на окаймляющих их горах. Как межгорные, так и крупные равнины долин рек выполнены речными и озерно-речными отложениями.

А р а т с к а я равнина представляет собой тектоническую впадину, структурно входящую в состав среднеараксинского межгорного прогиба.

В стратиграфическом отношении впадина сложена палеогеновыми и миоценовыми песчано-глинистыми отложениями, играющими роль регионального водоупора.

Породы верхнего плиоцена и четвертичного возраста—базальты, андезито-базальты, андезиты и туфобрекчии г. Арагац и Гегамского хребта выступают общей мощностью до 350 м и обнажаются в северо-западной части равнины. На эти породы налегают мощные озерно-речные отложения четвертичного возраста, слагающие равнину по всей ее глубине. В юго-восточной части Арагатской равнины, где андезито-базальтовые образования размыты, мощность их достигает 400—500 м. Последние перекрыты мощными (до 400 м) озерно-речными и вулканогенными образованиями плиоценового и четвертичного периодов, представленными переслаивающимися песками, глинами, галечниками, супесью, галькой. Из вулканогенных пород преобладают базальты, андезито-базальты.

На некоторых участках озерно-речные отложения прослаиваются более молодыми лавовыми породами г. Арагац и Гегамского хребта. Мощность отдельных лавовых потоков достигает до 300 м.

На озерно-речных отложениях или непосредственно на андезито-базальтах залегают, имеющие повсеместное распространение, аллювиально-пролювиальные и делювиальные отложения долины р. Аракс и лево-бережных притоков.

К описанным выше отложениям долины р. Аракс приурочены горизонты грунтовых вод.

В песчаных отложениях озерно-речного комплекса и андезито-базальтовых лавах заключены напорные воды.

Ширакская равнина с севера ограничивается частично лавами Гукасянского хребта, а в основном—Ширакским хребтом, южный склон которого обращен к равнине и сложен осадочными породами верхнего мела и эоцена; с востока—западными отрогами Памбакского хребта, сложенными вулканогенно-осадочными породами эоцена.

С юга и юго-востока Ширакская равнина обрамлена лавами г. Арагац и его паразитических конусов. С запада Ширакская равнина граничит с Карским плоскогорьем, сложенным молодыми вулканическими породами. Равнина выполнена четвертичными озерными, аллювиальными и пролювиальными отложениями и туфовыми покровами. Мощность озерных отложений достигает 400 м.

Масрикская равнина расположена в юго-восточной части бассейна озера Севан и окаймлена Зангезурским, Варденисским и Севанским хребтами.

В геологическом строении фундамента принимают участие различные породы верхнеюрского, верхнемелового и третичного возраста.

Масрикская межгорная равнина сложена продуктами выветривания пород указанных хребтов. В геологическом строении равнины значительное место занимают озерно-речные отложения четвертичного возраста, а также эффузивные породы Варденисского хребта, представленные андезито-базальтами, базальтами, туфами.

Озерно-речные отложения состоят из глин, суглинков, супесей, галечников и разнозернистых песков. Эти отложения составляют дно чаши бассейна озера Севан и прогибаются к центру равнины, вследствие чего подземные воды, содержащиеся в озерных отложениях, приобретают напор.

Четвертичные отложения Масрикской равнины подстилаются породами сармата—глинами, песчаниками и глинистыми песчаниками, на которые с угловым несогласием налегают озерно-речные отложения мощностью от 10 до 150 м. На периферии равнины развиты делювиальные и пролювиальные отложения, а также конусы выноса. Элювиальные и элюво-делювиальные отложения антропогена имеют незначительное распространение в пределах Масрикской равнины.

Лорийская равнина сложена осадочными породами разного возраста, а также базальтовыми и долерито-базальтовыми породами Джавахетского хребта. В строении равнинной части котловины участвуют андезито-базальтовые, базальтовые лавовые потоки и покровы верхнего плиоцена. Почти ровная поверхность ее во многих местах покрыта элювиальными и делювиальными отложениями.

Зачастую отчетливо выделяется контакт между отдельными покровами. Он представляет собой обожженный, красноватый элювиально-делювиальный материал, так называемый «литомарг» мощностью от 0,25 до 1,0 м. На базальтовых лавах в районе с. Илмазлу широко распространены озерно-речные и флювиогляциальные отложения. К северу от них распространены аллювиальные, делювио-пролювиальные от-

ложения, налегающие на туфобрекчии, туфопесчаники, андезиты, андезиты-дациты среднеэоценового возраста.

В окрестностях сс. Медовка, Круглая Шишка, Урц и Свердлов эти отложения местами налегают на андезиты, дациты, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники среднего эоцена. К востоку и югу флювиогляциальные и аллювиальные отложения налегают на верхнеплиоценовые, оливиновые и долеритовые базальты, а к западу и северу—на верхнеплиоценовые базальты.

На равнине заданы многочисленные скважины, дающие полное представление о геологическом строении Лорийской равнины (Л. В. Дасоян, С. Б. Паносян, 1946 г.). Из резервов скважин явствует, что лавовые излияния повторялись восемь раз и прерывались вулканическими шлаками разной мощности. В скважинах после восьмого базальтового потока были встречены туфобрекчии и туфопесчаники, являющиеся фундаментом многочисленных лавовых потоков.

Интрузивные образования

Интрузивные образования выступают в виде отдельных массивов на небольших и разбросанных участках северной, центральной и южной частей Армении. Они сформировались в течение ряда крупных тектономагматических этапов: позднепротерозоя-кембрия (?), средне-позднепалеозойского, юрско-раннемелового, позднемелового-палеоэоценового, раннеэоценового-предолигоэоценового, олигоэоценово-четвертичного возраста.

Интрузивы каждого из указанных этапов характеризуются своеобразным составом пород. Раннепалеозойские интрузивные породы сложены гранитогеями, гипербазитами; позднепалеозойские—гранитами. Среднеюрские и меловые интрузии представлены гранитоидами. Позднемеловые-палеоэоценовые—ультрабазитами, палеоэоценовые—габброидами, позднеэоценовые и олигоэоценовые—гранитоидами. Олигоэоценовые интрузии сложены нефелиновыми и щелочными сиенитами, сиенито-порфиритами, сиенитами и граносиенитами.

Как в северной, так и в южной частях Армении многие родники приурочены к трещинам интрузивных пород.

Б. ТЕКТНИКА

По данным последних исследований (А. А. Габриелян, А. И. Адамян, О. А. Саркисян и Т. П. Симонян), на территории Армении выделяются три структурно-формационные области, отличающиеся рядом геологических признаков:

1. Раннеальпийской (киммерийской) складчатости.
2. Среднеальпийской складчатости.
3. Позднеальпийской складчатости.

В тектоническом строении Армении основное место занимают пликативные и дизъюнктивные структуры.

Пликативные структуры

1. Область раннеальпийской (киммерийской) складчатости. Эта область охватывает ряд крупных тектонических единиц, занимающих значительные площади. К ним относятся Алавердский, Шамшадинский, Кафанский антиклинории и Папакарский, Иджеванский и Горисский синклинории.

В северо-восточной части северной Армении расположен Алавердский антиклинорий, характеризующийся пологой складчатостью. Порода ядра антиклинория (различные порфиристы и туфоосадочные отложения байоса и бата) на крыльях, северо-западном и юго-восточном погружениях трансгрессивно и несогласно перекрываются вулканогенно-осадочными породами.

В районе Алавердского антиклинория выделяются мелкие и крупные интрузии, представленные гранитоидами. Восточнее Алавердского расположен Шамшадинский антиклинорий восточного и северо-восточного простирания.

В ядре антиклинория выступают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы байоса и песчано-глинистые породы бата, они дислоцированы и перекрываются с угловым несогласием келловейскими туфоосадочными породами, которые в свою очередь перекрываются разными осадочными и вулканогенными породами.

В районе Шамшадинского антиклинория встречаются интрузивные породы в основном плагиограниты.

В южной Армении известен Кафанский антиклинорий, протягивающийся к северо-западу. Здесь также распространены породы байоса, которые выступают в ядре антиклинория и представлены порфиритами и их пирокластолитами, которые дислоцированы и трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются породами вулканогенной свиты, карбонатными отложениями, песчаниками, мергелями разного возраста. В состав Кафанского антиклинория входит ряд мелких и крупных антиклиналей и синклиналей.

В районах антиклинория выступают интрузивные породы (гранитоиды, габбро, габбродиориты).

Папакарский синклинорий расположен севернее Алавердского антиклинория. Северное его крыло переходит за пределы Армянской ССР на территорию Азербайджана и Грузии. Крылья его осложнены мелкими антиклинальными и синклинальными складками. В геологическом строении Папакарского синклинория участвуют вулканогенно-осадочные, туфоосадочные породы, известняки, мергели.

Между Алавердским и Шамшадинским антиклинориями находится Иджеванский синклинорий, в строении которого участвуют меловые образования. Описываемый синклинорий выполнен альбмаастрихскими отложениями. Крылья его сложены глинами, карбонатными терригенами, туфоосадочными, вулканогенными породами, сильно дислоцированными, вследствие чего синклинорий осложнен антиклинальными и синклинальными складками.

В тектонической структуре территории Армении выделяются Горисский синклинорий, который так же, как и Папакарский и иджеванский, входит в состав среднеальпийского структурного яруса.

Горисский синклинорий выполнен терригенными, карбонатными и различными вулканогенно-осадочными породами апта и мела, перекрытыми с угловым несогласием неогеновыми вулканогенно-осадочными и эффузивными почти не дислоцированными породами.

2. Область среднеальпийской складчатости. В составе среднеальпийской складчатости выделяются: Севано-Ширакский, Ацаванский, Шаганский, Айоцдзорский, Ордубадский синклинории и Базумский горст, Цахкуняцкий, Веди-Аргичинский, Урц-Айоцдзорский, Джульфинский и Южно-Сюникский антиклинории. Все они сложены отложениями верхнего мела и палеогена.

Севано-Ширакский синклинорий является одной из наиболее крупных тектонических форм Армении, протянут с северо-запада на юго-восток. Он сложен вулканогенными, морскими и континентальными отложениями палеогена и верхнего мела. В строении синклинория значительное место занимают также интрузивные породы (гранитоидные и щелочные), широко развитые на Базумском и Памбакском хребтах. В состав Севано-Ширакского синклинория входят Базумский горст, Красносельско-Амасийская синклиналь, Памбакская синклиналь и ряд мелких второстепенных структур.

К юго-востоку от г. Еревана расположен Ацаванский синклинорий, протягивающийся в северо-восточном направлении. Ацаванский синклинорий сложен в основном палеогеновыми породами: песчаниками, известняками и глинами, фациально переходящими в вулканогенные.

К юго-востоку от Ацаванского синклинория в Вединском районе расположен Шаганский синклинорий на сравнительно небольшой площади и протягивается с северо-запада на юго-восток. Указанный синклинорий сложен палеогеновыми песчаниками, известняками, глинами. Такими же породами сложен Айюцзорский синклинорий, который протянут с северо-запада на юго-восток, охватывает Ехегнадзорский район. В этом же направлении протягивается Ордубадский синклинорий, включающий ряд складчатых районов. В геологическом строении, главным образом, участвуют породы палеогена.

К северу и северо-западу от Айюцзорского синклинория расположен Веди-Аргичинский антиклинорий. В геологическом строении участвуют породы верхнего палеозоя, верхнего мела и палеогена. В состав Веди-Аргичинского антиклинория входит ряд антиклинальных и синклинальных складок, протягивающихся с северо-запада на юго-восток. Южнее антиклинория расположен Урц-Айюцзорский антиклинорий, отделенный от Веди-Аргичинского антиклинория Шаганской синклиналью. В ее состав входят антиклинали, протянутые в разных направлениях, однако основное направление прослеживается с запада на юго-восток. Урц-Айюцзорский синклинорий сложен кварцитами, глинистыми сланцами, известняками среднего и верхнего палеозоя, нижнего и среднего триаса. К западу от Ордубадского синклинория расположено крупное брахи-антиклинорное поднятие—Джюльфинский антиклинорий, сложенный песчаниками, конгломератами, известняками, мергелями верхней перми, триаса, юры и верхнего мела.

В состав Севано-Ширакского синклинория входит Базумский горст, сложенный чередующимися свитами туфопесчаников, алевролитов и туфов. На них налегают дацитовые порфиристы, известняки, алевролиты и туфы нижнего мела. Северо-восточная часть Базумского хребта в основном относится к нижеальпийскому структурному ярусу, сложенному породами верхней юры и нижнего мела. Горстовая часть Базумского хребта занимает его высокогорную область.

Базумский горст-антиклинорий прорван основными и ультраосновными интрузивными породами. Параллельно Базумскому горсту протягивается с северо-запада на юго-восток Памбакская синклиналь. Одной из интересных тектонических структур Малого Кавказа считается Цахкуняцкий антиклинорий, расположенный по южному борту Севано-Ширакского синклинория, южнее Памбакской синклинали. Свое первичное тектоническое формирование Цахкуняцкий антиклинорий получил в период Каледонской складчатости, и окончательное оформление в альпийском этапе. Ядро антиклинория сложено различными метаморфическими сланцами, гнейсами, мигматитами, мраморами и вулканогенными породами докембрийского-нижнепалеозойского возраста, на которые

трансгрессивно налегают верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые осадочные и вулканогенные образования.

3. **Область позднеальпийской складчатости** сложена континентальными, пестроцветными молассовыми отложениями верхнего олигоцена-нижнего миоцена, гипсоносно-соленосными отложениями среднего миоцена-нижнего сармата, песчано-глинистыми молассовыми породами верхнего миоцена-среднего плиоцена, вулканогенными и озерно-речными отложениями верхнего плиоцена-антропогена. Упомянутый комплекс отложений с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на различных горизонтах пород эопалеозойского, варисийского и ниже-среднеальпийского структурных ярусов и расчленяется на ряд подъярусов: верхний олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, миоценовый (мэотис-средний плиоцен) и верхний плиоцен-антропогеновый (А. А. Габриелян и С. К. Арзуманян). Последний слабо дислоцирован или почти не дислоцирован и характеризуется большим площадным распространением, а зачастую покрывает породы подстилающих структурных подъярусов.

В составе верхнеальпийской складчатости выделяются:

1. Наложённые и унаследованные прогибы: Ширакский, Арагацский, Артенийский, Ереванский, Арташатский, Нижнеахурянский, Севанский, Садакский и Нахичеванский.

2. Выступы фундамента: а) погребённые: Октемберянский, Парак-Енгиджинский; б) обнажённые: Араратский и Волчьих ворот.

В верхнеальпийское время после поднятия Памбакского и Ширакского хребтов образовался Ширакский прогиб. По типу структур Ширакская котловина представляет типично наложенный прогиб, так как слагающие его плиоцен-антропогеновые отложения резко несогласно, дискордантно перекрывают структуру более древних палеогеновых и меловых отложений.

Ширакский прогиб сформировался вследствие движений верхнеальпийского этапа (верхний миоцен-антропоген). На западе он соединяется с обширной Карской впадиной, составляющей вместе с последним единую структурную зону.

В состав Севан-Ширакского синклиория входит Севанский прогиб. В геологическом строении его участвуют миоценовые, плиоценовые и постплиоценовые осадочные породы в виде ряда мелких антиклинальных и синклинальных складок. К югу от Севано-Ширакского прогиба расположен Арагацский прогиб.

Арагацский прогиб, как и другие прогибы Среднеараксинской впадины, образовался в период верхнеальпийской складчатости и протянут с северо-запада на юго-восток. Ось его дугообразная, субстратом служат породы верхнего мела—конгломераты, песчаники, мергели, известняки и др.

Прогиб заполнен палеогеновыми и неогеновыми отложениями—песчаниками, мергелями, глинами, соленосно-гипсоносными глинами, конгломератами и другими породами, перекрытыми мощным лавовым комплексом вулканического сооружения Арагаца.

К юго-западу от Арагацкого и северо-западнее Арташатского прогибов расположен Артенийский прогиб, протяжением с северо-запада на юго-восток. В этом прогибе расположена гора Артенис. Прогиб сложен осадочными породами средне-верхнего миоцена в песчано-глинистых фациях, а также и верхним миоценом-средним плиоценом, представленным вулканогенно-осадочными породами. На этом фундаменте в плиоцене-антропогене образовался экструзивный вулкан—г. Артенис, сложенный недислоцированными литондными пемзами, пемзовыми песками, обсидианами, пехштейнами и частично липаритами.

К юго-западу от Артенисского прогиба расположено Октемберянское поднятие с северо-западным протяжением, субстратом его являются палеогеновые и неогеновые осадочные породы.

Одним из крупных структурных элементов Среднеараксинской впадины является Ереванский прогиб, сложенный палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Фундаментом их служат породы дат-палеоцена и верхнего мела. Формы прогиба овально вытянутая и протягивается от Паракар-Енгиджинского погребенного горстового поднятия до западных отрогов нынешнего вулканического нагорья Гегамского хребта. Ось прогиба имеет юго-запад-северо-восточное направление. Этот прогиб интересен тем, что здесь широко развиты соленосные отложения миоцена, которые составляют куполовидное поднятие и типичные соляные куполы.

Вследствие широкого распространения гипсо-соленосных отложений Ереванский прогиб называют Ереванским соленосным бассейном.

Ереванский прогиб со всех сторон ограничен крупными разломами: с востока—Джрвежским, с юга—Паракар-Енгиджинским, с запада—Раздан-Аранлер-Аштаракским и с северо-востока—Анкаван-Сюникским.

Ряд субпараллельных разрывных нарушений проходит по внутренней части его, придавая вид рифта. К юго-западу от Ереванского прогиба расположен Арташатский прогиб, сложенный пестроцветными молассовыми отложениями верхнего олигоцена—нижнего миоцена, гипсоносными отложениями верхнего миоцена и озерно-речными терригенными породами четвертичного возраста. Сравнительно с другими прогибами Арташатский неглубок. Фундаментом его считают дат-палеоценовые песчано-глинистые флишевые отложения.

Между Ереванским и Арташатским прогибами расположено Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие, протягивающееся с северо-запада на юго-восток, разделяя указанные прогибы.

Паракар-Енгиджинское горстовое поднятие сложено маломощными отложениями палеогена и неогена, которые перекрываются антропогеновыми породами. Упомянутое горстовое погребенное поднятие зафиксировано впервые геофизическими исследованиями.

Севернее Ширакского прогиба расположен Нижнеахурянский прогиб. Сложен отложениями, составляющими средний подъярус верхнеальпийского структурного яруса. В основании разреза, слагающего этот прогиб, залегают красноцветные молассовые отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена. На них налегают дислоцированные молассоидные песчано-глинистые отложения средневерхнего миоцена, которые в свою очередь перекрываются недислоцированными лавовыми покровами верхнего плиоцена и антропогена. Нижнеахурянский прогиб является одним из структурных элементов Арагатской котловины и расположен в северо-западной ее части. Миоценовые отложения прогиба дислоцированы средней интенсивностью и собраны в ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок запад-северо-западного простирання.

К северо-западу от Волчьих ворот расположен Садаракский прогиб. Фундамент прогиба сложен интенсивно-дислоцированными отложениями Варисийского структурного яруса. Чехол представлен красноцветными молассовыми образованиями верхнего олигоцена, нижнего миоцена и песчано-глинистыми и карбонатными породами среднего и верхнего миоцена. Поднятие «Волчьих ворот» сложено интенсивно дислоцированными палеозойскими отложениями, которые составляют ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок.

К юго-востоку от Волчьих ворот расположен Нахичеванский прогиб, занимающий большую площадь. По Ш. А. Азизбекову, Нахичеванский

прогиб представляет собой крупную наложенную мульдугу, сложенную отложениями верхнего олигоцена и миоцена.

В формировании подземных вод описанные выше структуры большого значения не имеют, так как они сложены, главным образом, осадочными слабопроницаемыми породами. Незначительное количество формирующейся в них подземной воды разгружается в виде маломощных сезонных родников, остальная—подземным путем разгружается в межгорных впадинах.

Дизъюнктивные структуры

В большинстве районов Армении разрывные нарушения играют большую роль в формировании и динамике подземных вод. Подземные воды, приуроченные к тектоническим трещинам, обычно минерализованы.

Необходимо отметить, что тектонические трещины и генетически связанные с ними минеральные воды еще слабо изучены. Асламян А. Т. и Габриелян А. А. довольно подробно останавливаются на этих вопросах в своих работах. По их мнению, на территории Армении выделяются три главные зоны разрывных нарушений:

I. Зона Севанского разлома протягивается вдоль офиолитового пояса Антикавказа.

II. Зона Анкаван-Сюникского разлома—от Цахкуняцкого хребта до южного Сюника.

III. Зона Ереванского глубинного разлома протягивается по северо-восточной периферии Араратской котловины.

Северо-западная часть Севанского разлома разветвляется на два параллельно расположенных разлома, отдаленных друг от друга на 4—10 км с западным направлением. Севанский разлом имеет северо-западно-восточное направление и проходит севернее Гюнейского и Севанского хребтов.

Почти параллельно Севанскому протягивается с северо-запада на юго-восток Анкаван-Сюникский тектонический разлом. В пределах Ширакского хребта направление изменяется на запад. К этому разлому приурочены многочисленные выходы минеральных источников—Анкаванские, Севанские, Джермукские и др. Кроме того, с ним связаны Анкаванские и Южносюникские рудоносные районы.

Ереванский разлом проходит по Паракар-Енгиджинскому погребенному горстовому поднятию. К северу продолжение этого разлома не установлено, но, по всей вероятности, он погребен под лавами г. Арагац. К югу также не установлено его продолжение. Описываемый разлом параллелен юго-восточной части Анкаван-Сюникского разлома. Помимо перечисленных зон разломов на территории Армении зафиксирован ряд других зон, протянутых в разных направлениях. В западной части северной Армении, на Гукасянском и Джавахетском хребтах развита узкая полоса дизъюнктивной дислокации. К югу от нее в Верхнеахурянской котловине небольшой протяженностью юго-запад-восточного направления выступает вторая зона дизъюнктивного нарушения.

Третья зона проходит параллельно Памбакскому хребту к северо-востоку от него, в северо-запад-юго-восточном направлении.

Четвертая зона дугообразно проходит по южному склону Ширакского и по юго-западному склону Памбакского хребтов.

Пятая зона проходит через Цахкуняцкий хребет, а шестая пересекает пятую в юго-восточных пределах хребта и переходит по южному склону его в западно-восточном направлении, а к востоку доходит до Анкаван-Сюникского разлома.

Седьмая зона протягивается южнее гор Артени и Арагац и севернее Ереванского прогиба, пересекая северную часть Гегамского хребта.

Восьмая зона тянется параллельно последней через центральную часть Ереванского прогиба и пересекается Анкаван-Сюникским разломом.

Девятая зона погребена в Араратской равнине. Она протягивается от южной границы Ереванского прогиба до водораздельных линий Гегамского хребта.

Последние три нарушения пересекают Ереванский разлом. На Гегамском хребте зафиксированы три полосы дизъюнктивной дислокации. Они отдалены друг от друга почти равномерно и протянуты в одном направлении: северо-северо-запад-юго-юго-восточном, простираются вдоль хребта и пересекаются Анкаван-Сюникским разломом.

Первый проходит по оси Гегамского хребта, второй—по северо-восточному склону и третий—по северо-восточному подножью. Упомянутые полосы дизъюнктивной дислокации выражены взбросами и сдвигами.

С тектоническими дислокациями и тектоническими разломами сопряжено проявление молодого вулканизма в Армении, что соответствует тектоническим фазам альпийского эрогенеза.

Неоген-антропогенный период—расцвет периода вулканизма Антикавказа, в котором сформировалось Армянское вулканическое нагорье. Господствующая часть подземных пресных вод Армении приурочена к нему.

В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Рельеф Армянской ССР представляет собой сложное сочетание складчатых, складчато-глыбовых горных систем М. Кавказа, вулканических плато-платогорий Центрального нагорья и крупных межгорных депрессий.

В Армянской ССР развиты в основном следующие генетические типы рельефа:

1. Структурно-денудационный или рельеф первичной тектоники—структурно-тектонический тип, включающий в себя интенсивно складчатые, пологоскладчатые, складчато-глыбовые, разбитые сбросами горные сооружения, развитые в основном в складчатых цепях Кавказа.

2. Эрозионно-денудационный или скульптурный тип, образованный под активным воздействием процессов ледниковой экзарации, континентальной денудации и глубинной эрозии на различной структурно-литологической основе М. Кавказа и частично вулканического нагорья.

3. Вулканический и тектоно-вулканический тип включает в себя лавовые плато-платогорья, приподнятые тектоническими движениями массивы центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

4. Аккумулятивный тип рельефа равнин, развитого в крупных межгорных депрессиях, выполненных озерно-аллювиальными и флювиогляциальными, в основном антропогенными отложениями—Среднеараксинская впадина.

Согласно существующей схеме геоморфологического районирования (по Н. В. Думитрашко), Армянская ССР (рис. 2) разделяется на следующие области:

1. Область хребтов Малого Кавказа.
2. Область южных хребтов Армянской ССР.
3. Область Армянского вулканического нагорья.
4. Область Среднеараксинской впадины.

которые создали современный сложный рельеф территории Армении.

1. Область хребтов Малого Кавказа

К этой области относятся две подобласти:

а) внутренние хребты и впадины Малого Кавказа и б) внешние хребты Малого Кавказа.

Подобласть внутренних хребтов и впадин Малого Кавказа охватывает районы: Ширакский, Базумский, Памбакский, Цахкуняцкий, Халабский, Арегунийский хребты с подрайонами: Красносельской впадиной и Арегунийским хребтом, Севанский, Восточносеванский хребты, Лорийская, Ширакская котловины, подрайоны (левобережье и Правобережье р. Ахурян, долина р. Ахурян), Памбакская долина (подрайоны: Западный, Сараартский, Среднепамбакская впадина, Восточный), Севанская котловина (подрайоны: западные склоны, прибрежные равнины и низкогорья, дно озера Севан); б) внешние хребты Малого Кавказа, районы: Иджеванский и Мургузский хребты.

2. Область—южные хребты Армянской ССР

Южные хребты Армянской ССР разделяются на две подобласти: а) Урц-Айоцзорская, б) Зангезурская.

Подобласть Урц-Айоцзорская охватывает Урц-Ераносский район (подрайоны: Вохчабердский, Ераносский, Дагнакский и Урцский хребты; котловины Шагапская и Чанахчинская, Советашенское и Суренаванское плато; Арпинский: Айоцзорский хребет, Текасарский массив, вулканический массив Вайоц-сар (Даликтапа), Среднеарпинская котловина.

Подобласть Зангезурская включает в себя следующие районы: Мегри-Баргушатский (подрайоны: Баргушатский, Мегринский, Хуступкатарский хребты, Кафанская котловина), Зангезурский (подрайоны: Северо-Зангезурский и Южно-Зангезурский), Воротанская котловина.

3. Область Армянского вулканического нагорья

Разделяется на две подобласти:

а. Ахалкалакское вулканическое нагорье.

б. Вулканическое нагорье Армянской ССР.

а. Подобласть Ахалкалакского вулканического нагорья разделяется на следующие районы: Джавахетский, Гукасянский, Чалдырский хребты и Верхнеахурянскую котловину.

б. Подобласть вулканического нагорья охватывает районы массива горы Арагац, Гегамское, Вардениское, Сюникское нагорья с подрайонами: вершинные зоны, привершинные плато, склоны и подножья.

4. Область—Среднеараксинская впадина

Эта область представлена лишь Араратской котловиной с подрайонами: предгорная наклонная равнина, наклонная террасовая равнина.

Как и во всем природном комплексе Армении, геоморфологические особенности подвержены закону вертикальной зональности. Все горные массивы разделяются на четыре геоморфологические зоны.

1. вершинную экзарационную зону;

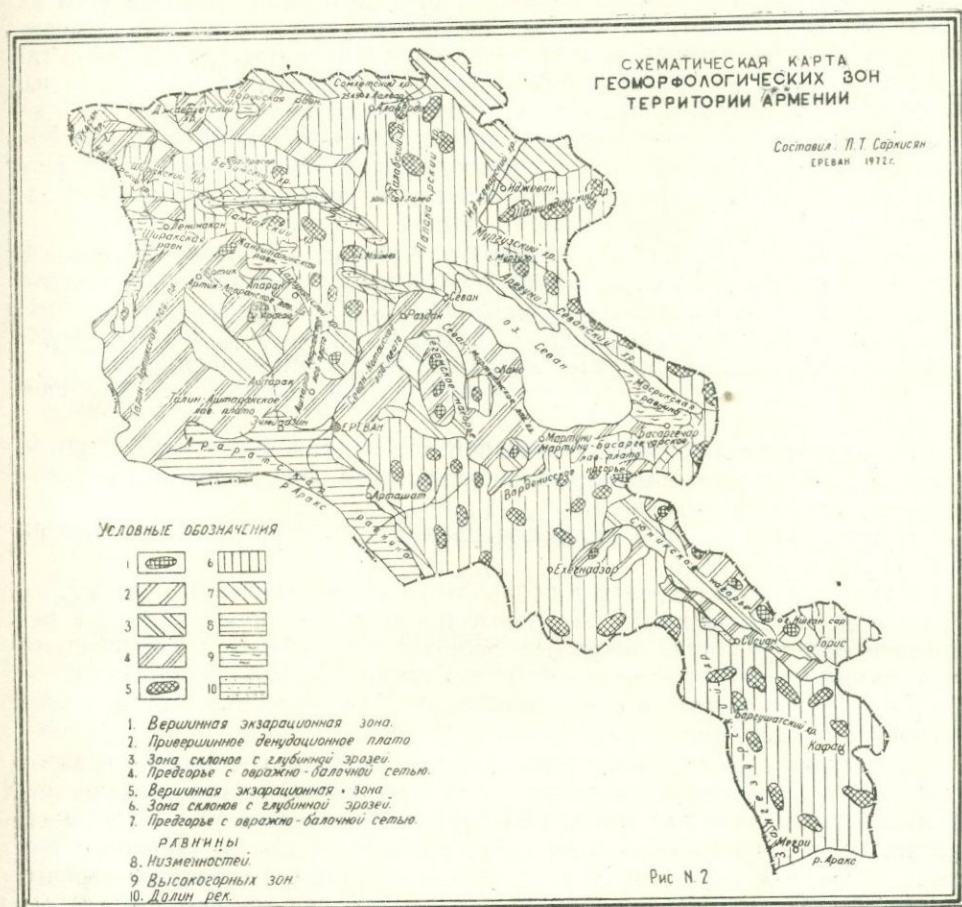
2. привершинную денудационную зону;

3. зону склонов с преобладающей глубинной эрозией;

4. предгорную зону с широко развитой сетью оврагов.

Для вулканического нагорья характерен резкий переход одной зоны в другую, что особенно заметно у вулканов, сложенных сравнительно кислыми лавами (г. Арагац). Лавы основного типа создают более пологий рельеф, а лавы кислого или среднекислого типа создают крутой рельеф. Поверхность их часто холмистая.

1. Вершинная область. На плоских привершинных плато вулканических массивов (гора Арагац, Гукасянский, Джавахетский, Гегамский хребты, Варденисское и Сюникское нагорья) выделяются отдельные вершины, в основном представленные шлаковыми конусами. Вершинная об-



ласть г. Арагац представлена четырьмя отдельными вершинами. Находящийся между ними кратер открыт в сторону р. Геговит. Вершины являются эрозионными остатками краев кратера. Самая высокая из них северная с абсолютной отметкой 4095 м. Высота западной вершины—4013 м, южной—3904 м и восточной—3880 м; они сложены андезито-дацитами, долеритовыми базальтами. Вулканические конусы остальных вышеперечисленных вулканических массивов часто сохраняют кратеры. Многие кратеры сохранились на привершинных плато Гегамского хребта. Все вулканические вершины имеют крутое падение, во многих случаях выше 30° . Следовательно, большая часть атмосферных осадков вершинных областей расходуется на поверхностный сток.

Вершинная область складчатых хребтов (Памбакский, Ширакский, Базумский, Ахумский, Севанский, Зангезурский и др.) фрагментарно выступают на водоразделах в виде скалистых гребней высотой до 2500—3500 м. Склоны их крутые и подвергнуты рессвяюрмскому оледенению и интенсивному механическому выветриванию.

2. Привершинное плато. Ледниковой эрозии и денудации подверглись и привершинные плато вулканических массивов, представляющие ровные плоскости, окружающие вершинную область. В результате деятельности ледников на привершинных плато образовались ледниковые цирки в виде амфитеатров, которые сохранились до сих пор. Склоны их сложены обломками разрушенных коренных горных пород (андезиты, андезиты-дациты, дациты, андезиты-базальты и базальты). Ледники оставили после себя на привершинных плато боковые и конечные морены, выпахали свое ложе, отполировали поверхность подстилающих их горных пород, придав на некоторых участках характерную поверхность бараньих лбов. На обнажениях скальных пород отчетливо видны глубокие борозды, шрамы и штрихи, указывающие направление движения ледников.

После ледниковой эпохи произошел процесс изменения созданных гляциальных форм. Под действием морозного выветривания ускорилось разрушение коренных пород, превратившихся в громадные осыпи остроугольных камней, образовавших каменные моря и глыбы камней, зачастую непроходимых, называемых местными жителями «чингилями».

На привершинных плато расположено множество озер, большей частью ледниковых.

Во многих местах наблюдается переход ледниковых каров и трогов в речные долины, которые в зависимости от рельефа иногда образуют высокие, отвесные ригели.

Привершинные плато являются главной областью питания горных рек.

Горноскладчатые хребты в основном не имеют привершинных плато. Однако здесь наблюдаются отдельные площадки, образовавшиеся в результате выветривания, покрытые делювиальными и пролювиальными отложениями и зачастую изрезанные долинами рек. На складчатых хребтах почти не сохранились следы оледенений, по-видимому, стертых эрозионными процессами.

3. Склоны сложены многочисленными лавовыми потоками и изрезаны речными долинами и ущельями временных потоков. По внешнему виду склоны вулканических массивов отличаются в своей верхней и нижней частях. В верхней части склоны несут на себе следы ледниковой обработки: поверхность сглажена, встречаются боковые и конечные морены. В нижней части склоны приобретают холмистый рельеф, где резко выделяются потоки лав.

Склоны складчатых хребтов сильно расчленены эрозией и имеют эрозионно-денудационно-структурный рельеф. В результате эрозий образовались долины, овраги и ущелья.

Поверхность склонов часто имеет крутое падение порядка 30° , особенно вблизи водоразделов. Местами сохранились следы оледенения, представленные боковыми или конечными моренами и каменными россыпями.

4. Предгорья. У вулканических массивов обычно склоны резко переходят к предгорью.

Подножья вулканических массивов в основном представляют андезиты-базальтовые и андезиты-дацитовые плато с уклоном $0,5-5^\circ$. Поверхность их обычно слабо расчленена и покрыта элювиально-делювиальными отложениями либо туфами.

Лавовые плато: Апаран-Аштаракское, Талин-Агаракское, Артик-Талинское, Раздано-Котайкское, Сюникское и др. характеризуются бугристым (холмистым) рельефом.

На участках переходов склонов к подножью встречаются конусы выносов временных потоков. Рельеф лавовых плато изрезан неглубокими

ущельями. Вследствие сильной водопроницаемости широко распространенных «чингилей» подножья не подверглись воздействию эрозионных процессов.

Предгорья вулканических массивов являются вмещителем огромного количества подземных вод.

Предгорья горноскладчатых хребтов имеют небольшое площадное распространение. Здесь переход склонов к подножью плавный. Поверхность их в основном изрезана неглубокими долинами и ущельями, покрыта элювиальными и делювиальными отложениями.

Кроме горно-складчатых хребтов и вулканических массивов, большое место на территории Армении занимают крупные долины рек, котловины, равнины. Наиболее крупными долинами являются в северной Армении долины рек Дзорагет, Памбак и крупные долины их притоков.

В центральной Армении выделяются долины рек Раздан, Касак, Аракс и их притоков. В северной Армении следует отметить долину притока реки Раздан—долину реки Мармарик. Из левобережных притоков реки Аракс известны долины рек Азат, Веди и Мегри.

В южной части Армении наиболее крупными являются долины рек Арпи и Воротан. В горных районах обычно долины имеют большое падение и, то суживаясь, то расширяясь, изменяются от V-образной до U-образной формы. В широких долинах образуются равнины, богатые подземными водами. Например, в верховьях р. Памбак—Налбандская равнина.

Из крупных котловин известны Лорийская, Верхнеахурянская, Ширакская, Араратская, Севанская и Воротанская. Все они играют большую роль в формировании подземных вод. В межгорных равнинах накапливаются и разгружаются подземные воды. Дно котловин заполнено вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами разного возраста, благодаря которым образовались межгорные равнины, расположенные на разных гипсометрических отметках от 825 м до 2000 м. Рельеф равнин пологий. Иногда выступают конусы выноса временных потоков. Средний уклон поверхности не превышает 5°. Самой крупной является Араратская равнина, сложенная в основном озерными, озерно-речными и речными отложениями. Общее падение зафиксировано с северо-запада на юго-восток. В гидрогеологическом отношении отличается от остальных равнин своей водообильностью.

5. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

А. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В настоящем разделе нами рассматриваются основные вопросы, характеризующие условия формирования подземных вод территории Армении, распределения их в зависимости от характера сочетания геологического строения, геоморфологических особенностей и климатических условий, а также характеристика водоносности слагающих территорию пород.

По условиям формирования режима подземных вод территория Армении нами разделяется на гидрогеологические области, районы и зоны, соответственно вертикальной зональности всего природного комплекса территории Армении. На этой основе произведено районирование (таблица 1).

Районирование территории Армении по условиям формирования подземных вод

Области	Районы	Зоны
а) Подземные воды горных областей	1. Подземные воды вулканических нагорий	а) подземные воды вершинных зон
		б) подземные воды привершинных плато
		в) подземные воды склонов
		г) подземные воды подножий и лавовых плато
	2. Подземные воды складчатых хребтов	а) подземные воды вершинных зон
		б) подземные воды склонов
		в) подземные воды подножий
б) Подземные воды равнин	1. Подземные воды межгорных равнин	
	2. Подземные воды крупных долин рек	

1. Подземные воды горных областей

Подземные воды горных областей разделяются на:

- 1) подземные воды вулканических нагорий и
- 2) подземные воды горно-складчатых хребтов.

В основу такого подразделения положены различающие эти территории признаки—геолого-структурные, литолого-петрографические, геоморфологические и климатические.

1. Подземные воды вулканических нагорий. Армянское вулканическое нагорье представляет собой высоко приподнятую горную область, сложенную третичными и четвертичными лавовыми потоками и покровами, сплошным чехлом, покрывающими древний эрозионный рельеф, являющийся главной артерией для продвижения и накопления подземных вод.

Сочетание структурно-литологического строения и метеорологических факторов благоприятствует формированию большого количества подземной воды на вулканическом нагорье.

Холодный горный климат нагорных тундр, распространенный на высотных отметках (1500—4095 м), обуславливает выпадение обильных жидких и твердых атмосферных осадков (от 500 до 1000 мм), являющихся основным источником питания и формирования подземных вод.

Талые воды вечных снегов, сохраняющиеся в понижениях высокогорных областей вулканических массивов, а также снег, заполняющий пустоты и межглыбовые пространства «чингилей», распространенных на привершинном плато и склонах, регулируют питание водоносных горизонтов.

Значительная часть выпадающих на вулканическом нагорье атмосферных осадков вследствие сильной водопроницаемости лавовых пород, проникает вглубь, питая нижележащие водоносные горизонты, либо, концентрируясь в погребенных руслах, выходит на различных гипсометрических отметках, обычно на участках выклинивания лавовых потоков и покровов на поверхности современного рельефа в виде родников различной мощности. Подземная вода, не вскрытая эрозией, поступает подземным путем на питание напорных и грунтовых вод межгорных впадин (Арагатской, Ширакской, Мазринской и др.).

Водоносные комплексы Армянского вулканического нагорья представлены базальтами, андезитами, дацитами, андезито-базальтами и андезито-дацитами.

Распределение естественных выходов подземных вод на вулканическом нагорье утверждает, что общего регионального водоносного горизонта и водоупора во всей вулканической толще не существует. Водоносные горизонты приурочены к отдельным лавовым потокам и покровам. Как установлено исследованиями, 80% подземных вод Армянской ССР формируется в эффузивных породах, слагающих вулканические нагорья.

Региональным водоупорным субстратом для Армянского вулканического сооружения служат осадочные толщи разного возраста. Наиболее широкое распространение на территории Армении имеют осадочные породы эоцена—песчаники, конгломераты, туфо-конгломераты, мергели, ракушечники, глины и др., на которые несогласно налегают лавовые породы водоносных комплексов.

Все породы различны по степени водопроницаемости и водоупорности. Для вулканического нагорья характерно наличие обожженных и уплотненных слоев элювио-делювиальных отложений, залегающих между лавовыми потоками, так называемые «литомарге», которые служат водоупором и играют большую роль в формировании подземных вод нагорья.

«Литомарге» и наличие в общей вулканической водоносной толще отдельных горизонтов с относительно меньшей водопроницаемостью (которые служат водоупором) обуславливают выходы подземных вод на различных гипсометрических отметках в виде родников.

Условия выходов родников различны, вследствие чего все изучаемые родники можно разделить на четыре группы:

1. Родники, для которых водоносной и водоупорной служит одна и та же порода с различной степенью трещиноватости. В этом случае верхняя часть породы сильно трещиноватая, а нижняя, более уплотненная, служит водоупором.

2. Родники выходят из контакта однотипных лавовых потоков. Верхний поток представляет водоносный горизонт, а нижний, обожженный и уплотненный в верхней своей части, является водоупором.

3. Выходы родников приурочены к контакту двух различных лавовых потоков, из коих верхний—водоносный, нижний—водоупорный. Зачастую для этого типа родников водоупором могут служить «литомарге».

4. Родники приурочены к контакту лавовых и осадочных пород, причем лавовые породы—водоносный горизонт, а осадочные—водоупорный.

Из вышеуказанного следует, что родники вулканического нагорья не имеют общего водосборного бассейна, а питание получают на отдельных участках в зависимости от водопроницаемости слагающих пород, обуславливающих различную степень их водоносности.

На изучаемых вулканических хребтах и массивах соответственно геоморфологической зональности (рис. 2) можно выделить четыре водоносные зоны, concentрично расположенные друг на друге.

Вследствие указанного, фильтрующиеся атмосферные осадки свободно проникают по трещинам пород из вышележащих зон в нижележащие.

Благодаря разнообразию природных условий водоносные зоны отличаются по степени водообильности.

В первой водоносной зоне развиты шлаковые конусы и отдельные возвышенности с острыми вершинами, сложенные андезито-базальтами, базальтами, андезитами и андезито-дацитами.

Выпадающие здесь атмосферные осадки—около 900 мм в год вследствие крутизны рельефа в основном составляют поверхностный сток (примерно 70%), а остальная часть идет на испарение и фильтрацию.

Отсюда следует, что в формировании подземных вод первая водоносная зона участия не принимает и является зоной сильного водообмена. Все фильтрующиеся воды дренируются в виде сезонных родников, действующих 2—3 месяца в году, и практического значения не имеют.

Вторая водоносная зона включает в себя привершинные плато нагорья, сложенные лавовыми породами третичного или четвертичного возраста, большей частью покрытые флювиогляциальными отложениями.

Привершинные плато вулканических массивов характеризуются пологим, слабо расчлененным рельефом с отчетливо сохранившимися следами ледниковой деятельности, которой подверглись привершинные плато в ресс-вюрмскую эпоху. Вследствие денудационной деятельности ледников и эрозийных процессов привершинные плато являются водосборными бассейнами высокогорных рек.

Процесс изменения гляциальных форм ускорил разрушение коренных пород, превратившихся в осыпи остросереберных камней, так называемых «чингилей», образовавших на значительных площадях непроходимые каменные моря, способствующие формированию подземных вод второй водоносной зоны.

Холодный горный климат, характерный для выеот привершинных областей, осадки (700—900 мм), незначительное испарение (в среднем 20%) и пологость рельефа уменьшают количество воды, питающей поверхностные потоки (примерно на 15%) и способствуют накоплению и сохранению на привершинных плато большого количества снега, наполняя межглыбовые пространства и пустоты «чингилей», в течение года служат неиссякаемым источником питания подземных вод.

Помимо «чингилей», высокие инфильтрационные свойства почвенного покрова привершинных плато способствуют поглощению жидких осадков, выпадающих после онеготаяния, вследствие чего на привершинных плато формируется большое количество подземных вод.

Отсутствие экранирующего водоупора и высокие фильтрационные свойства слагающих пород благоприятствуют проникновению атмосферных осадков в нижележащие водоносные горизонты, куда дренируются примерно 65% фильтрующихся вод. Привершинные плато являются слабо дренированными областями и зонами слабого водообмена. Здесь не имеется постоянно действующих мощных родников.

Весной из насыщенных грунтовой водой ледниковых, делювиальных, флювиогляциальных отложений, являющихся для второй зоны водоносным горизонтом при высоком стоянии уровня в пределах привершинных плато, выходят родники обычно группами: Члканские, Кызыллагамские, Аргичские, Чивилинские и др.

Дебит отдельных выходов достигает свыше 50 л/сек. К концу лета дебит их резко понижается, а осенью и зимой значительная часть их иссякает.

В период максимального расхода к родниковым подмешива-

ются и талые воды, вследствие чего расход отдельных групп родников возрастает и достигает 500—1000 л/сек.

Наиболее типичными являются Члканские родники, по своему генезису относящиеся к IV типу родников, для которых водоносными породами служат флювиогляциальные отложения мощностью около 15 м и трещиноватые андезиты-дациты и андезиты-базальты. Водоупором служат «литомарге».

Максимальный дебит Члканских родников зафиксирован в летние месяцы (VI—VII). В этот период суммарный дебит их достигает 400 л/сек.

Минимальный дебит почти у всех родников наступает в зимние месяцы (I—II) и доходит до 50 л/сек.

Из-за того, что водосборный бассейн Члканских родников не занимает значительной площади, а водоносный горизонт сложен сильно водопроницаемыми породами и залегает на небольшой глубине от земной поверхности, то резкое колебание дебита обусловлено воздействием талых вод, подмешивающихся к родниковым непосредственно у выходов.

Родниковые воды привершинных плато дают начало и питают в верховьях реки Армянского вулканического нагорья с круглогодичным сроком действия (Ахурян, Манташ, Касах, Азат, Аргичи, Гезалдара, Геговит, В. Арпачай, Воротан, Мегри и др.).

Характерно для привершинных плато наличие значительного количества озер площадью от 10 м² до 1 км², образовавшихся в результате ледниковой деятельности и эрозионных процессов. Наиболее крупными из них являются Бакугёл, Карагёл, Лессингёл (на привершинном плато г. Арагац), Канлыгёл, Казигёл—на Гегамском хребте. Все они в какой-то степени участвуют в питании водоносных горизонтов.

Третья водоносная зона охватывает склоны вулканических нагорий с резко расчлененным рельефом.

Выпадающие в пределах склонов атмосферные осадки (500—700 мм) распределяются несколько иначе, чем на привершинных плато. Благодаря крутизне рельефа значительная часть выпадающих на склоне осадков составляет поверхностный сток. По расчетным данным, в пределах абсолютных высот третьей водоносной зоны испаряется около 30% выпадающих осадков и лишь незначительная часть поступает на питание водоносных горизонтов. Благодаря транзиту подземных вод из вышележащих водоносных зон на склонах формируется большое количество подземной воды.

Формирующиеся в пределах третьей водоносной зоны подземные воды лишь частично выходят на дневную поверхность и, продвигаясь по трещинам и контактам лавовых пород, выходят главным образом в виде постоянно действующих родников на участках резкого перехода склонов в предгорье из обрывов лавовых потоков, пересекающих водоносные горизонты в долинах рек, ущельях, оврагах.

К более высоким гипсометрическим отметкам приурочены малодобитные родники. Более мощные родники с дебитом до 200 л/сек расположены на высотах, граничащих с четвертой водоносной зоной.

Наибольшее количество выходов подземных вод зафиксировано в пределах третьей водоносной зоны массива г. Арагац, главным образом на южном и западном склонах.

Четвертая, водоносная зона охватывает подножья Армянского вулканического нагорья. Область подножий включает: Гукасян-Амасийское, Лорийское, М. Богутлинское, Октемберянское, Апаран-Кучакское, Севан-Егвардское лавовые плато и район бессточного бассейна восточного

склона Гегамского хребта, Мартуни-Басаргечарское, Сюникское лавовые плато.

Рельеф подножий относительно пологий. Глубокие ущелья и овраги зоны склонов в четвертой зоне постепенно суживаются, сглаживаются и переходят в равнины.

Поверхность лавовых потоков и покровов покрыта слоем продуктов выветривания, мощность которых на отдельных участках превышает 10 м. Эти отложения являются благоприятной средой фильтрации выпадающих атмосферных осадков, среднегодовое количество которых в четвертой водоносной зоне равно 400—500 мм, благодаря чему в водоносные горизонты фильтруется значительное количество воды. Кроме этого, четвертая водоносная зона представляет собой обширную область аккумуляции подземной воды, поступающей транзитом из вышележащих водоносных зон.

Водоносные горизонты четвертой зоны самые водообильные и являются неисчерпаемым источником питания мощных родников, выходящих в эрозионных разрезах рек и из обрывов лавовых потоков и покровов.

Водосодержащие породы четвертой водоносной зоны представлены третичными и четвертичными андезито-базальтами, андезито-дацитами, дацитами и базальтами.

Соответственно лавовым потокам водоносные горизонты залегают в основном поэтажно. Водоупором служат «литомарге», залегающие между лавовыми потоками.

В качестве региональных водоупоров зачастую выступают третичные породы осадочной толщи, представленные в основном песчаниками, глинами и мергелями.

Четвертая, водоносная, зона является районом сильной дренированности и зоной сильного водообмена.

Все мощные родники указанной зоны территориально распределены неравномерно, что зависит от распространения и условий залегания водоносных пород. Как, например, подножье Гегамского хребта богаче выходами подземных вод, чем другие вулканические массивы, что объясняется величиной площади областей питания и распространением лав четвертичного возраста.

Однако, некоторые участки вулканических массивов четвертой зоны лишены выходов подземных вод. Следует указать на так называемый «бессточный бассейн», расположенный на восточном склоне Гегамского хребта. Этот участок сложен верхнечетвертичными андезито-базальтами, обладающими высокими фильтрационными свойствами, благодаря чему преобладающая часть атмосферных осадков проникает вглубь, поверхностный сток незначителен, и рельеф не подвержен воздействию эрозионных процессов. Подземная вода, формирующаяся в пределах «бессточного бассейна», не выходит на дневную поверхность, а по палеорельефу поступает в оз. Севан и дренируется в ущелье р. Раздан в виде родников.

Несмотря на то, что в четвертой водоносной зоне дренируется посредством естественных выходов значительное количество подземных вод, формирующихся на привершинном плато, склонах и в самой четвертой зоне, однако все они являются областями транзита для питания мощных водоносных горизонтов межгорных равнин.

2. Подземные воды горноскладчатых хребтов. Подземные воды горноскладчатых хребтов в основном приурочены к осадочным и вулканогенно-осадочным породам.

В противоположность вулканическим нагорьям горноскладчатые хребты скудны подземными водами.

Горноскладчатые хребты сложены слабо водопроницаемыми, либо водоупорными породами. Ввиду сильной расчлененности рельефа выпадающие атмосферные осадки (500—800 мм) расходуются большей частью на поверхностный сток, испарение и лишь около 10% фильтруется вглубь. Здесь не имеется выдержанных водоносных горизонтов. Этим обстоятельством и объясняется водообильность в весенний сезон рр. Памбак, Дзорагет, В. Арпачай, Мегри и др.

На складчатых хребтах выделяются три водоносные зоны, так как здесь привершинные плато отсутствуют.

Подземные воды инфильтруются в чехле рыхлообломочных отложений, представленных элювием и делювием и не образуют постоянных водоносных горизонтов, вследствие чего в периоды интенсивной фильтрации из рыхлообломочных отложений выходят малodeбитные родники сезонного характера.

Первая водоносная зона—вершины складчатых хребтов занимают небольшую площадь с крутым падением рельефа, поэтому выпадающие осадки в формировании подземных вод участия не принимают. Первая водоносная зона является районом сильной дренированности, где выходят незначительное количество малodeбитных сезонных родников со сроком действия 1—2 месяца.

Вторая водоносная зона охватывает склоны. Это также район сильной дренированности, изрезанный сетью долин рек и эрозионных ущелий, где из обнажений контактов коренных пород и рыхло-обломочных отложений выходят малodeбитные сезонные родники, действующие 3—4 месяца в году, после чего иссякают.

Подножье занимает небольшую площадь и на отдельных участках склоны переходят непосредственно в долины и овраги.

Подземные воды, формирующиеся на склонах, не всегда разгружаются в подножьях, как это характерно для лавовых плато вулканических массивов, а продвигаются подземным путем, разгружаясь в водоносные горизонты межгорных равнин и долин рек.

Незначительное количество более мощных родников приурочено либо к трещиноватым известнякам, либо к разрушенным древним вулканическим породам.

II. Подземные воды равнин

По условиям формирования подземные воды равнин разделяются на две группы:

- а) подземные воды межгорных равнин;
- б) подземные воды долин рек.

а. Подземные воды межгорных равнин. Подземные воды межгорных равнин приурочены, главным образом, к озерным и озерно-речным отложениям и обычно носят напорный характер. Кроме напорных вод к аллювиально-пролювиальным и элювио-делювиальным отложениям приурочены грунтовые воды Араратской, Ширакской и Масрикской межгорных равнин.

С гидрогеологической точки зрения равнины представляют собой артезианские бассейны, в которых аккумулируются подземные воды, поступающие из окружающих равнины гор.

Питание водоносных горизонтов и транспортировка их происходит тремя путями:

- 1) через лавовые потоки третичного и четвертичного возраста, по

трещинам которых вода продвигается как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях—от области питания к области разгрузки;

2) через четвертичные подрусловые осадочные отложения, главным образом, современную речную сеть;

3) через погребенную древнюю речную сеть.

Для всего комплекса водоносных пород равнин региональным водопором служат третичные породы, представленные глинами, песчаниками.

Водосодержащими являются породы озерно-речного комплекса и лавовые породы, слагающие равнины.

По данным буровых скважин за последние годы установлены в Арагатской, Ширакской и Масрикской равнинах три водоносных горизонта (сверху вниз):

1) горизонт грунтовых вод, заключенный в аллювиально-пролювиально-делювиальных отложениях;

2) напорный водоносный горизонт песчаных отложений озерно-речного комплекса и

3) второй напорный горизонт, приуроченный к андезито-базальтовым лавам.

Выделенные в пределах упомянутых равнин водоносные горизонты, благодаря наличию гидрогеологических «окон» и фациальному замещению одних пород другими, образуют единую гидравлическую систему.

б. Подземные воды долин рек приурочены в основном к речным отложениям и частично носят напорный характер. Источником питания являются речные воды.

Б. ВОДООБИЛЬНОСТЬ ПОРОД

Породы, слагающие территорию Армении, обладают различной степенью водопроницаемости, обусловленной пористостью и трещиноватостью.

По водопроницаемости породы изучаемых водоносных комплексов разделяются на:

1) сильно водопроницаемые;

2) слабо водопроницаемые;

3) водоупорные.

За основной критерий при оценке степени водообильности пород каждого гидрогеологического комплекса принят дебит вод родников, приуроченных к данному комплексу или при отсутствии родникового стока—количество воды, поступающей через водозаборы в единицу времени.

По фактическим данным основных параметров—суммарного дебита родников и площади областей питания подсчитан модуль родникового стока по формуле:

$$M = \frac{\Sigma Q}{F}$$

где M—модуль родникового стока;

Q—суммарный дебит родников;

F—площадь области питания.

Пользуясь полученными результатами, определялись ориентировочные пределы водообильности пород:

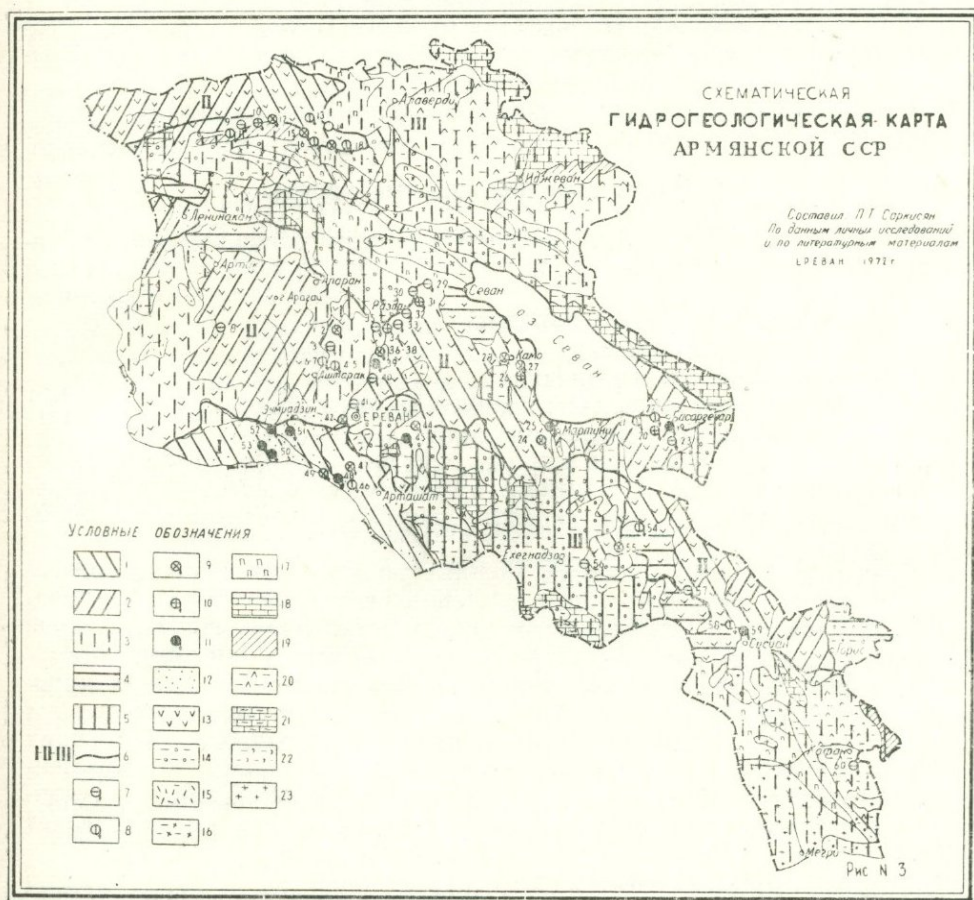
1. Сильно водообильные породы (модуль родникового стока более 5 л/сек с 1 кв. км).

2. Водообильные породы (модуль родникового стока от 1 до 5,0 л/сек с 1 кв. км).

3. Слабо водообильные (модуль родникового стока менее 1,0 л/сек с 1 кв. км).

Для общего представления о степени водообильности пород, участвующих в формировании подземных вод, прилагается гидрогеологическая карта, составленная на основе фоновых значений дебитов родников и модуля подземного стока (рис. 3).

Характеристика водообильности водоносных пород и естественной разгрузки их посредством родников нами приводится ниже.



Условные обозначения к рис. 3.

1. Сильно водообильные породы.
2. Водообильные породы.
3. Слабо водообильные породы.
4. Породы с неустановленной степенью подземной разгрузки.
5. Практически безводные породы.
6. Границы гидрогеологических районов.
7. Группа родников с дебитом от 100 до 200 л/сек.
8. Группа родников с дебитом от 200 до 400 л/сек.
9. Группа родников с дебитом от 400 до 700 л/сек.
10. Группа родников с дебитом от 700 до 1000 л/сек.
11. Группа родников с дебитом более 1000 л/сек.
12. Озерно-речные отложения.
13. Андезиты, андезиты-дациты, дациты и др. (пост-плиоцен, плиоцен и олигоцен).
14. Туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, глины и др. (плиоцен, эоцен).
15. Обсидианы, липариты и др. (экструзии кислых пород плиоцена и миоцена).

16. Вулканогенная свита преимущественно кислые и щелочные эффузивы и их пирокласты (верхний эоцен).
17. Вулканогенные свиты преимущественно порфириты и их пирокласты (эоцен).
18. Известняки, мергели, глины, песчаники, конгломераты, туфобрекчии, туфоконгломераты и др. (верхний мел).
19. Глины, песчаники, известняки, вулканогенные образования (нижний мел).
20. Различные вулканогенные осадочные образования (юра).
21. Известняки, мергели, песчано-глинистые отложения (триас).
22. Песчаники, кварцы, глинистые сланцы, известняки (средний—верхний палеоген).
23. Кислые щелочные и основные интрузивные породы (олигоцен, эоцен).

1. Сильно водопроницаемые породы

Сильно водопроницаемые породы по степени водообильности подразделяются на следующие группы:

- а) сильно водообильные породы;
- б) водообильные породы;
- в) слабо водообильные породы;
- г) породы с неустановленной степенью разгрузки подземных вод;
- д) практически безводные породы.

а) Сильно водообильные породы. Сильно водообильными являются эффузивные породы Армянского вулканического нагорья, представленные андезито-базальтами, андезито-дацитами, андезитами, базальтами и др.

К ним приурочены наиболее мощные родники, являющиеся основным источником питьевого водоснабжения республики. Почти все родники каптированы и используются для водоснабжения. На территории Армении указанные породы распределены следующим образом:

1. Андезито-базальтовые и андезито-дацитовые лавы имеют широкое распространение на горе Арагац. Средний модуль родникового стока составляет 8,4 л/сек. Из наиболее мощных групп родников, выходящих на склонах и подножье массива горы Арагац, выделяются: Кармрашенская, Апаранская, Кучакская, Сагмосаванская, Карпинская и Базмапюрская группы родников. Средний суммарный расход их составляет 2720 л/сек.

2. Андезито-базальтовые и долеритовые лавы распространены на Джавахетском хребте. Средний модуль родникового стока 7,2 л/сек.

В пределах Джавахетского хребта разгружаются Казанчинские, Сепасарские, Зуйкахпюрские, Гукасянские, Калининские, Саратовские, Новосельцевские, Аксютинские, Агаракские и другие группы родников. Средний суммарный расход равен 3773 л/сек.

3. Андезито-базальтовые лавы Гегамского нагорья распространены как на восточном, так и на западном склонах.

На восточном склоне подземные воды андезито-базальтов поступают в значительной мере транзитом с юго-восточного склона и привершинного плато. Здесь разгружается значительное количество подземной воды в виде Личских, Саруханских, Ацаратских и других родников.

Лавы западного склона (Севан-Котайкское плато) распространены вдоль левого берега р. Раздан на участке между городами Севан и Ереван. Модуль родникового стока 10,5 л/сек с 1 кв. км. К указанным лавам приурочены крупные группы родников, обеспечивающие водоснабжение гор. Еревана (Карасунахпюрские, Арзнинские, Акунские, Гюмушские, Арзаканские, Авазанские, Гохтгарнийские, Солакские, Канакерские, Ереванские и др.). Средний суммарный расход их равен 15950 л/сек.

4. Андезито-базальтовые лавы горы Армаган протягиваются в северном направлении по палеорельефу, наклоненному к озеру Севан. Модуль родникового стока 8,1 л/сек с 1 кв. км.

Формирующиеся здесь в благоприятных условиях подземные воды разгружаются из указанных лав в верховьях р. Цаккар в виде групп одноименных родников. Средний суммарный расход 650 л/сек.

5. Андезито-базальтовые лавы Вardenissкого нагорья верхне- и среднечетвертичного возраста по степени водообильности не одинаковы. Первые распространены в восточной части северного склона Вardenissкого хребта. Вследствие благоприятствующих гидрогеологических условий, обеспечивающих накопление подземной воды, к потокам андезито-базальтовых лав приурочены Акунские, Ярпузлинские, Карчахпюрские родники.

К среднечетвертичным сильно водообильным андезитов-базальтовым лавам, распространенным на северном склоне, приурочены Чахрлинские родники. Модуль родникового стока 16,6 л/сек с 1 кв. км. Средний суммарный расход 3026 л/сек.

6. Сильно водообильными породами являются андезито-базальтовые лавы Сюникского нагорья, широко распространенные на левобережье р. Воротан, где из обрывов лав выходят несколько групп родников: Базарчайские, Ангехакотские, Шакинские, Вагудинские, Воротанские, Урутские, Малишские, Гергерские, Джермукские и др.

Модуль родникового стока равен 5,1 л/сек с 1 кв. км. Средний суммарный расход 4834 л/сек.

7. Озерно-речные отложения Араратской равнины. Наиболее водообильным на территории Армении является комплекс озерно-речных отложений и погребенных эффузивных пород, к которым приурочены напорные водоносные горизонты, разгружающиеся как искусственным путем посредством многочисленных фонтанирующих буровых скважин, так и естественным путем в виде родников, приуроченных к лавовым породам вершинных плато и склонов, окружающих равнину: горы Арагац, Гегамского нагорья и Армянского горного хребта.

На территории Араратской равнины выходят: Зейвинские, Кулибеклинские, Айгерличские, Учкерпинские, Б. Капуйтличские и М. Капуйтличские родники и река Севджур. Средний суммарный расход 43 м³/сек.

б) Водобильные породы. Водообильные породы широко распространены на привершинных плато вулканических сооружений Армении (г. Арагац, Гукасянский и Джавахетский хребты, Гегамское, Вardenissкое и Сюникское нагорья).

Обилие выпадающих атмосферных осадков (600—900 мм) и пологий рельеф благоприятствуют формированию подземных вод. Однако благодаря сильной водопроницаемости пород, слагающих привершинные плато, особенно на участках распространения «чингилей» и отсутствию экранирующего водоупора инфильтрующиеся воды не накапливаются, а, проникая в более глубокие горизонты, формируют подземные потоки, которые как бы транзитом перемещаются в нижерасположенные водоносные зоны, являясь их постоянным источником питания.

Породы привершинных плато бывают сильно водообильными лишь в периоды интенсивной фильтрации и при повышении уровня водоносного горизонта разгружаются в виде родников разной мощности. С понижением уровня родники либо иссякают, либо уменьшают свой дебит, а следовательно, и понижается степень водообильности пород.

Родники выходят в основном в верховьях рек из обрывов лавовых потоков, флювиогляциальных отложений, либо из «чингилей».

Действующие родники характеризуются резким изменением дебита, колебание достигает 80—90 %, а модуль родникового стока не превышает 2,5 л/сек.

Водообильными породами являются также аллювиальные и озерно-речные отложения Араратской, Масрикской равнин и долины р. Памбак, содержащие напорные грунтовые воды.

в) **Слабо водообильные породы.** К такому типу водообильности относятся андезито-базальтовые лавы гор Менаксар, Гутанасар, Арандлер и Егвардское плато, где модуль родникового стока 0,25—0,5 л/сек.

г) **Породы с неустановленной степенью разгрузки.** К таким породам относятся андезито-базальтовые лавы, широко распространенные в «бессточном бассейне» восточного склона Гегамского нагорья, озерно-речные отложения Ширакской равнины и аллювиально-пролювиальные отложения Лорийской равнины.

Андезито-базальтовые лавы «бессточного бассейна» протягиваются от восточного склона к озеру Севан, где они погребены под озерными отложениями.

Несмотря на то, что здесь имеются предпосылки для формирования подземных вод (значительного количества выпадающих атмосферных осадков—500 мм, небольшое испарение—150 мм, интенсивная трещиноватость лав) в лавах не образуется постоянного водоносного горизонта. Поэтому на всей площади «бессточного бассейна» не зафиксированы выходы подземной воды.

По-видимому, подземные воды «бессточного бассейна» разгружаются под озером Севан, либо сосредоточенным потоком по палеоруслу р. Раздан сток направлен к югу.

В Ширакской равнине нагорный водоносный горизонт залегает на озерных отложениях, представленных песками, галькой и галечниками.

В пределах Ширакской равнины разгрузка нагорных подземных вод не происходит. Предполагается, что подземные потоки сдвигаются по синклинали, прогибающейся до Араратской равнины. Место разгрузки не установлено.

Также не определено место полной разгрузки водоносного горизонта грунтовых вод, приуроченных к аллювиально-пролювиально-делювиальным отложениям, распространенным главным образом в центральной части равнины.

В обнажениях озерных отложений грунтовые воды частично разгружаются в виде постоянно действующих родников.

В пределах Лорийской равнины подземные воды не разгружаются естественным путем и, по предположению, проникают вглубь по трещинам долеритовых базальтов.

д) **Практически безводные породы** (конгломераты, глины, песчаники) распространены в районах, где отсутствуют благоприятные условия для формирования подземных вод. К таковым районам относятся горы М. и Б. Богутлу, Голгат и другие. Формирующиеся здесь подземные воды не разгружаются на площади распространения лав, а, по-видимому, проникают вглубь через подстилающие их сильно водопроницаемые андезито-базальтовые лавы, вследствие чего эти породы практически безводны.

2. Слабоводопроницаемые породы

Слабоводопроницаемые породы разделяются на:

а) слабоводообильные и

б) практически безводные породы.

Слабоводообильные породы широко распространены в районах горноскладчатых хребтов территории Армении.

Осадочные породы в основном покрыты чехлом продуктов выветривания.

При благоприятных условиях они бывают насыщены водой, разгружающейся в виде малодобитных сезоннодействующих родников с дебитом от 0,1 до 0,5 л/сек.

На склонах и подножьях горноскладчатых хребтов иногда встречаются родники с расходом от 5 до 25 л/сек, приуроченные либо к вулканогенным породам, либо к трещиноватым песчаникам, известнякам и мраморам.

Кроме осадочных пород слабопроницаемыми являются также вулканические туфы.

Практически безводные породы распространены в северной и южной Армении и представлены туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, порфиритами, древними слаботрещинистыми песчаниками.

3. Водоупорные породы

Водоупорные породы играют огромную роль в формировании подземных вод территории Армении.

Благодаря водоупорным породам образуются водоносные горизонты как напорные, так и ненапорные.

Условия залегания, величина напора водоносных горизонтов, направление движения подземных вод обусловлены водоупорными породами.

Для подземных вод Армении водоупорными являются глины, мергели, монолитные песчаники, порфириты, конгломераты, уплотненные туфогенные породы и другие осадочные породы разного возраста.

На вулканических массивах Армении между лавовыми потоками и покровами, налегающими друг на друга, обычно залегает «литомарге» — которые служат местным водоупором. Для сильно водопроницаемых пород водоупором служат и слабопроницаемые породы. Часто этим объясняется неполная разгрузка подземных вод, приуроченных к эффузивным породам.

ГЛАВА III

ЕСТЕСТВЕННЫЙ РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ЕГО ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Разнообразие геологического строения, геоморфологических особенностей и климатических условий обусловило особенности формирования подземных вод территории Армении, а также распределение и поведение их во времени и пространстве.

Необходимо отметить, что многочисленные природные процессы по-разному воздействуют на режим подземных вод и зачастую накладываются одновременно, поэтому разграничить степень влияния каждого из них при современных методах анализа весьма затруднительно. Однако, как показало изучение, основным режимообразующим фактором, оказывающим решающее воздействие на формирование режима подземных вод горных районов, являются климатические условия.

Атмосферные осадки играют главенствующую роль, и поведение их во времени определяет изменения количества и качества подземных вод в многолетнем разрезе, в течение года и внутри сезона. Температура воздуха, влажность, испарение и другие климатические агенты имеют, по сравнению с атмосферными осадками, меньший удельный вес и в совокупности определяют количество и сроки питания подземных вод, придавая их режиму характерные черты, свойственные тому или иному климатическому типу.

Вследствие вертикальной зональности всего природного комплекса (в том числе и распределения атмосферных осадков) режим подземных вод горных районов резко отличается от режима подземных вод равнин. На этом основании выделяются типы горного и равнинного режима подземных вод.

Учитывая это обстоятельство, режим подземных вод вулканических и складчатых хребтов рассматривался по четырем водоносным зонам.

Проведенными исследованиями в некоторой степени выявлены закономерности количественных и качественных изменений подземных вод, происходящих во времени и пространстве непрерывно, причем изменения количества наблюдаются довольно в широком диапазоне, а изменения качественного состава незначительны.

Наиболее изученными являются подземные воды Араратской равнины и массива горы Арагац, являющиеся классическим примером гидрогеологической связи для всех районов Армении. Здесь прослеживается последовательное сочетание процессов формирования, разгрузки и процессов, предопределяющих режим подземных вод, приуроченных к эффузивным потокам и покровам центрального вулканического нагорья и озерно-речным отложениям межгорных равнин. Поэтому в качестве примеров при анализе изменений режима подземных вод территории Армении приводятся характерные родники и артезианские скважины района горы Арагац и Араратской равнины, с наиболее продолжительными и

календарно совпадающими сроками наблюдений от 10 до 25 лет и характеризующие все многообразие изменений изученных элементов режима. В данной главе приводится анализ режима родникового стока (расхода), химического состава и температуры подземных вод.

А. РЕЖИМ РАСХОДА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

1. Режим родникового стока подземных вод вулканического нагорья

Многолетнее изучение режима родников подземных вод эффузивных пород Армении позволило проследить ход изменения расходов различных водоносных зон в месячном, сезонном, годовом и многолетнем разрезах.

Внутрисезонные (по месяцам) изменения дебита родников. Изменение расхода подземных вод в течение месяца является своеобразной характеристикой динамики режима подземного стока. У родников высокогорных областей, где широко распространены ледниковые отложения, фильтрация атмосферных осадков сразу сказывается на изменении дебита, что находит отражение в его интенсивном внутримесячном колебании. Благодаря сильной водопроницаемости пород области питания, ее близкому расположению от выходов родников и небольшой площади распространения водоносного горизонта даже в течение месяца можно наблюдать соответственно повышение и понижение расхода.

На склонах и в предгорных областях подземные воды приурочены к эффузивным породам (андезито-базальтовым, андезито-дацитовым лавам). Режим среднемесячных расходов родников становится более стабильным, что отражается в существовании длительных периодов повышенных и пониженных, по сравнению с нормой, расходов (рис. 4). При этом можно наблюдать своеобразный сезонный цикл колебаний дебита. Он заключается в том, что спад уровня, начавшийся осенью предшеств-

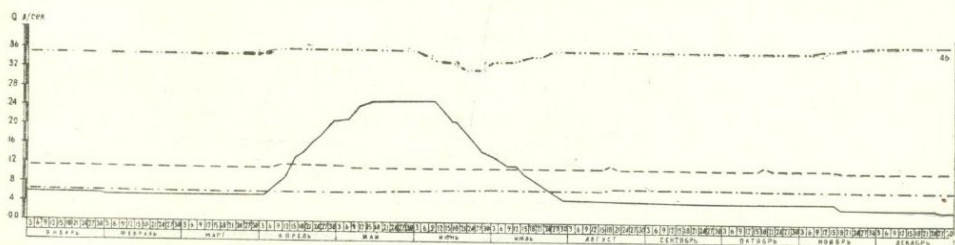


Рис. 4. Сезонные изменения дебита родников N 78.5 и 39 и 4б до 1968 г. по средним значениям

ующего года, после достижения минимума в зимне-предвесеннее время последующего года сменяется подъемом, в результате которого преимущественно летом формируется абсолютный в году максимум. Последний сменяется длительным периодом спада, в результате которого образуются минимальные дебиты поздней осенью и зимой, в зависимости от времени питания водоносных горизонтов.

Методически интересной и практически важной является закономерность многолетнего изменения различных среднемесячных дебитов родников.

Среднемесячные дебиты родников по зонам в многолетнем разрезе, очевидно, также изменяются с различной амплитудой и с какой-то асинхронностью, зависящей от условий формирования режима родников.

Для анализа многолетнего изменения среднемесячных дебитов рассмотрим, например, поведение родников третьей водоносной зоны по ме-

сяцам (рис. 5). Для сопоставимости все кривые построены в одном том же масштабе.

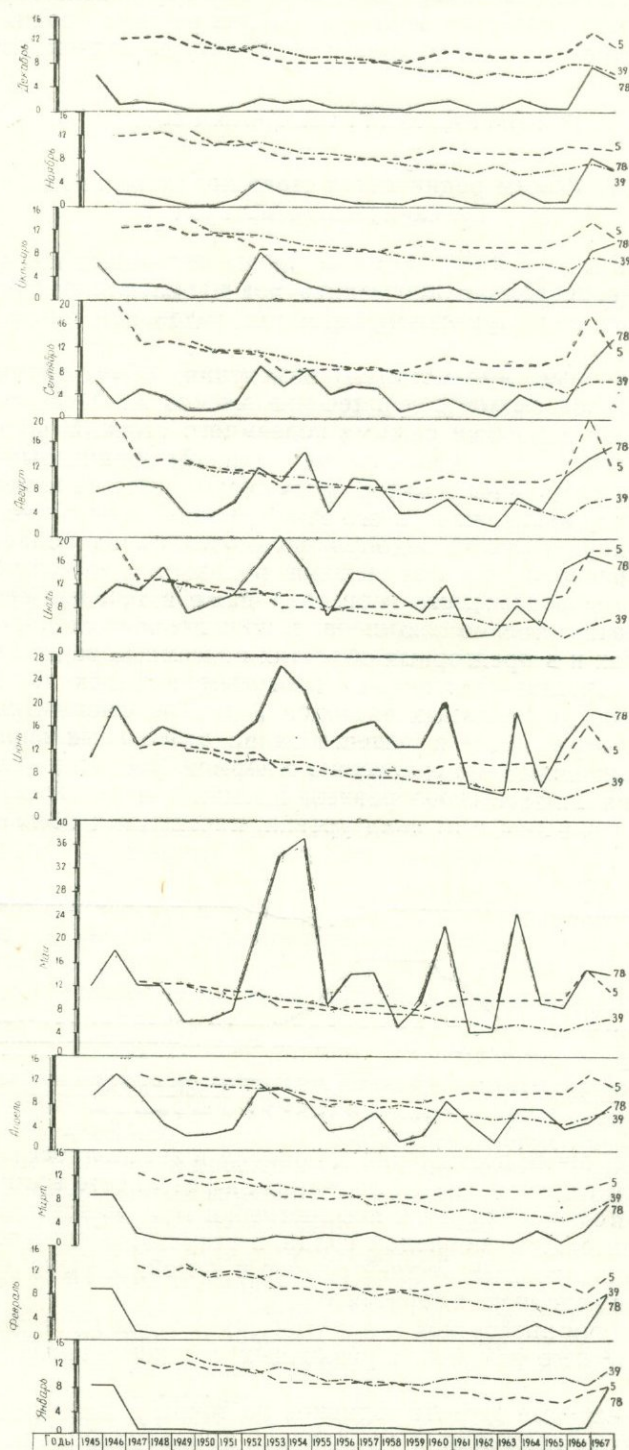


Рис. 5. Графики изменения среднесуточных дебитов речных Н.Н. 78, 5 и св. Н. 39 (за период 1945-1967 гг.)

За период наблюдений применительно к дебитам всех месяцев для большого количества родников прослеживается снижение дебитов, что особенно отчетливо проступает на интегральных кривых.

Визуальный анализ графиков дает возможность проследить за многолетней динамикой расходов родников, позволяет наметить периоды, когда расходы значительно выше или ниже многолетней нормы и, наконец, сделать выводы о цикличности изменений дебитов родников. Однако на фоне этого тренда синхронность в изменении дебитов родников в различные месяцы нарушается. Например, среднеянварские и среднефевральские расходы по роднику № 78 имеют три максимума соответственно в 1946, 1955 и 1964 гг. и три минимума—в 1951, 1959 и 1963 гг. На кривой изменения мартовских расходов можно наблюдать еще один максимум в 1957 г. Но уже, начиная с апреля, синхронность в многолетних изменениях последующих и предшествующих среднемесячных расходов значительно рассогласовывается. Многолетние вариации расходов становятся более динамичными и резкими. Увеличивается число максимумов и минимумов.

Так, на кривой апрельских дебитов максимумы фиксируются в 1946, 1952, 1957, 1960, 1963 гг.

Минимальные расходы наблюдались соответственно в 1949, 1955, 1958, 1962 и 1965 гг.

Примерно таким же режимом характеризуются дебиты мая, июня, июля, августа, сентября месяцев. Начиная с октября, многолетний режим дебитов снова переходит на другой тип изменения.

Таким образом, на основании вышеприведенного анализа можно сделать весьма важный вывод об отсутствии синхронности в многолетнем изменении дебитов родников и скважин применительно к различным сезонам года.

Так, например, осенне-зимний период характеризуется своими однородными условиями формирования многолетнего режима, что сказывается в наличии синхронности дебитов ноября, декабря, января, февраля месяцев. Весенне-летний период также имеет внутрисезонную синхронность колебаний дебитов.

Огромное значение при исследовании закономерностей внутри сезонного (в многолетнем аспекте) изменения режима родникового стока имеет анализ его динамичности, размаха колебаний.

Степень многолетнего варьирования дебитов является показателем стабильности питания подземных вод и должна являться важным показателем при планировании эксплуатации этих вод.

На рис. 6 приведены графики, характеризующие зависимость коэффициентов вариации родникового стока каждого месяца от приуроченности к тому или иному сезону по родникам №№ 78, 5 и скважинам №№ 46 и 39.

Из графика видно, что максимальной изменчивостью характеризуется родниковый сток мая и июня, наименьшей—декабря, января. Следовательно, для весенне-летних расходов требуется особая осторожность в выборе наиболее обеспеченных дебитов, а соответственно и более длительные фактические наблюдения.

При коротких рядах наблюдений многолетнюю динамику среднемесячных уровней можно характеризовать многолетней амплитудой среднемесячных расходов (рис. 7).

Такая внутрисезонная неравномерность многолетней динамики родникового стока, на первый взгляд, может быть объяснена аналогичными закономерностями, свойственными главнейшим режимообразующим фак-

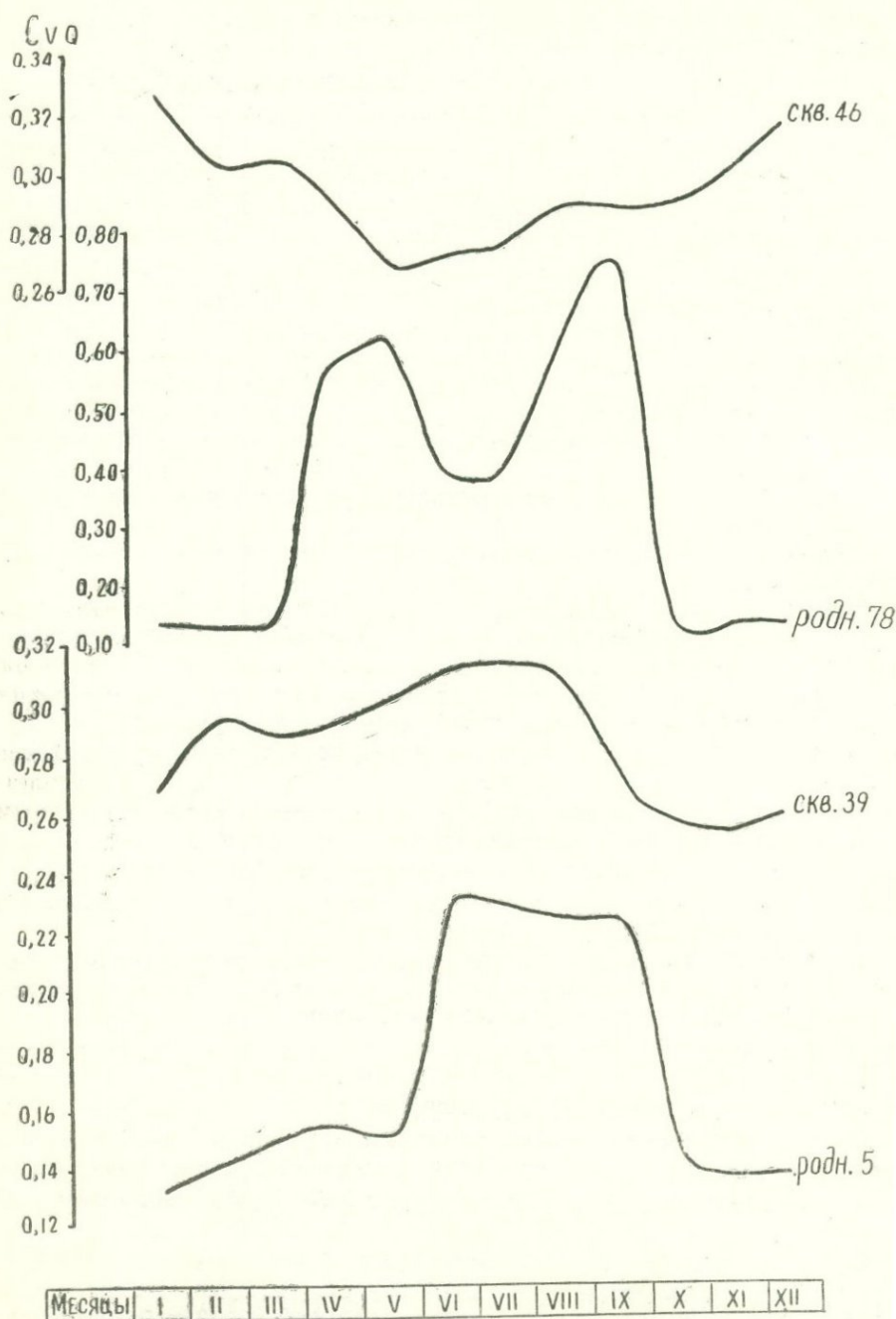


Рис. 6 Зависимость коэффициента вариации (C_v) средне-
 месячных дебитов родников 78, 5 и скв. 46 и 39 от
 приуроченности к различным сезонам.

А Осадки

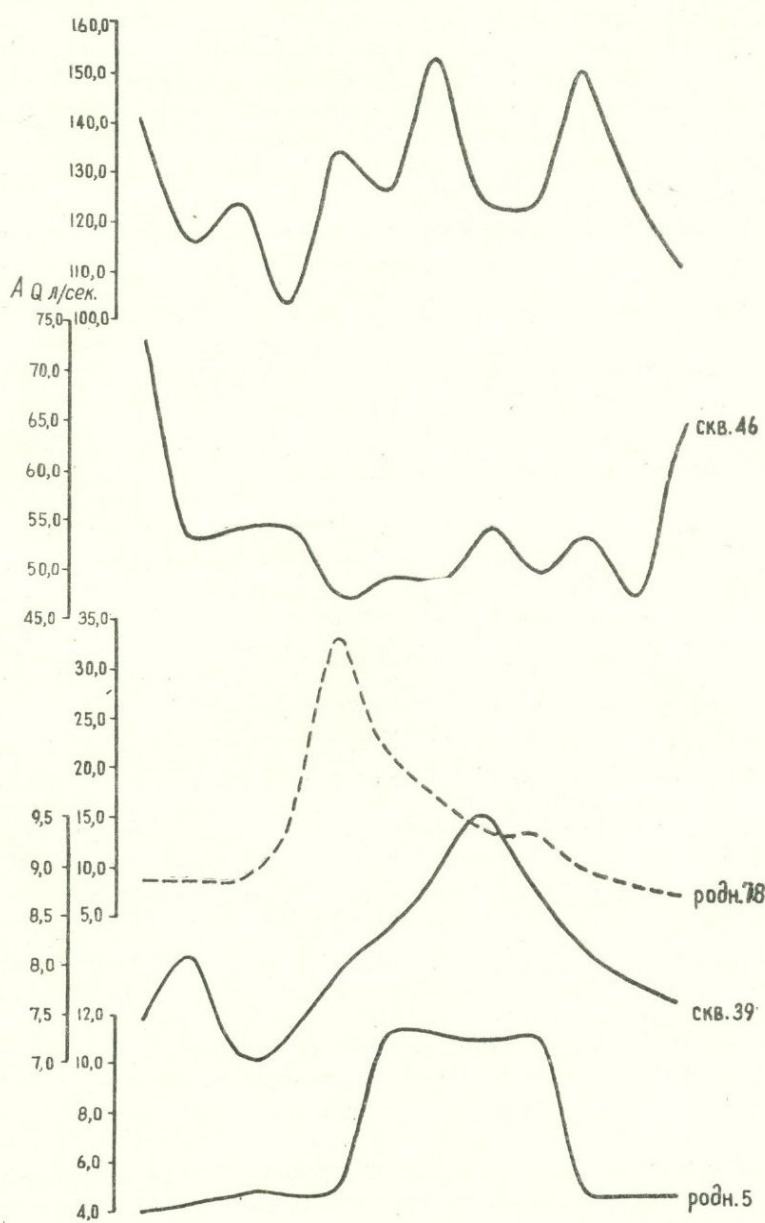


Рис. 7 Изменение многолетних амплитуд среднемесячных расходов Aq л/сек., многолетних амплитуд месячных сумм осадков по метеостанции Арагац в/г в зависимости от приуроченности к различным сезонам года.

торам. Так, на рис. 7 приведен график хронологического изменения многолетней амплитуды месячных сумм атмосферных осадков, вычисленных за период с 1947 по 1967 гг. Из рисунка видно, что эта кривая имеет более сложный характер, чем аналогичные кривые по родниковому стоку. В частности, например, наименьшая амплитуда наблюдается в апреле, а наиболее неустойчивыми в этом аспекте являются июль и октябрь. Следовательно, внутрисезонная многолетняя неравномерность имеет более сложный механизм формирования.

Физический смысл многолетней неравномерности весенне-летних дебитов родников и самоизливающихся скважин, по-видимому, объясняется еще и тем, что сроки наступления паводковых расходов (а они, как правило, приходятся на весну и лето) колеблются в значительных пределах. Поэтому, например, максимум в одном году наступает в мае, а в другие годы — апреле или июне. Такая неравномерность в сроках наступления максимальных расходов в сочетании с повышенными их значениями и является одной из причин, обуславливающих наибольшее значение коэффициента вариации майских расходов.

Родники четвертой водоносной зоны (предгорье) характеризуются плавным изменением дебитов каждого месяца. За весь многолетний период изучения с 1946 по 1968 гг. дебит родников претерпевал незначительные изменения. Амплитуда колебания в среднем составляет 20%.

Многолетние месячные кривые плавные и почти не отличаются от кривых годового изменения дебита. Анализ изменения дебитов родников всех зон в течение месяца показывает, что динамичность изменения понижается от области питания к области разгрузки.

Сезонные изменения дебитов. Характер поведения климатических факторов во времени находит свое отражение в режиме подземных вод, который в годовом разрезе проявляется четко выраженными периодами колебания уровня или расхода подземных вод: повышением, заканчивающимся образованием максимума и понижением, приводящим к годовому минимуму. Такой сезонный ритм является наиболее характерным для внутригодового режима подземных вод территории Армении.

Как правило, наступление каждого периода колебания расхода вод родников совпадает с определенным сезоном года, обусловленным периодичностью годового питания водоносных горизонтов.

В весенний сезон в основном происходит накопление подземных вод, вследствие чего увеличивается дебит родников, достигающий своего максимума весной и летом. Осенью дебит снижается и достигает минимума зимой.

Характерной особенностью кривых дебитов родников склонов и предгорья является их полная синхронность по сезонам года, независимо от величин дебита.

Весьма важным является установление положения основных характерных элементов режима в разные сезоны года и определение сроков их наступления, что очень существенно при выяснении вопросов возможности использования вод того или иного водоисточника в целях водоснабжения, главным образом применительно к родникам с резким изменением дебита (от 75 до 100%). На основе фактического материала изучения режима вод родников и артезианских скважин для наглядной иллюстрации указанной выше закономерности произведен статистический подсчет количества существования и приуроченности к тому или иному сезону элементов режима по 85 характерным родникам и 60 артезианским скважинам с наиболее длительными сроками наблюдений.

Результаты подсчетов приведены в таблицах 2 и 3. При составлении таблиц учитывалось количество зафиксированных повышений и понижений годовых максимумов и минимумов. Наступление этих элементов по сезонам года характеризует внутригодовые колебания расхода подземных вод, что отражается в существовании различной интенсивности спадов, подъемов, максимумов и минимумов.

Указанный годовой цикл является для территории Армении весьма устойчивым не только по площади, но и во времени. На рис. 8 приведены осредненные за весь период наблюдений графики сезонного изменения дебитов родников по некоторым характерным наблюдательным точкам. Из рисунка видно, что почти все кривые имеют синхронные очертания.

По данным подсчетов (табл. 2) период повышения расходов вод родников вулканических массивов наступает главным образом в весенний сезон, а период стояния максимума дебитов у большинства родников наступает в летние месяцы и вследствие его непродолжительности начало понижения дебитов в большинстве случаев приходится также на летний сезон.

Время, в течение которого происходит увеличение или уменьшение битов зависит от гипсометрии местности, рельефа, условий динамики подземных вод и др.

Следует отметить наличие определенных закономерностей в сроках наступления максимумов и минимумов дебитов, а также в величинах амплитуд колебаний. Применительно к родникам г. Арагац, расположенных во II, III и IV зонах, изучение режима которых ведется наиболее продолжительный период, указанные закономерности выражены в следующем:

1. У родников, расположенных во II зоне, периоды повышения дебитов отмечаются исключительно в весенний сезон (табл. 3). Это объясняется воздействием ряда факторов: неглубоким залеганием и незначительной мощностью водоносного горизонта, приближенностью и величиной области питания, сильной водопроницаемостью пород, слагающих область питания. Все эти факторы благоприятствуют проникновению атмосферных осадков и талых вод в водоносные зоны, что быстро сказывается на повышении дебита в весенний и летний сезоны.

2. Максимальные дебиты у родников II, III, IV зон, как правило, наступают летом.

3. У родников II и III водоносных зон г. Арагац периоды уменьшения дебитов в большинстве случаев отмечаются летом. Понижение дебитов вод родников IV водоносной зоны происходит преимущественно осенью.

4. У родников всех зон время наступления минимума дебитов в основном совпадает и приурочено к зимнему сезону.

5. Наступление периодов колебания расхода происходит синхронно по сезонам года.

Чередование подъемов и спадов, а также наступление максимумов и минимумов расходов родников Гегамского, Джавахетского, Варденисского хребтов и Сюникского нагорья аналогичны режиму родников г. Арагац.

Поведение колебания дебитов подземных вод горных районов по сезонам года во времени проявляются в следующем.

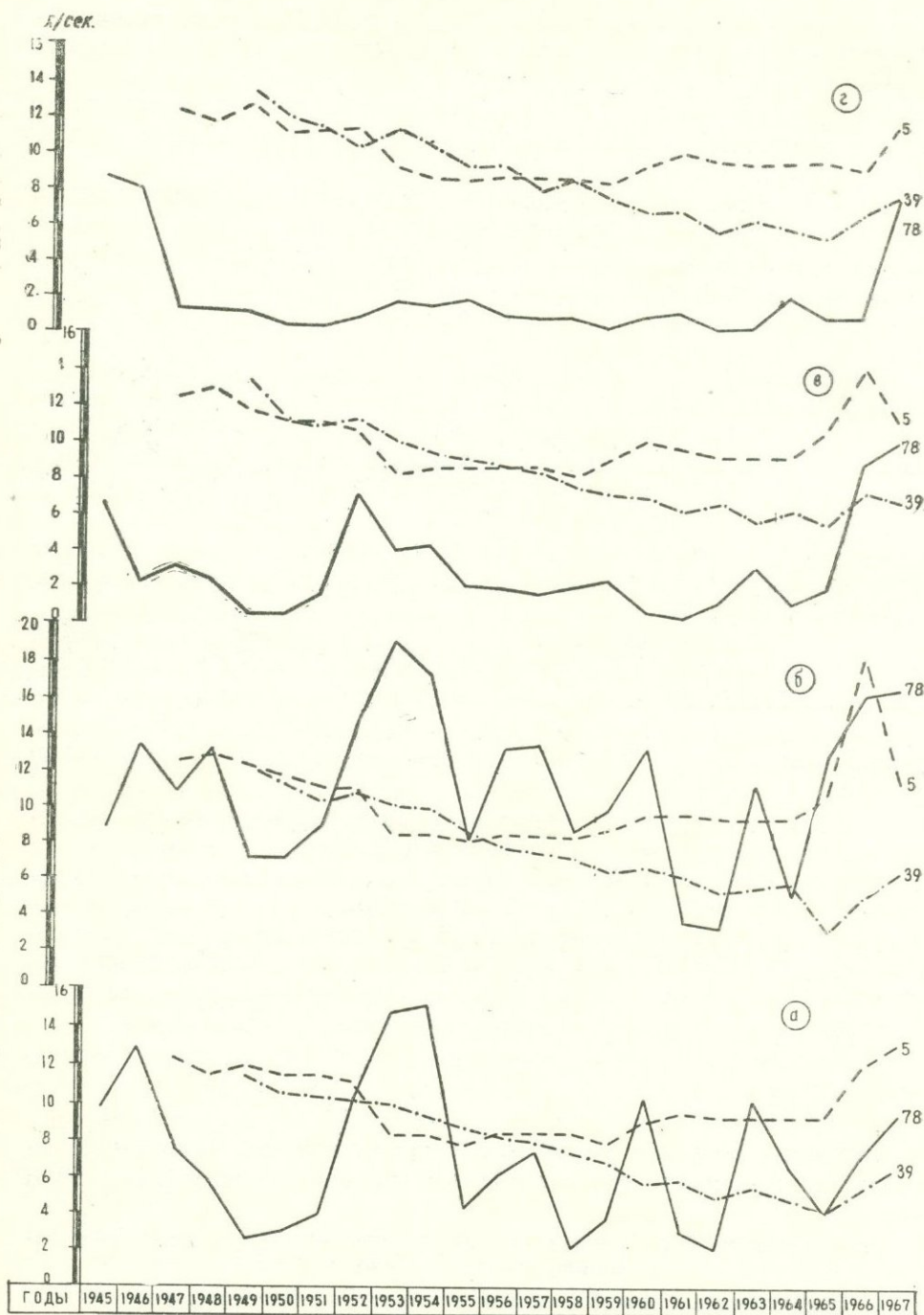


Таблица 2

Количество повторяемости периодов изменения дебитов родников II, III и IV водоносных зон по сезонам

№№ пп	Наименование периодов	Наименование районов	Колич. наблюд. точек	Сезоны года			
				весна	лето	осень	зима
1 Повышение		Гора Арагац	28	223	41	4	8
		Гегамский хребет	25	76	48	25	20
		Варденинский хребет	21	71	40	10	4
		Джавахетский хребет	11	37	5	5	2
		Сюникское нагорье	13	83	19	5	9
2 Максимум		г. Арагац	28	71	192	26	37
		Гегамский хребет	25	42	50	44	39
		Варденинский хребет	21	13	63	58	5
		Джавахетский хребет	11	11	22	17	4
		Сюникское нагорье	13	16	46	44	9
3 Понижение		г. Арагац	28	14	183	75	3
		Гегамский хребет	25	46	37	50	26
		Варденинский хребет	21	18	30	61	31
		Джавахетский хребет	11	4	21	13	5
		Сюникское нагорье	13	5	18	55	32
4 Минимум		г. Арагац	28	49	8	40	199
		Гегамский хребет	25	47	34	16	55
		Варденинский хребет	21	68	27	7	39
		Джавахетский хребет	11	13	6	12	24
		Сюникское нагорье	13	33	8	16	61

Таблица 3

Количество повторяемости периодов изменения дебитов родников II, III и IV водоносных зон г. Арагац по сезонам

№№ пп	Наименование периодов	Зоны	Колич. наблюд. точек	Сезоны года			
				весна	лето	осень	зима
1 Повышение		II	4	28	—	—	—
		III	10	165	15	4	8
		IV	27	107	45	9	15
2 Максимум		II	4	3	25	—	—
		III	10	56	156	4	20
		IV	27	18	68	64	27
3 Понижение		II	4	2	26	—	—
		III	10	11	153	24	1
		IV	27	6	22	86	34
4 Минимум		II	4	—	—	—	28
		III	10	25	3	32	136
		IV	27	57	13	24	86

Для подземных вод вулканических массивов период повышения дебитов наступает весной, максимума—летом, понижение—летом и осенью, а минимума—зимой.

Режим дебита родников по сезонам года в многолетнем разрезе также не остается стабильным.

Сравнивая кривые месячных и сезонных колебаний дебитов подземных вод склонов (родн. № 78) и предгорья (родн. № 5), можно видеть аналогичные изменения дебитов. Как в весенних, так и в летних дебитах имеются резкие изменения по годам (рис. 8). Осенью разница в дебитах уменьшается и в зимний сезон дебит изменяется в незначительных пределах, и кривая принимает пологий вид.

Кривые колебания дебита родника № 5 во все сезоны года выглядят одинаково и носят пологий характер. Амплитуда изменений дебитов по сезонам и в годовом разрезе незначительны и синхронны.

Анализ сезонных колебаний расходов родников горных районов позволил выяснить картину поведения подземных вод в тот или иной сезон года, что дает возможность прогнозировать положение периодов колебания расхода или уровня для неизученных горных районов территории Армянской ССР.

На основе вышеприведенных выводов и закономерностей можно прогнозировать время наступления периодов колебания дебитов вод того или иного водопункта по сезонам года, а также амплитуды колебания в годовом разрезе без стационарного изучения режима. Эти выводы являются очень важными для решения практических вопросов водоснабжения.

Родники первой водоносной зоны малodeбитны и в большинстве случаев действуют в году 3—4 месяца; амплитуда их колебания достигает 100%. Вследствие этого они не могут служить надежным источником водоснабжения. Воды таких родников пригодны для сезонного использования.

Дебиты постоянно действующих родников второй и третьей водоносных зон также имеют значительную амплитуду колебания (25—75%), вследствие чего их стационарное изучение является обязательным, особенно при их практическом использовании.

Постоянно действующие родники четвертой водоносной зоны и артезианские скважины межгорных равнин являются основными источниками питьевого и технического водоснабжения городов и сел Армении. Это обстоятельство, несмотря на устойчивость колебания дебита (1—25%), предъявляет особые требования стационарному изучению режима, что необходимо при подсчете эксплуатационных запасов и проектировании водозаборов.

Таким образом, установление закономерностей колебаний дебитов вод родников по сезонам года в многолетнем разрезе является весьма актуальным вопросом для правильного и рационального использования подземных вод горных районов и межгорных равнин.

Внутригодовые изменения расходов родников. Расход подземных вод по большинству наблюдаемых родников в течение года не остается стабильным, а непрерывно и неравномерно изменяется во времени.

Весьма важным при планировании мероприятий по использованию родникового стока является установление темпа изменения расхода. Известно, что в одних условиях градиент увеличения или уменьшения рас-

хода бывает высоким и поэтому родники достигают максимальных или минимальных в году расходов за короткое время. В других условиях нарастание или уменьшение дебитов происходит сравнительно медленно.

а. Период увеличения дебита наступает, как правило, одновременно с повышением уровня водоносного горизонта. Высокий темп изменения дебита имеют в основном родники вершинной области, привершинного плато и склонов, а плавным изменением характеризуются родники предгорий и межгорных равнин. Родники высокогорных областей изучаемых вулканических массивов и хребтов, близко расположенные от области питания, при наличии сильно водопроницаемых пород, небольшой мощности и величины водоносного горизонта, в годы с обильными осадками характеризуются резким повышением дебита в течение небольшого промежутка времени.

Родник № 56, действующий в году 7 месяцев, расположен по II водоносной зоне г. Арагац. Для него характерно резкое повышение дебита, наступающее как правило, в июне, и продолжающееся от 5 до 15 дней. Увеличение дебита завершается формированием годового максимума (рис. 9).

Резко изменяющимся дебитом характеризуется также большинство постоянно действующих родников восточного и западного склонов, охватывающих III водоносную зону.

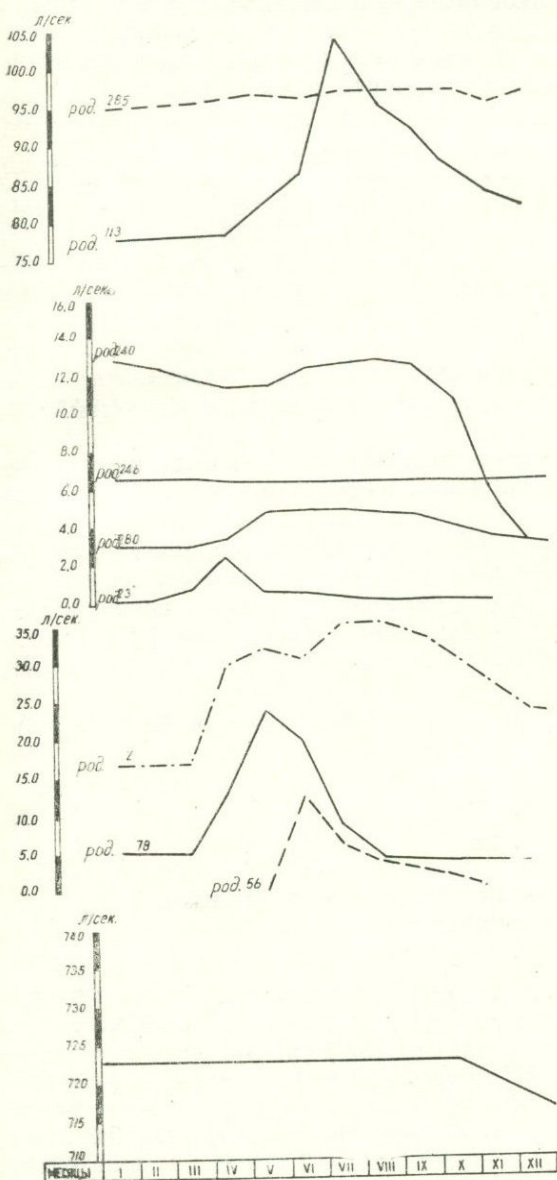


Рис. 9 Примеры внутри-годовых изменений дебитов некоторых характерных родников за 1968 г.

Так, например, у родника № 78 период повышения дебита продолжается от 2 до 7 месяцев, т. е. дольше, чем у родников II зоны, на которые быстрее сказывается влияние выпадающих в области питания атмосферных осадков.

Следует отметить, что у сезонно действующих родников тип повы-

шения дебита всегда резкий и не зависит от его гипсометрического месторасположения.

Родники IV водоносной зоны, отличающиеся высокой производительностью, приурочены к мощным водоносным горизонтам андезитобазальтовых лав. У этих родников область питания занимает значительную площадь, а выходы расположены на большом расстоянии от области питания. Вследствие этого родники имеют пологий тип повышения дебита несмотря на наличие сильно водопроницаемых пород.

Большие размеры площади питания, значительная мощность водоносного горизонта регулируют годовые расходы родников.

В качестве примера источников с плавным изменением дебитов рассмотрим характерные родники, расположенные в различных районах Армении. Родники № 1, № 113 на восточном и южном склонах массива г. Арагац, № 280 на южном склоне Джавахетского хребта, № 246—западном склоне Гегамского хребта. Дебиты этих родников, как видно из кривых (рис. 9), в годовом разрезе не претерпевают резких изменений.

Одновременно, в случаях небольшой площади области питания, встречаются родники с резким характером изменения дебита (№№ 23, 285).

Суждение о «резкости» изменения дебита родников становится более определенным, если будет найден способ ее количественной характеристики.

Для определения характера увеличения дебита родников на основе произведенных подсчетов по данным фактических материалов, предлагаются нижеследующие условные пределы: если среднее увеличение дебита за каждый месяц периода повышения (q) больше 10% минимального дебита, повышение можно считать резким, а если менее 10% минимума—плавным.

Степень «резкости» изменения дебитов определяется по следующему выражению:

$$q = \frac{(M-m)}{tm} \cdot 100 \quad (1)$$

где m —минимальный дебит, переходящий с прошлого года;

M —максимальный дебит данного года;

t —время повышения (в месяцах).

Для иллюстрации резкого и пологого повышения дебитов рассмотрим родники №№ 1 и 2, расположенные в с. Апаран. У родника № 1 в 1957 г. максимум дебита (M) составлял 732,0 л/сек, минимум (m)—673,0 л/сек, период повышения (t) продолжался 2 месяца. Среднемесячное повышение дебита (q) равно 4,4%. У родника № 2 в 1967 г. максимум дебита (M) составлял 19,7 л/сек, минимум дебита (m) 8,6 л/сек, продолжительность повышения (t) составляла 2,5 мес., следовательно, среднемесячное повышение дебита (q) будет 51,6%. Из этого следует, что режим родника № 1 характеризуется плавным, а режим родника № 2—резким изменением дебита в интервале времени t .

Интересно, что изучаемые родники Апаранской группы находятся в аналогичных гидрогеологических и климатических условиях, питаются из одного и того же водоносного горизонта, однако резко отличаются друг от друга по характеру изменения дебита. Объясняется это различием в гипсометрическом расположении указанных родников.

Родник № 2 расположен на 25 м выше родника № 1, в результате чего колебание уровня водоносного горизонта быстрее сказывается на

изменении дебита родника № 2, чем и вызывается его повышение или уменьшение. Бывают случаи, когда в течение года повышение дебита родника меняет свой характер от крутого до пологого и наоборот, что обусловлено изменениями в распределении атмосферных осадков в области питания.

Трансформация характера увеличения дебита может быть вызвана и другими причинами. Например, при неоднородном литологическом составе слагающих область питания пород, неравномерное распределение осадков может изменить вид увеличения дебита родников в один и тот же период, в зависимости от степени водопроницаемости отдельных литологических комплексов области питания и отдаленности их от выходов родников. Вследствие вышеуказанного увеличение дебитов бывает и резким и постепенным. Родник № 2 за 1959 г. имел сначала интенсивное увеличение дебита, затем постепенное. В режиме родника № 285 за 1962 г. первоначально имело место резкое возрастание дебита, затем менее интенсивное и наоборот. Такая же картина наблюдается и у целого ряда других родников.

Период продолжительности повышения уровня или увеличения дебита подземных вод зависит от продолжительности периода интенсивного питания водоносного горизонта. Для территории Армении такой период может продолжаться от 1 до 6 месяцев. Резкое повышение происходит зачастую скачкообразно в течение короткого промежутка времени. Пологое повышение протекает постепенно и продолжается длительное время. Наглядным примером является родник № 280 в с. Гукасян, у которого с июня по июль месяц 1962 г. наблюдалось повышение, после чего дебит уменьшился и стабилизировался до сентября месяца. Позднее наступление периода повышения может оказать влияние на сроки наступления и продолжительность остальных периодов. Бывают случаи, когда в результате запаздывания максимум расходов наступает только в следующем году, как это наблюдалось, например, у родника № 291.

б. Продолжительность периода максимального дебита. Период повышения дебита заканчивается образованием максимума, который может удержаться в течение того или иного промежутка времени. Период продолжительности максимума расхода зависит от сроков, в течение которых имеет место равенство питания и расходования водоносного горизонта.

Период существования максимума у большинства родников бывает кратковременным, от одного до нескольких дней, что видно на кривых большинства родников II и III водоносных зон, и особенно у родников с сезонным характером деятельности. Период максимума у постоянно действующих родников IV водоносной зоны, как правило, продолжается от 1 до 5 месяцев. У родника № 1 (рис. 10) период максимума продолжается несколько месяцев (в 1958 г. с июня по ноябрь, в 1960 г. с марта по сентябрь и т. д.). Продолжительность периода максимума обусловлена площадью области питания, мощностью водоносного горизонта и выпадающими атмосферными осадками, регулирующими устойчивость дебита в период максимума. От продолжительности описываемого периода зависит продолжительность и время наступления остальных периодов. При позднем наступлении периода понижения минимум может наблюдаться в следующем году. У того же родника № 1 период понижения длился до января 1959 г. и минимум 1958 г. целиком проявился в 1959 г.

Бывают случаи, когда период повышения дебита резко увеличива-

ется, либо уменьшается, что объясняется неурегулированностью питания водоносного горизонта.

Оба случая наглядно видим на примере родника № 2 за 1955 г. (рис. 10).

в. Период снижения дебита. Как правило, после того как дебит достиг своего максимального значения, в режиме родников наступает период спада. Этот спад, по данным многолетних наблюдений, также и подъем, бывает пологим и крутым. При этом наблюдается интересная закономерность, заключающаяся в том, что у родников, имеющих интенсивный подъем, следует ожидать и интенсивного спада. Эта закономерность иллюстрируется графиком связи интенсивности внутригодового повышения и снижения дебита родников (рис. 11). Период уменьшения дебита всех родников продолжительнее периода увеличения и обычно колеблется от 3 до 8 месяцев, что, по-видимому, объясняется более высокими водопроницаемыми свойствами пород, слагающими водосборный бассейн, низкой водоотдачей пород водоносного горизонта и длиной путей фильтрации. Резкий или пологий вид колебания дебита родников в период понижения регулируется колебанием уровня водоносного горизонта, определяя повышение либо понижение дебита и характер изменения.

Характер изменения дебита можно оценить по следующему выражению:

$$q_1 = \frac{(M - m_1) \cdot 100}{t_1 M} \quad (2)$$

где q_1 —среднемесячное понижение дебита вод родников в процентах;

M —максимальный в году дебит;

m_1 —минимальный дебит данного года;

t_1 —время, прошедшее от конца максимума до начала минимума (в месяцах).

При этом, если q_1 более 10% максимального дебита уменьшение считается резким, а если q_1 менее 10% уменьшение считается пологим.

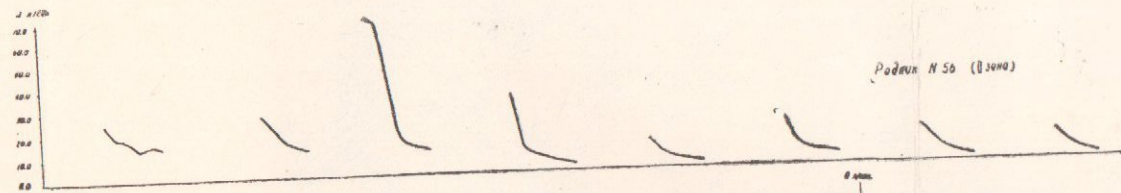
На кривой родника № 2 в 1966 г. максимальный дебит 19,9 л/сек наблюдался в августе, после чего дебит начал уменьшаться. Период уменьшения продолжался 5 месяцев—до марта 1967 г. и достиг минимума 7,7 л/сек. Подсчет по формуле показал, что тип уменьшения можно считать резким (12,3%). В этом же году максимальный дебит родника № 1—728 л/сек наступил в сентябре, минимальный дебит 726 л/сек в ноябре.

Процент понижения по приведенной формуле получается равным 0,14, следовательно, вид понижения будет пологий.

Как при повышении дебита родников, так и в период понижения иногда замечаются отклонения от закономерности. На кривой заметны кратковременные подъемы, спады, либо стабилизация изменения, выражающие колебания или равновесие дебита родников в результате изменения питания водоносного горизонта в период понижения. Такого рода нарушения говорят о прерывности и нестационарности питания водоносного горизонта.

Период понижения дебитов родников в зависимости от приуроченности к различным водоносным зонам протекает аналогично периоду повышения.

г. Период существования минимального в году дебита. Охарактеризованное выше снижение уровня подземных вод, как правило, заканчивается формированием минимального в году расхода родников. Этот минимум, как и следовало ожидать, обычно наступает в зимний период, когда питание водоносных горизонтов за счет поверхностной инфильт-



В м³/сут

100.0

50.0

0.0

В м³/сут

100.0

50.0

0.0

Родник N 113 (с Назреват)

Родник N 113

Родник N 70

В м³/сут

100.0

50.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

0.0

Рис. 10. Хронологический график изменения среднесуточных дебитов родников В, М, Ю водносылой кан. горы Аратац и расхода свалиты Араратской равнины за многолетие.

Интенсивность осенне-зимнего
снижения среднемесячных
расходов

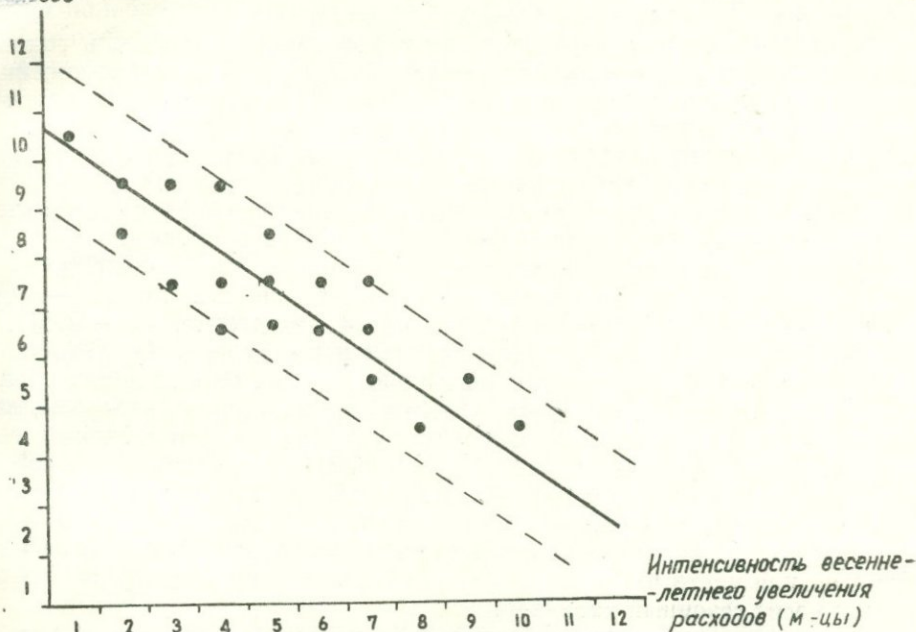


Рис. 11 Связь интенсивности увеличения весенне-летних расходов с интенсивностью осенне-зимнего снижения расходов по родникам NN 2, 41, 240.

рации уменьшается в несколько раз. Продолжительность стояния минимального дебита у родников постоянно действующих длится от нескольких дней до нескольких месяцев и зачастую может переходить на следующий год. У сезонно действующих родников период минимума фиксируется четко. В период минимума так же, как и в остальные периоды, иногда наблюдаются существенные отклонения. Так, если спад дебита носит затяжной характер, в засушливый год родник может иссякнуть. На это обстоятельство следует обратить серьезное внимание при решении вопросов практического использования родника.

Например, 1958 год на массиве г. Арагац был минимально сухим. Дебит большинства родников в 1959 г. существенно уменьшился, а сезонные родники не действовали вообще. Период понижения дебита родника № 1 в 1958 г. продолжался до января 1959 г., после чего наступил период роста дебита, длившийся до августа, который в свою очередь сменился периодом уменьшения. Интересно, что минимум расхода родника № 1 в 1958 г. явился максимумом для 1959 г. Кроме того, в 1959 г. родник не имел периода повышения и последующего максимума. Несомненно, что родники с небольшим расходом в случае отсутствия весеннего питания могут иссякнуть.

Таким образом, из вышенаписанного следует:

1. Показателем накопления запасов подземных вод являются периоды повышения дебитов, а в периоды понижения происходит сработка запасов подземных вод, что может привести к иссяканию родника в случае неблагоприятных климатических условий.

2. Продолжительность всех периодов хода изменения дебитов закономерно взаимосвязана, а именно: изменение продолжительности одно-

го из периодов соответственно влияет на срок продолжительности остальных. Изменения величин расходов по периодам также взаимосвязаны. От величин максимума и минимума зависит амплитуда годового колебания дебита родников, и чем больше разница между максимумом и минимумом, тем выше будет процент колебания.

Изменения дебита изучаемых родников горных районов в годовом разрезе происходит в широких пределах. У родников, расположенных на разных гипсометрических высотах, процент колебания изменяется от 1 до 100%. У сезонных и постоянно действующих родников с резкими колебаниями дебита амплитуда больше, чем у родников, характеризующихся плавным колебанием дебита.

Амплитуды этих изменений позволили определить степень варьирования дебита изучаемых родников и выделить четыре группы:

- I. Родники с высокой степенью изменения дебита (75—100%).
- II. Родники со значительной степенью изменения дебита (50—75%).
- III. Родники со средней степенью изменения дебита (25—50%).
- IV. Родники со слабой степенью изменения дебита (1—25%).

Характерно, что родники горных районов с высокой и значительной степенью изменения дебитов малodeбитные и приурочены к первой, второй и частично к третьей водоносным зонам. Родники со средней и слабой степенью изменения дебитов приурочены в основном к третьей и четвертой водоносным зонам и отличаются большими дебитами.

Родники зоны вершин относятся к первой группе.

Родники привершинной зоны относятся ко второй группе. Здесь незначительная часть родников действует в течение круглого года и в основном носит сезонный характер.

Средней степенью изменения дебита характеризуются родники III зоны. В этой зоне большинство родников постоянно действующие и лишь незначительная часть их сезонные.

В IV зоне преобладают родники со слабой степенью изменения дебита и здесь число сезонных родников весьма ограничено.

Из вышеизложенного видно, что изменения процента колебания дебита родников подчинено закону вертикальной зональности.

В период максимального питания вокруг главного выхода образуются мелкие выходы в виде многочисленных дериватов. Эти родники дериваты действуют сезонно. Такого типа родники характерны своим резким колебанием дебита. Обычно дериваты действуют сроком от 3 до 5 месяцев. Повышение дебита возникает внезапно, так же как и понижение, ведущее к иссяканию. Время наступления максимума дебита их совпадает с максимумом дебита основного родника. Такое явление можно наблюдать у родников Кармрашенской группы, расположенных на западном склоне г. Арагац и др.

Закономерности многолетних циклических колебаний режима подземных вод. Изучение закономерностей многолетних колебаний дебита родников имеет большое значение, так как, без сомнения, является основой для составления долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод.

Еще с давних времен было замечено, что для многих природных процессов характерны явления многолетней изменчивости или цикличности. Впервые исследования циклических изменений были осуществлены применительно к режиму климата (температура воздуха и атмосферные осадки) и водоносности рек.

По мере накопления информации о режиме уровня подземных вод за многолетие к изучению циклов колебаний все чаще обращается и гидрогеология.

Первые исследования циклических колебаний уровня грунтовых

вод Каменной степи были выполнены Г. Ф. Басовым (1948), который установил для этого района малые циклы продолжительностью 11 лет и средние—продолжительностью 35 лет.

Следует отметить, что результаты исследования природы ритмических колебаний уровня подземных вод можно встретить в работах А. А. Коноплянцева (1967, 1968), который факт цикличности использует для составления сверхдолгосрочных прогнозов колебания уровня подземных вод.

Интересные результаты по изучению многолетних циклов колебания уровня грунтовых вод аридной зоны получены среднеазиатскими гидрогеологами и в первую очередь Д. М. Кацем (1955, 1957) и Н. А. Кенесариным (1962) и др.

Большая и интересная работа по изучению закономерностей многолетних колебаний подземных вод приводится на многих гидрогеологических станциях страны.

Тем не менее вопрос о природе циклических изменений уровня подземных вод, о региональном распространении циклов различной продолжительности и, наконец, просто конкретный анализ различных по силе проявления гармоник по отдельным скважинам до сих пор остается далеко не разрешенным.

К сожалению следует отметить, что до самого последнего времени совершенно нет работ по изучению цикличности колебаний природных процессов по территории Армении. В связи с этим целесообразно остановиться на методике изучения многолетних закономерностей более подробно.

В настоящее время наиболее употребительны следующие методы анализа закономерностей колебаний расхода (уровня) подземных вод.

1) Хронологический график является удобным способом анализа цикличности только для районов, где гармонические колебания выражены достаточно отчетливо.

Применительно к природным условиям Армении возможности хронологических графиков довольно ограничены, тем более, что их анализ может привести к субъективному толкованию цикличности. Это обстоятельство можно проиллюстрировать рис. 10, на котором приведены хронологические графики колебаний дебитов по родникам всех водоносных зон. Несмотря на то, что дебиты родников характеризуются довольно отчетливо выраженной ритмичностью, тем не менее сделать конкретные выводы о продолжительности перепадов весьма затруднительно. Этому мешают более мелкие и, очевидно, незакономерные отклонения уровня. Чтобы выводы о ритмичности были более определенными, применяют различные способы обработки хронологических графиков.

2) Сглаживание рядов наблюдений путем скользящего осреднения дает возможность исключить волны сравнительно кратких колебаний и выделить циклы продолжительностью большей, чем период осреднения. Однако следует иметь в виду, что при применении этого метода теряется определенность границ между фазами циклических колебаний.

3) Разностно-интегральные кривые в настоящее время являются наиболее удобным и простым методом анализа циклических изменений уровня или расхода подземных вод. На целесообразность их применения указывают А. А. Коноплянцев и С. М. Семенов (1971).

Способ построения разностной интегральной кривой сводится к определению среднемноголетнего значения ряда (h_{cp}). Затем для каждо-

го года определяются модульные коэффициенты $K = \frac{h_i}{h_{cp}}$, где h_i уро-

вень (расход) подземных вод данного года.

Ординаты разностно-интегральной кривой определяются в результате последовательного суммирования отклонения модульных коэффициентов от единицы. В процессе такой обработки исчезают мелкие закономерные циклы и остаются циклы, присущие данному процессу.

На рис. 12 приведена серия разностных интегральных кривых, построенных по наиболее интересным наблюдательным точкам Армении.

Обратим внимание на интегральные кривые, построенные по данным наиболее продолжительных наблюдений на родниках 2 и 78. Интегральные кривые характеризуют четко выраженную цикличность в изменении расходов.

В период с 1945 по 1968 гг. имели место четыре перелома интегральной кривой—в 1948, 1952, 1957 и 1962 гг. Наиболее вероятен также перелом в 1968 г.

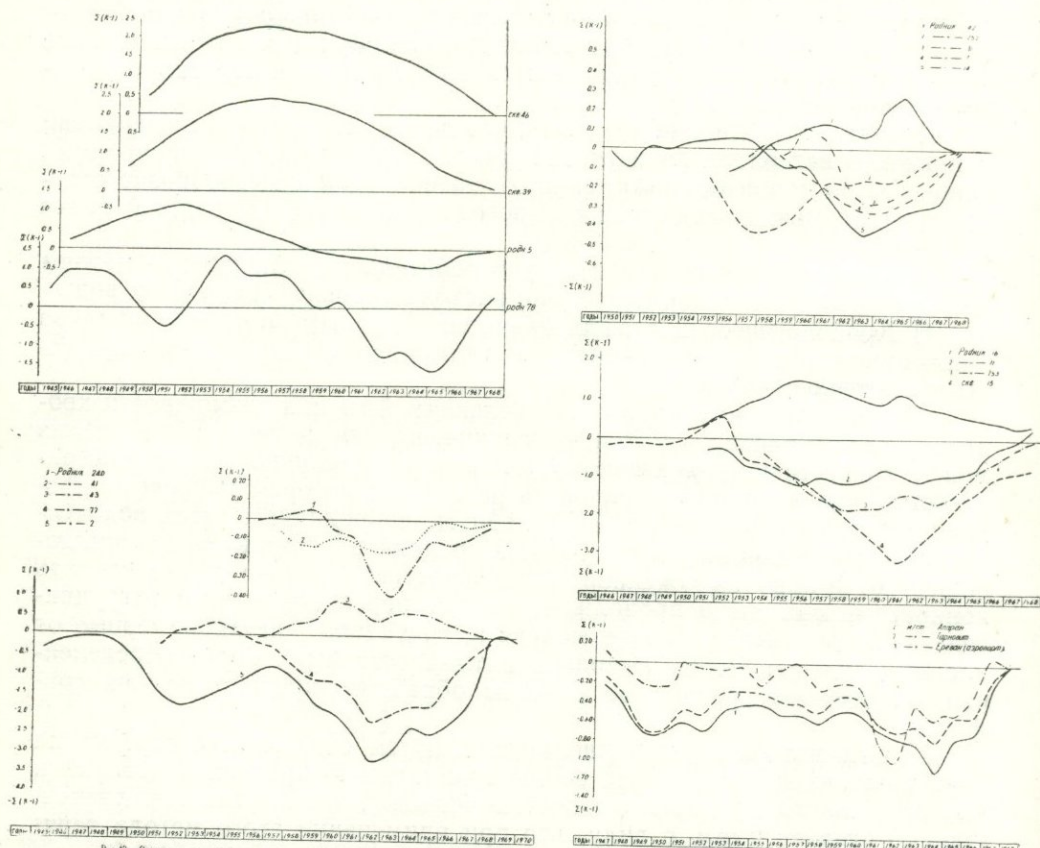


Рис. 12. Разности интегральных кривых отклонения модульных коэффициентов среднегодового расхода некоторых характерных родников, сведен к единой системе осей по метеостанции Апаран, Гармакит и Ереван (эпизодич.)

Как известно, показателем цикличности на интегральной кривой являются однородные переломы от ветви спада к ветви подъема и наоборот. Такие переломы от подъема к спаду наблюдались в 1947, 1958, 1968 гг., а от спада к подъему в 1952 и 1962 гг.

Таким образом, на основании этих дат можно сделать вывод о существовании в многолетнем изменении расходов родников 10—12-летней цикличности.

При помощи интегральных кривых выводы о цикличности колебаний получаются в результате анализа дат переходов расходов через свои среднемноголетние значения. Этот путь исследований цикличности является одним из наиболее верных.

Если рассматривать интегральную кривую родн. № 78, то можно обратить внимание, что в период с 1953 по 1965 гг. на фоне основного 10—12-летнего цикла наметились более короткие периодические циклы продолжительностью около 4-х лет.

Сама интегральная кривая имеет тенденцию к постепенному спаду, что несомненно свидетельствует о том, что основные 10—12-летние циклы развиваются на фоне многолетнего спада.

Анализируя интегральные кривые за весь период наблюдений, можно видеть так называемые многоводные, маловодные и средние по водности периоды.

Годы	Период
1945—1947	многоводный
1947—1952	маловодный
1952—1956	многоводный
1956—1966	маловодный
1966—1968	многоводный

Из таблицы, которая составлена по усредненным данным, следует, что многоводье (время, когда уровень находится выше своих среднемноголетних отметок) по времени примерно равно маловодью. Периоды, когда уровни подземных вод колеблются около своих норм для данной территории, нехарактерны.

4) И хронологический график и разностно-интегральная кривая позволяют наметить только качественную картину циклических колебаний, часто бывающей весьма субъективной. Для устранения этих недостатков целесообразно применять методы количественного анализа цикличности, которые заключаются в численном исследовании скрытой периодичности. Простейшим способом такого анализа является построение периодограмм по способу Бюй-Балло и Шустера (Альтовский, 1954). Из графиков периодичности родников № 78 и № 5 (рис. 13) видно, что наибольшая разность сумм по среднегодовым данным получилась для периода 7 лет у родника № 78 и 9 лет у родника № 5.

Очевидно, такая периодичность, выявленная периодограммой Бюй-Балло, и имеет место, так как пики наибольших значений разности сумм как справа, так и слева, менее 7 и 9 лет. Но эту периодичность следует считать вторичной, проявляющуюся на фоне более крупных циклов. На периодограмме это обстоятельство проявляется в наметившейся тенденции к второму всплеску на частоте 12—14 лет.

Такая закономерность в периодичности изменения расходов наблюдается, примерно, у всех родников Армянского вулканического нагорья.

Периоды изменения расхода подземных вод межгорных равнин несколько длиннее, чем у родников горных районов. К примеру, у артезианской скважины № 39 выявлена десятилетняя периодичность.

Прогнозирование изменения расхода подземных вод невозможно без выявления периодичности выпадения атмосферных осадков и связи

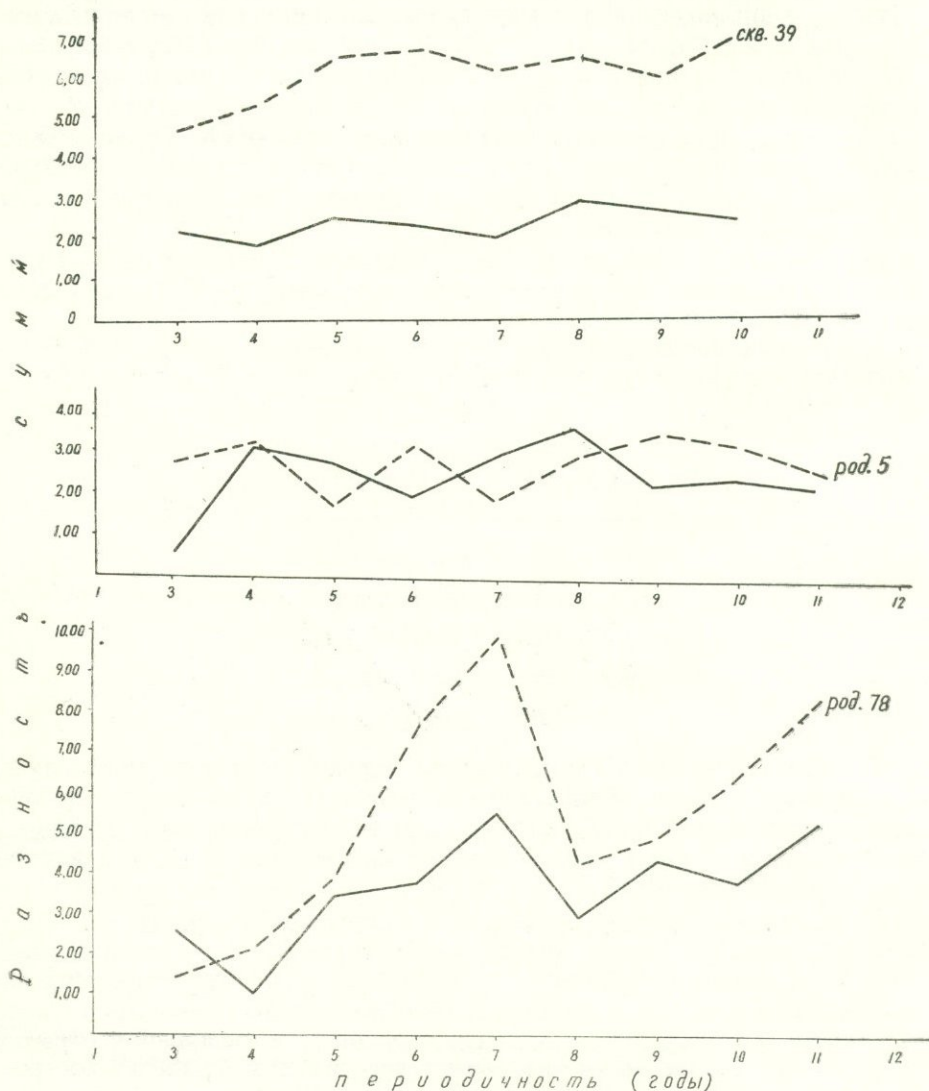


Рис. 13. Периодичности расходов родников N 78,5 скважины N 39 и атмосферных осадков за многолетие по данным метеостанций горы Арагац.
 — Атмосферные осадки — — — Среднегодовые расходы м³/сек.

их с периодичностью расхода, так как известно, что в Армении атмосферные осадки являются основным режимообразующим фактором, и выявление степени влияния и сроков воздействия их на расход является весьма важным элементом прогноза.

Для установления закономерностей периодичности выпадения атмосферных осадков и определения связи их с периодичностью расхода целесообразно построить кривые по данным многолетних осадков области питания без учета ливневых дождей, которые в горных областях территории Армении в основном поступают на поверхностный сток и в питании водоносных горизонтов участия почти не принимают, а также располагать данными об испарении, которые необходимы при подсчетах.

Построенные кривые периодичности атмосферных осадков и расходов некоторых характерных родников водоносных зон Армянского вулканического нагорья и скважин, расположенных в Араратской равнине, наглядно отразили сроки опережения атмосферных осадков от расходов подземных вод рассмотренных водоносных зон, причем выявляются следующие закономерности. Например, в третьей водоносной зоне опережение зафиксировано на несколько месяцев, что говорит о влиянии атмосферных осадков на расход в течение одного года. В четвертой водоносной зоне срок воздействия осадков на расход сказывается через год, а на расход подземных вод межгорных равнин через два года. Данный метод, вероятно, можно использовать для определения скорости движения подземных вод, если известен срок действия атмосферных осадков на расход подземных вод и отдаленность выхода подземных вод от области питания.

5) Корреляционные функции. Для выявления качественной картины циклических колебаний целесообразно применять методы количественного анализа цикличности. Среди этих методов наиболее перспективным является способ выявления цикличности, основанный на статистической теории связи и заключающийся в вычислении корреляционных функций.

Корреляционной функцией называется зависимость коэффициента корреляции дебитов (или других элементов) в соседние интервалы времени, разделенные увеличивающимся промежутком времени от значения t .

Таким образом, расчет корреляционной функции сводится по существу к определению коэффициента корреляции τ между последовательно создаваемыми в результате сдвижки на τ рядами уровней (расходов) подземных вод. Пусть имеется ряд наблюдений за уровнем подземных вод $H_1, H_2, H_3, H_4, \dots, H_n$. Для того, чтобы определить коэффициент корреляции между уровнями, разделенными друг от друга на $\tau = 1$ году, необходимо сопоставить с рядом $H_2, H_3, H_4, \dots, H_{n-1}$. Коэффициент корреляции между уровнями, разделенными промежутком $\tau = 2$ года, вычисляется при сопоставлении с рядами $H_3, H_4, H_5, \dots, H_{n-2}$.

Такая операция последовательно совершается до такой величины τ , которая обеспечивает надежные значения коэффициента корреляции. Точность корреляционной функции оценивается обычными статистическими методами. В частности, можно воспользоваться рекомендациями В. В. Солодовникова (1960) о том, что предельную величину при ошибке 10% следует определять из следующего выражения:

$$\tau_{10\%} = \frac{2 \pi T}{10}, \text{ где}$$

T — интервал наблюдений, длина исходного ряда.

Однако принимая во внимание, что подземным водам характерна вековая и сверхвековая цикличность, ошибка расчета корреляционной функции по приведенной выше зависимости окажется несколько заниженной.

Расчетным выражением для определения корреляционной функции временного ряда уровней подземных вод служит следующая формула: (Семенов С. М.):

$$R_{(\tau)} = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (H_i - \bar{H}_{n-\tau}) (H_{i+\tau} - \bar{H}_{n-\tau}^{(\tau)})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau} (H_i - \bar{H}_{n-\tau})^2 \sum_{i=1}^{n-\tau} (H_{i+\tau} - \bar{H}_{n-\tau}^{(\tau)})^2}}$$

где $R_{(\tau)}$ коэффициент корреляции между уровнями подземных вод, разделенных интервалом времени τ ;

H_i — уровень (расход) подземных вод анализируемого исходного ряда наблюдений;

$H_{i+\tau}$ — уровни (расход) подземных вод сопоставляемых рядов со сдвижкой на период τ ;

$\bar{H}_{n-\tau}$ — среднемноголетнее значение уровня (расхода) подземных вод исходного ряда, подсчитанное за период $n-\tau$;

$\bar{H}_{n-\tau}^{(\tau)}$ — среднемноголетнее значение уровней подземных вод конструируемых рядов, подсчитанное за период $n-\tau$;

τ — интервал времени, через который определяется связь расходов подземных вод;

n — число членов исходного анализируемого ряда для подземных вод.

Следует подчеркнуть, что в строгом смысле корреляционные функции могут быть использованы с целью экстраполяции статистических характеристик на будущее только после установления стационарности и эргодичности анализируемого процесса.

В противном случае корреляционные функции целесообразно использовать для оценки взаимосвязи расходов соседних лет, для оценки периодичности за наблюдаемый период и т. д.

Впервые в гидрогеологической практике нами применены корреляционные функции хронологического ряда среднегодовых дебитов. Анализ функции свидетельствует о четко выраженной цикличности колебаний дебитов родников № № 2 и 78 (рис. 14).

Функции имеют тенденцию к почти правильной периодичности. Первый экстремум функции приходится на $\tau=6$ годам, причем в области ее отрицательных значений. Коэффициент автокорреляции равен — 0,53. Это обстоятельство дает право считать, что в анализируемых рядах имеет место 10—13-летняя периодичность, так как показателем цикличности является наличие отрицательных значений коэффициентов корреляции на расстоянии по времени, равном, примерно, половине периода колебаний.

Кроме того, индикатором периодичности являются высокие значения коэффициента корреляции при промежутке времени, равном периоду колебаний.

На анализируемых корреляционных функциях второй всплеск наблюдается при $\tau=11$ —13 годам, что подтверждает вывод о 10—13-летней периодичности колебаний дебитов родников.

Интересно, что применительно к режиму родникового стока оказалось, что уровни соседних лет имеют тесную связь, примерно такую же $R_{\tau=1} \approx 0,5$, как и расходы, разделенные промежутком времени, равном периоду 10—12 лет.

Перейдем к рассмотрению некоторых закономерностей сезонных среднемесячных расходов на фоне их многолетних изменений.

На основе среднемесячных многолетних данных расхода рассмотрено поведение максимальных, минимальных и средних за многолетие среднемесячных дебитов ряда родников второй и третьей водоносных зон г. Арагац и четвертой зоны всех изучаемых массивов, а также расходов артезианских скважин Араратской и Масрикской равнин.

Рассматривая кривые изменений максимальных и минимальных дебитов вод сезонных родников №№ 56, 57, 58 и 59, расположенных во второй водоносной зоне (рис. 15) и постоянно действующих родников №№ 78, 77, 125, 124 третьей водоносной зоны (рис. 16), отмечается синхронность в изменении их дебитов. Для этих родников характерна высокая амплитуда изменения дебитов.

Наивысших значений среднемесячные максимальные и минимальные дебиты родников второй и третьей водоносных зон достигают в конце весенних и начале летних месяцев. После этого наступает спад дебита, продолжающийся в течение осенних месяцев. Зимой у постоянно действующих родников наблюдается минимум, а сезонные родники иссыкают.

В дебитах всех родников, расположенных в пределах четвертой водоносной зоны изучаемых вулканических массивов, не наблюдается резких годовых и многолетних подъемов и спадов. Величина дебитов колеблется в небольших пределах.

Кривые максимальных, минимальных и средних дебитов родников №№ 1, 112, 113, 114 протягиваются плавно и в изменении положений дебитов соблюдается в некоторой степени синхронность. Максимумы наибольших, наименьших и средних величин дебитов отмечены летом, спад—осенью, подъем—весной и в начале лета, минимум—зимой (рис. 17).

Изменения среднемесячных многолетних дебитов вод родников четвертой водоносной зоны Джавахетского хребта также резко не выраже-

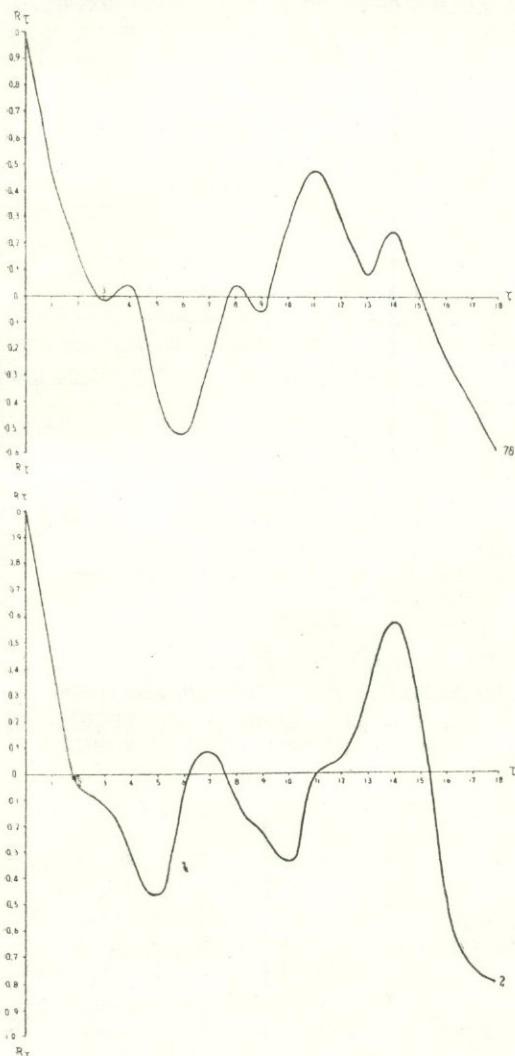


Рис. 14 Автокорреляционная функция хронологического ряда среднегодовых расходов родников N 78 и N 2 за период с 1945 по 1968 гг.

ны. Кривые дебитов родников 283, 288, 290 изменяются синхронно. Нарушения замечаются лишь на кривых максимального дебита. Плавность нарушается, по-видимому, вследствие резкого увеличения дебита за счет подмешивания талых вод весной.

Дебиты родников четвертой водоносной зоны Гегамского нагорья

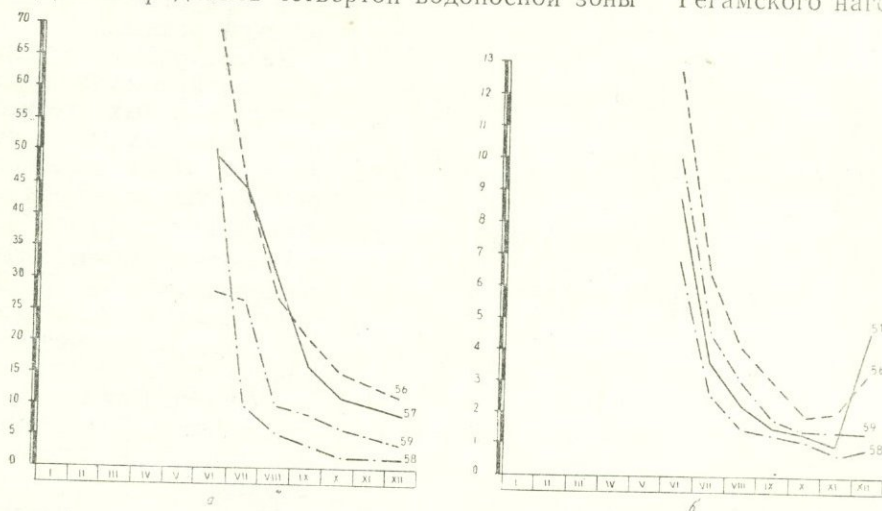


Рис. 15 график изменения среднесуточных максимальных (а) и минимальных (б) дебитов родников второй водоносной зоны горы Арагат (№ 56, 57, 58, 59) за многолетний период.

расположены на СЗ склона в с. Бжни, №№ 244, 245, 246 (рис. 17) ведут себя по-разному, вследствие различных условий питания. Кривые дебитов родников № № 244, 246 простираются плавно в независимости от приуроченности к максимальным или минимальным положениям.

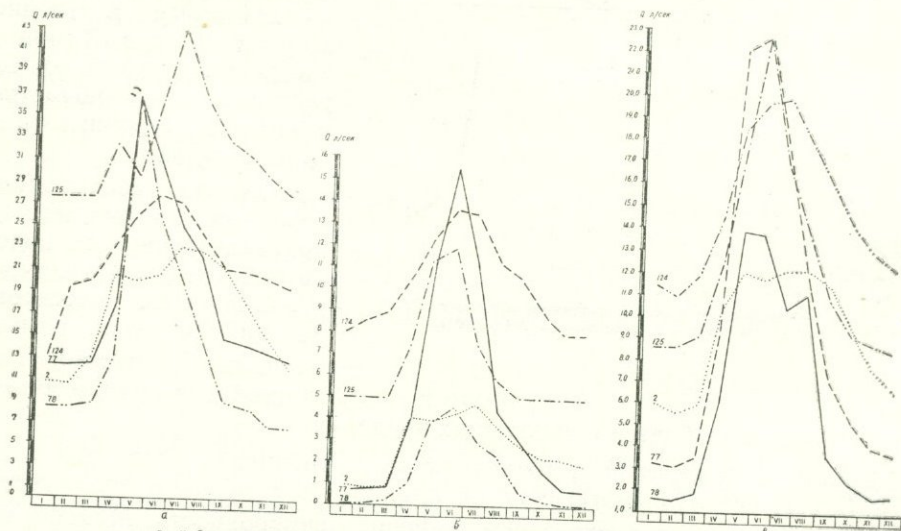


Рис. 16 график изменения среднесуточных максимальных (а), минимальных (б), и среднесуточных (в) дебитов родников III водоносной зоны массива г. Арагат (№ 2, 77, 78, 124, 125).

На ход изменения дебита родника № 245 влияет подмешивание поверхностных вод в районе выхода, что и определяет амплитуду его изменения.

Иная картина поведения дебитов родников четвертой зоны наблюдается у родников бассейна оз. Севан. На кривых изменения максимальных, минимальных за многолетие и среднемесячных среднемноголетних дебитов родников № № 16, 43, 44, 47, 48 (рис. 18) наглядно выражена синхронность в колебании дебитов. Наивысшие величины дебитов во всех положениях зафиксированы летом и осенью, наинизшие—весной.

Поведение среднегодовых, максимальных и минимальных средне-

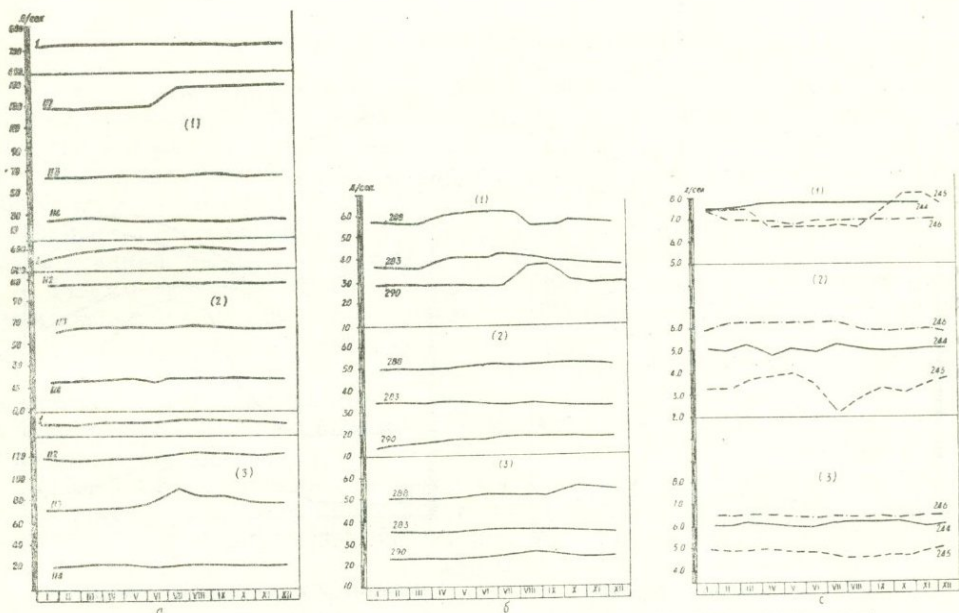


Рис. 17. Графики изменения среднеежегодных максимальных (1), минимальных (2) и средних (3) дебитов родников II водоносной зоны многолетний период. а) с Артези. родники № 1, 11, 12, 13, 14. б) Дистилляторы дебитов-родники № 200, 203, 290. в) Гезанские источники родники № 244, 245, 246.

месячных дебитов родников разных водоносных зон также несколько отличается друг от друга.

Величины дебитов родников второй водоносной зоны изменяются в широких пределах. Сезонные родники второй водоносной зоны характеризуются резким колебанием среднегодовых многолетних максимальных и минимальных дебитов.

Наибольшую амплитуду колебаний имеют максимальные дебиты. Изменения максимальных и минимальных дебитов происходят синхронно, что объясняется, очевидно, условиями питания водоносных горизонтов.

Изменение дебитов родников третьей водоносной зоны также достаточно резкое. Амплитуда колебания максимального, минимального и среднего дебитов в среднегодовом многолетнем разрезе большая. Кривые, отображающие положение дебитов родников в период максимальных и средних величин дебитов имеют более синхронные очертания. На них сезонный ритм изменения выражен более четко, чем в периоде минимального положения.

Амплитуда колебания вод родников четвертой водоносной зоны затухает по сравнению с родниками второй и третьей водоносных зон. Ход изменения многолетних среднегодовых максимальных, минимальных и средних дебитов зарегулирован. Переходы от одного периода в дру-

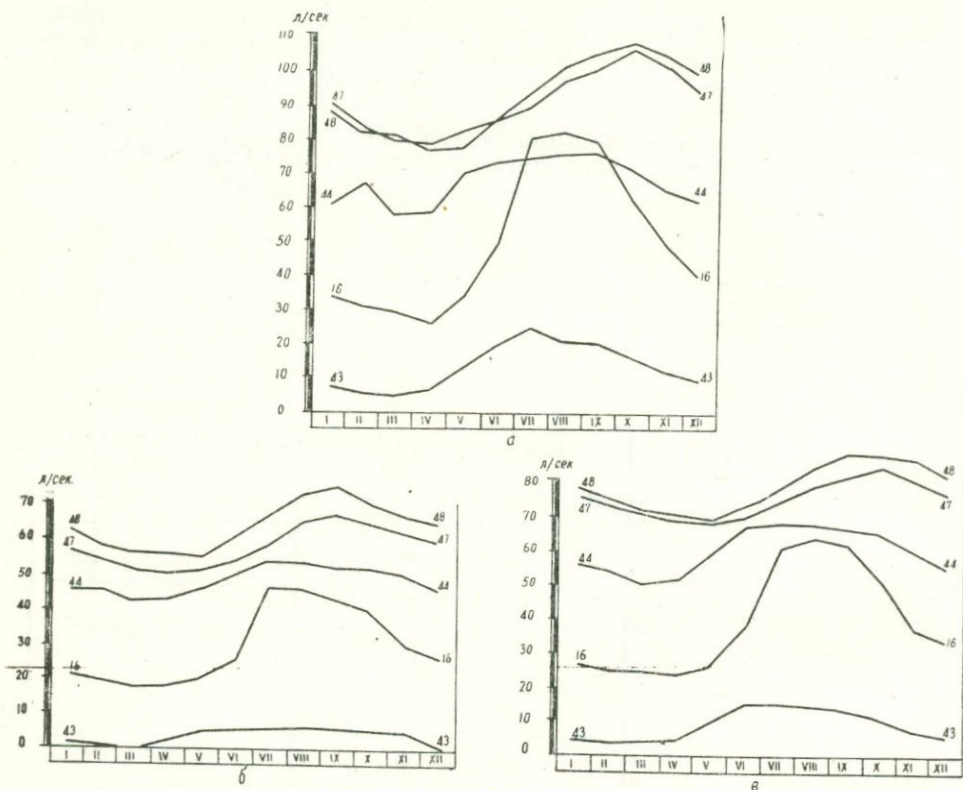


Рис. 18 График изменения среднemesячных максимальных (а), минимальных (б) и среднегодовых (в) дебитов родников N 56, 57, 58, 59 в водной зоне горы Арагац за многолетие.

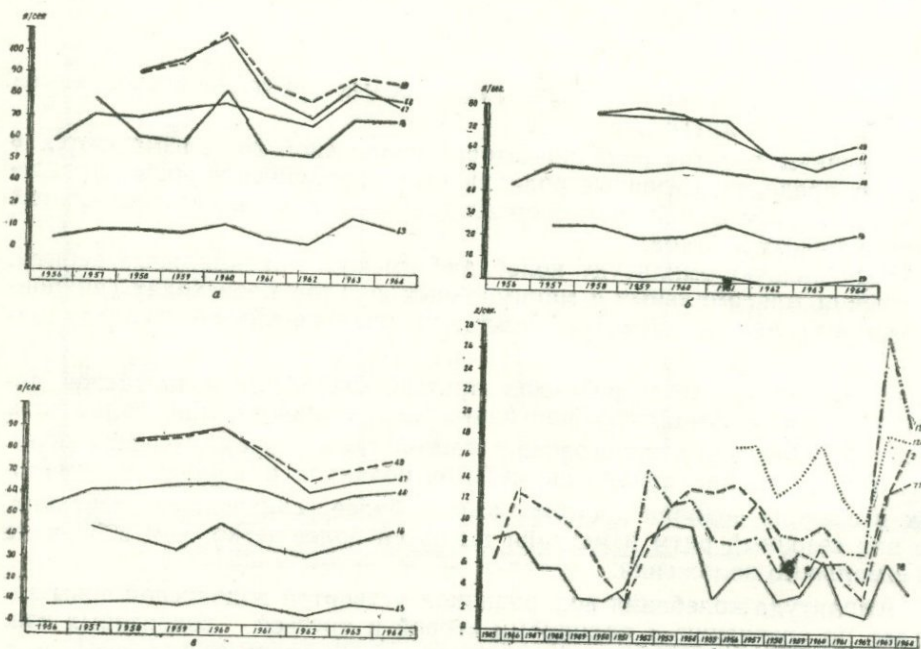


Рис. 19 График изменения максимальных (а), минимальных (б) и среднегодовых (в, л) дебитов родников в водной зоне г. Армавира и бассейна оз. Севан.

гой плавные, нет резких подъемов и спадов и, следовательно, величины дебитов не изменяются в больших пределах.

В указанном районе действие режимобразующих факторов сравнительно однородно, поэтому можно наблюдать синхронность в изменении дебитов родников.

Кривые дебитов родников 16, 43, 44, 47, 48 (рис. 19) не имеют резких переломов. Небольшие изменения отмечаются у максимальных в году дебитах.

2. Режим подземных вод равнин

Результаты длительного изучения напорных вод межгорных равнин Армении показали идентичность в поведении расходов подземных вод межгорных равнин с различным гипсометрическим расположением.

По этому признаку межгорные равнины Армении разделяются на высокогорные, расположенные в пределах 1900—1500 м (Ширакская, Лорийская, Масрикская) и среднегорные, к которым относится Арагская равнина, расположенная на 840 м абс. высоты.

Режим расходов подземных вод равнин характеризуется значительным разнообразием, которое может быть объяснено многолетней эксплуатацией напорных водоносных горизонтов.

Внутрисезонные (по месяцам) изменения расходов скважин. Внутригодовые колебания расходов скважин отличаются небольшим амплитудным размахом. Сезонность их колебаний выражена менее отчетливо.

Периоды повышения и понижения расходов довольно зарегулированы и носят характер, присущий изменениям расходов подземных вод четвертой водоносной зоны, однако иногда наблюдается, что периоды повышения и понижения краткосрочны во времени, что особенно четко прослеживается при переходе расхода от минимального положения к максимальному и, наоборот, от максимального к минимальному (рис. 4).

Если обратить внимание на рис. 7, то можно заметить, что среднемесячные дебиты скв. 39 имеют довольно закономерную многолетнюю вариацию. Наиболее динамичным является летний сезон. Именно в этот период наблюдаются наибольшие значения коэффициента вариации среднеквадратичного отклонения и многолетней амплитуды среднемесячных расходов. Пик этих значений приходится на август, который, без сомнения, является наименее надежным с точки зрения эксплуатации водоносного горизонта. Стабильными являются зимние и осенние месяцы.

Сезонные изменения расходов скважин. Как было указано, каждый период годового изменения расходов артезианских скважин совпадает с каким-либо сезоном года, обусловленным периодичностью питания водоносных горизонтов в течение года.

Вследствие устойчивости расхода вод артезианских скважин межгорных равнин изменения их по сезонам года аналогичны изменениям дебитов родников предгорий с пологим колебанием (рис. 8).

Для подземных вод межгорных равнин наступление периодов повышения расхода воды артезианских скважин отмечено в большинстве случаев весной и летом. Максимум дебитов скважин на межгорных равнинах наступает обычно осенью. Периоды понижения наблюдаются осенью и зимой. Периоды минимального дебита наступают весной и зимой.

У большинства артезианских скважин периоды минимального или максимального стояния более продолжительны, чем сезоны повышения или понижения, что обусловлено зарегулированностью изменения расхода. (табл. 4).

Внутригодовые изменения дебитов скважин. Сравнивая кривые годового хода колебания расхода вод артезианских скважин с кривыми дебита вод родников, видно, что в большинстве случаев у родников I, II, III водоносных зон кривая изменения дебитов состоит из резких подъемов и спадов. Кривая колебания расхода вод артезианских скважин имеет плавный характер, что, очевидно, обуславливается зарегулированностью питания водоносных горизонтов атмосферными осадками.

Сроки пополнения водоносных горизонтов находят свое отражение в характере распределений максимумов и минимумов расходов артезианских скважин в течение года.

У артезианских скважин, расположенных на близком расстоянии друг от друга, но питающихся из разных водоносных горизонтов, не наблюдается синхронности колебания несмотря на то, что водоносные горизонты изучаемых напорных вод гидродинамически связаны. Однако сроки пополнения водоносных горизонтов, вероятно, разные, поэтому характерные периоды колебания их расходов не совпадают.

Сроки наступления периодов колебания расхода у артезианских скважин не совпадают также со сроками наступления периодов колебания у родников предгорья.

Помимо этого периоды повышения и понижения расходов у большинства изучаемых скважин продолжительнее, чем у родников, в результате чего зачастую периоды понижения продолжаются в последующем году.

Таблица 4

Количество повторяемости периодов изменения расходов артезианских скважин по сезонам года

№№ пп	Наименование периода	Наименование районов	Количество скважин	Количество периодов наступления дебитов по сезонам года			
				весна	лето	осень	зима
1 Повышение	Аракатская равнина	52	160	151	21	26	
	Масрикская равнина	8	31	9	1	6	
2 Максимум	Аракатская равнина	52	38	76	151	169	
	Масрикская равнина	8	8	24	9	—	
3 Понижение	Аракатская равнина	52	27	41	138	83	
	Масрикская равнина	8	15	19	10	6	
4 Минимум	Аракатская равнина	52	229	48	28	73	
	Масрикская равнина	8	15	5	6	24	

Период повышения и понижения расхода. Характер повышения и понижения расхода артезианских скважин нами определяется как для родников, по выражению (1) и (2).

Подсчеты показывают, что большинство артезианских скважин Аракатской и Масрикской равнин имеют пологий вид повышения и понижения расходов, что отражается на хронологических графиках многолетнего изменения расходов артезианских скважин Аракатской равнины.

Изменения расходов скважин, расположенных в центральной и пе-

риферийных частях Араратской равнины, несколько отличаются.

У скважин, расположенных в периферийной северной части Араратской равнины, процент колебания расходов несколько выше, и режим характеризуется значительной амплитудой. На эти скважины быстрее сказывается влияние режимобразующих факторов и изменения в характере пополнения водоносных горизонтов, расположенных в зоне слабого напора.

Колебания расходов скважины № 46, расположенной в центральной части Араратской равнины, плавные, подъемы и спады резко не выражены, а периоды колебания плавно сменяют друг друга.

Аналогичная картина наблюдается у скважин Масрикской равнины. Периоды максимума и минимума. Амплитуда внутригодового изменения расходов артезианских скважин небольшая. Периоды сезонных колебаний не продолжительны и у большинства наблюдаемых скважин протекают в течение нескольких дней.

Кривые колебания расходов плавные. Неравномерное во времени питание водоносных горизонтов соответственно отражается и на изменениях величин расхода.

Например, если анализировать режим расхода артезианской скважины № 29, то можно заметить, что периоды стояния максимумов и минимумов продолжались от нескольких дней до 3—6 месяцев. Такая же картина наблюдалась и по некоторым другим скважинам.

По степени интенсивности колебаний расхода воды артезианских скважин изучаемых межгорных равнин в основном относятся к IV группе (табл. 5).

Таблица 5

Распределение скважин по группам изменения расходов

Наименование районов	Количество скважин	Количество скважин по группам изменения расхода			
		I	II	III	IV
Араратская равнина	52	2	6	10	34
Гегамское нагорье	2	—	—	—	2
Масрикская равнина	8	—	—	2	6
Итого:	62	2	6	12	42

Изменения расхода артезианских скважин по годам происходит неравномерно.

Процент изменения расходов скважин периферийных частей равнин увеличивается и в некоторых случаях достигает 100%.

Многолетние колебания расходов скважин межгорных равнин.

На хронологических графиках изменения расходов артезианских скважин можно проследить размах многолетних колебаний и моменты наступления максимумов и минимумов, по которым выявляются закономерности этих изменений.

Максимальные, минимальные в году и среднегодовые расходы вод артезианских скважин Араратской и Масрикской межгорных равнин колеблются с небольшой амплитудой.

Расходы скважин Араратской и Масрикской межгорных равнин не имеют резких переходов и изменяются аналогично дебитам родников

четвертой водоносной зоны вулканических массивов, в небольших пределах.

Следует отметить отсутствие синхронности в колебаниях среднемесячных максимальных и минимальных расходов артезианских скважин Араратской и Масрикской равнин.

Несмотря на слабовыраженную ритмичность в колебании расходов, можно определить цикличность расхода.

Визуальный анализ графиков многолетнего колебания расходов скважин межгорных равнин показывает весьма сложную структуру этих изменений.

Уже сейчас можно говорить, что эти колебания состоят по крайней мере из двух компонентов: а) многолетнего тренда, б) циклических изменений.

Первая составляющая (тренд) выражена весьма отчетливо. Тренд заключается в неуклонном падении расходов от начала наблюдений до настоящего времени. Особенно четко прослеживается тренд на разности-интегральных кривых (рис. 12).

Например, интегральные кривые по скв. № № 46 и 39 красноречиво демонстрируют ветвь многолетнего спада, так как эти кривые имеют выпуклость вверх.

По всей вероятности, тренд объясняется многолетней сработкой упругих запасов напорных водоносных комплексов.

На интегральных кривых циклические изменения затушены. Тем не менее на хронологических графиках цикличность можно проследить. Например, по скв. № 39 максимального значения расходы достигают в 1958 и 1965 гг., что свидетельствует о 12-летней периодичности.

Б. РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Режим температуры подземных вод Армении формируется исключительно под воздействием естественных факторов: глубины залегания и скорости циркуляции подземных вод; гипсометрии выходов, удаленности зон разгрузки от области питания; средней многолетней температуры воздуха; геотермических условий водовмещающих пород; экспозиции склонов; температуры инфильтрационных вод.

Все перечисленные факторы участвуют в формировании температурного режима и придают ему определенный характер.

Распределение температуры подземных вод горных районов в подавляющем большинстве случаев подчиняется вертикальной зональности, а именно: с понижением гипсометрии местности температура воды повышается.

Подземные воды вулканических массивов по средней температуре разделяются на 4 группы:

1. Воды весьма холодные с температурой от 1 до 2°C, приурочены к вершинной экзарационной области.

2. Воды очень холодные, с температурой от 2 до 5°C, приурочены к привершинному денудационному плато.

3. Воды холодные с температурой от 5 до 10°C, выходят в зоне склонов.

4. Воды умеренно-холодные с температурой от 10 до 15°C, выходят в подножье и межгорных равнинах.

Такая зональность в распределении температуры характерна для всех горных массивов и хребтов Армении и соответствует водоносным зонам, причем независимо от литологического состава и возраста водосодержащих пород. Поскольку складчатые массивы в геоморфологическом отношении и по условиям питания несколько отличаются от вулканических, то подземные воды условно можно разделить на три группы:

1. Очень холодные, распространены на вершинных областях ($2-5^{\circ}\text{C}$).

2. Холодные воды, приурочены к склонам ($5-10^{\circ}\text{C}$).

3. Умеренно холодные, выходят в подножьях ($10-15^{\circ}\text{C}$).

Общее повышение температуры подземных вод распространяется и на Араратский артезианский бассейн, где повышение среднегодовой температуры подземных вод идет в направлении с СЗ на ЮВ и изменяется в пределах от $13,4^{\circ}\text{C}$ до $15,6^{\circ}\text{C}$.

Режимообразующие факторы в каждой геоморфологической зоне формируют характерные черты режима температуры вод родников.

Низкая температура вод родников первой водоносной зоны вулканических массивов обусловлена среднегодовой температурой воздуха, близостью области питания от области разгрузки.

Во второй водоносной зоне формируется большое количество подземной воды. Водосодержащими породами являются ледниковые, флювиогляциальные и делювиальные отложения, слагающие пологие формы рельефа. Устойчивый снеговой покров, обеспечивающий сезонное питание родников, низкая среднегодовая температура воздуха, близость выходов родников от области питания благоприятствуют сохранению низкой температуры родников.

Воды третьей группы приурочены к лавовым потокам и покровам. Температура родников этой зоны выше, чем у родников первой и второй вышележащих зон.

Обстановка, в которой формируется температурный режим подземных вод третьей зоны, несколько иная, чем в первой и второй водоносных зонах.

Водосодержащими служат эффузивные породы, распространенные на склонах. В них помимо фильтрующих атмосферных осадков поступают транзитные воды из вышележащих водоносных зон. Вследствие сравнительно глубокого залегания водоносных горизонтов подземная вода этой зоны менее подвержена воздействию температуры воздуха. Таким образом, совокупность перечисленных факторов обуславливает режим температуры подземных вод третьей водоносной зоны.

Умеренно холодные воды приурочены к породам четвертой водоносной зоны и межгорным котловинам.

Большая глубина залегания водоносных горизонтов создает благоприятные условия для формирования сравнительно повышенных температур вод и обуславливает их постоянство.

Низкое гипсометрическое расположение выходов подземной воды, среднегодовая температура воздуха в этой зоне, удаленность выходов от области питания способствуют повышению температуры. Как указывалось выше, питание водоносных горизонтов IV водоносной зоны происходит в основном за счет подземного стока, формирующегося в первой, второй и третьей водоносных зонах, откуда они поступают значительно прогретыми.

Степень влияния температуры воздуха на температуру вод родников зависит и от геологических условий места выхода. Родники, выходящие из аллювиально-делювиальных отложений, как правило, имеют более высокую температуру, чем родники, выходящие непосредственно из трещин коренных пород, несмотря на приуроченность к одному и тому же водоносному горизонту.

Анализ зависимости изменения температуры воды ряда родников, расположенных в разных водоносных зонах, от температуры воздуха убедительно показал существование зональности режима температуры изучаемых вод и прямую зависимость изменения температуры воды от температуры воздуха.

На рис. 20 наглядно видна эта зависимость.

Так, например, на горе Арагац отношение среднегодовой температуры воды родников второй водоносной зоны к среднегодовой темпера-

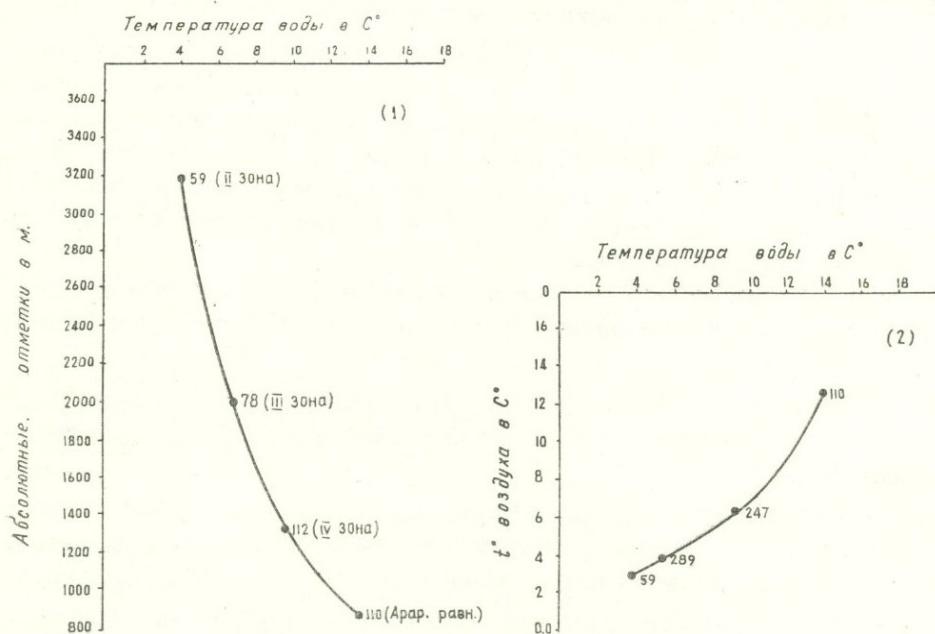


Рис. 20 Графики зависимости изменения температуры воды родников от абсолютной отметки выхода родников (1) и температуры воздуха (2) по среднегодовым многолетним данным.

туре воздуха составляет 1,25, родников третьей зоны—1,37 и родников четвертой зоны—1,06. Из приведенных данных видно, что изменения температурного коэффициента по водоносным зонам происходит в небольших пределах.

Наибольшее влияние температуры воздуха отражается на температуре вод у родников первой, второй и частично третьей водоносных зон вследствие неглубокого залегания водоносных горизонтов и близкого расстояния от области питания.

Как известно, в этих зонах происходит наиболее интенсивная фильтрация атмосферных осадков и талых вод.

По мере уменьшения фильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также углубления от дневной поверхности, влияние температуры воздуха на температуру воды сказывается с запаздыванием, что наглядно прослеживается на графике зависимости изменения температуры воды от абсолютной отметки выхода подземной воды.

Если средняя многолетняя температура воды родников второй водоносной зоны порядка 4°C почти совпадает с температурой воздуха ($3,2^{\circ}\text{C}$) и находится в прямой зависимости от температуры воздуха, а следовательно, и весь ход режима во времени совпадает, то у родников, расположенных соответственно в третьей и четвертой водоносных зонах постепенно увеличивается разница температур воздуха и подземных вод. Следовательно, подъем температуры постепенно сдвигается во времени, что видно на примере родника № 110, расположенного в Арагатской равнине и приуроченного к глубоко залегающим водоносным горизонтам.

Таким образом, с глубиной утрачиваются зональные черты режима температуры подземных вод и превалирующее влияние на температуру подземных вод артезианских бассейнов оказывает только внутреннее тепло Земли.

К сожалению, зависимости температуры воды с глубиной определить не представляется возможным, так как замеры температуры воды родников и скважин производились непосредственно у выходов на дневную поверхность.

Снеговой покров и сохранившиеся снежники на отдельных участках в течение круглого года в первой и второй водоносных зонах являются постоянным источником питания подземных вод. Температура инфильтрующихся талых вод, близкая к нулю ($0,5-1^{\circ}\text{C}$), в целом снижает температуру воды водоносного горизонта.

Температура вод родников более постоянна при условии питания их за счет транзитных вод.

Такое постоянство температуры можно наблюдать у артезианских вод. Температура воды скважин в годовом цикле проявляет устойчивость и не изменяется.

В 1967 году зафиксировано понижение температуры воды некоторых родников на $0,2-0,8^{\circ}\text{C}$, что, по-видимому, объясняется изменениями в общей климатической обстановке.

Многолетнее изучение показало, что подземные воды как с горным типом режима, так и с равнинным характеризуются относительным постоянством температуры при условии постоянной разгрузки их на поверхность земли.

На температуру подземных вод горных областей оказывает влияние также и экспозиция склонов. Например, изменения температуры воды родников, расположенных на южном склоне горы Арагац, варьируется в среднем в пределах от 7 до 14°C , восточном—от 5 до $6,5^{\circ}\text{C}$ и западном—от 6 до 8°C .

По водоносным зонам температура подземных вод изменяется в небольших пределах как в годовом, так и многолетнем разрезе.

Температура подземных вод второй водоносной зоны изменяется от 1 до 2°C, третьей—от 0,5 до 1°C, четвертой—от 0,2 до 0,5°C.

Температура подземных вод равнин изменяется аналогично подземным водам четвертой водоносной зоны.

В. РЕЖИМ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Многолетнее изучение режима химического состава вод родников и артезианских скважин позволило установить некоторые закономерности его изменения во времени и пространстве.

В составе подземных вод определялись следующие компоненты: $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , pH, жесткость общая и карбонатная, сухой остаток.

Общие закономерности сезонных и многолетних изменений химического состава подземных вод основных водоносных зон иллюстрируются рис. 21.

По химическому составу подземные воды Армении относятся в основном к гидрокарбонатным и отчасти сульфатным.

По преобладанию отдельных компонентов подземные воды могут быть разделены на следующие типы и подтипы (таблица 6).

Таблица 6

Типы	Подтипы
I. Гидрокарбонатно-хлоридный	1. Гидрокарбонатно-хлоридный — кальциево-магниевый 2. Гидрокарбонатный-кальциево-натриевый 3. Гидрокарбонатно-хлоридный-натриево-кальциевый 4. Гидрокарбонатно-хлоридный — магниевый-кальциевый
II. Гидрокарбонатно-сульфатный	1. Гидрокарбонатно-сульфатный-кальциево-натриевый 2. Гидрокарбонатно-сульфатный-натриево-кальциевый
III. Сульфатно-гидрокарбонатный	1. Сульфатно-гидрокарбонатный-натриево-магниевый

Большинство вод по химическому составу относится к типу гидрокарбонатно-хлоридных с четырьмя подтипами.

Подземные воды первого типа развиты в эффузивных породах Армянского вулканического нагорья в зоне активного водообмена.

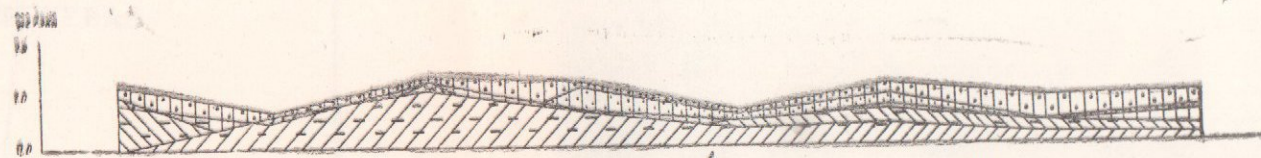
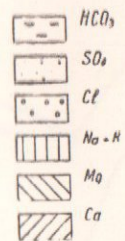
Воды второго типа — гидрокарбонатно-сульфатные с повышенной минерализацией приурочены главным образом к контакту лав с подстилающими их осадочными и осадочно-вулканогенными породами.

Воды третьего типа встречаются в артезианских скважинах Араратской равнины и связаны с гипсоносными толщами палеогена.

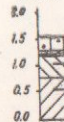
Воды первого и второго типов являются пресными, ультрапресными и имеют исключительно широкое распространение в эффузивных и интрузивных породах, а также в озерно-речных отложениях Араратской равнины.

Подземные воды вулканических нагорий, циркулируя в трудно выщелачиваемых лавовых породах, обладают слабой минерализацией.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

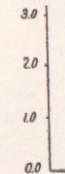


Мг/кг



Мг/кг

Мг/кг



Мг/кг



Рис. 7) Графики сезонных и многолетних изменений химического состава подземных вод основных водоносных комплексов

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ КАРТА АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА АРАРАТСКОЙ РАВНИНЫ

МАСШТАБ 1:50 000
0.5 0 0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 км



Воды, связанные с осадочными и осадочно-вулканогенными породами, обладают несколько повышенной минерализацией.

У подземных вод всех вулканических массивов и хребтов наблюдается ярко выраженное распределение общей минерализации по водоносным зонам. Эта закономерность обусловлена следующими факторами:

- а) глубиной залегания подземных вод;
- б) удаленностью выхода от области питания;
- в) температурой воды;
- г) продолжительностью циркуляции их в породах,

Таблица 7

№№ наблюдат. точек	Na' + K' мг/л	Ca мг/л	Mg'' мг/л	Cl' мг/л	SO ₄ ' мг/л	HCO ₃ ' мг/л	pH мг/л	Жесткость общая	Минерализация в мг/л
II зона									
(родн. 59)	5,36	8,6	2,48	6,83	1,38	28,2	6,71	0,46	53
III зона									
(родн. 124)	13,36	16,0	4,36	6,71	3,4	94,0	7,1	1,18	138
IV зона									
(родн. 40)	15,7	30,9	8,9	23,1	5,9	129,0	7,4	2,2	214
Скважина									
46	29,8	39,1	15,4	31,7	11,4	192,6	7,2	3,0	320

В межгорных равнинах, куда транспортируются подземные воды, формирующиеся на вулканических массивах, водовмещающими породами в основном являются озерно-речные (пролювиальные и элювиально-делювиальные отложения, которые также оказывают влияние на повышение минерализации).

На гидрохимической карте артезианского бассейна Араратской равнины (рис. 22) наглядно видно направление повышения минерализации с запада к востоку. В восточной части долины резкое повышение минерализации вод (3,3 гр/л) связано с развитием здесь гипсоносных пород в подстилающих толщах.

Изменение минерализации от области питания к области разгрузки происходит преимущественно за счет возрастания содержания HCO₃.

Отмеченная зональность в изменении минерализации вод в основном связана с климатическими условиями. В многолетнем разрезе наибольшие изменения претерпели ионы Mg и SO₄ и наименьшие HCO₃.

Кривые изменения отдельных компонентов в годовом и многолетнем разрезе (рис. 23) располагаются синхронно с большой амплитудой колебания.

В течение года изменения содержания отдельных компонентов происходит в пределах от 0,0 до 90%, что обусловлено колебанием расхода, температуры изучаемых вод и еще рядом факторов, которые зачастую

накладываются друг на друга, и, в той или иной степени, оказывают влияние на изменение содержания компонентов.

Общая минерализация также изменяется, но в меньшей степени (табл. 8).

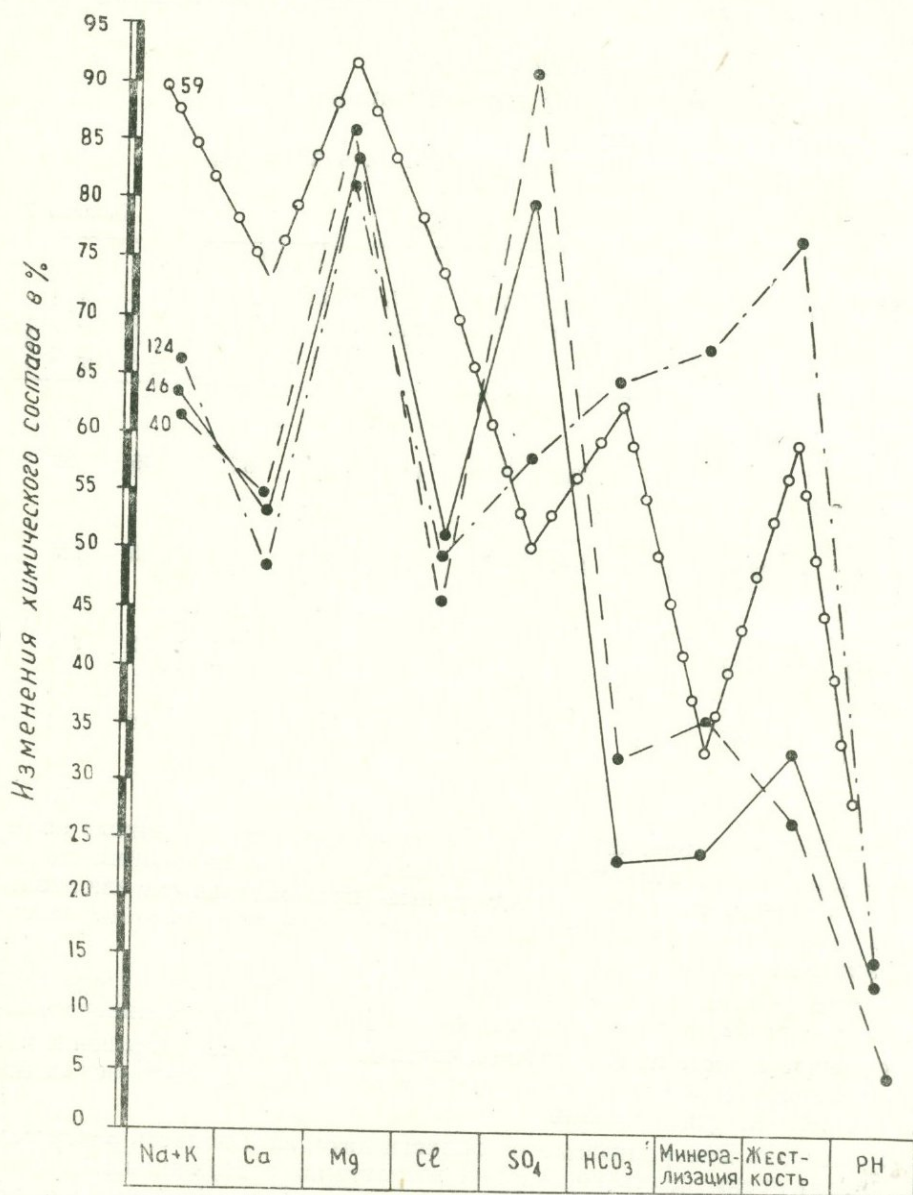


Рис. 23 График изменения химического состава вод родников (в %) II, III, IV (NN 59, 124, 40) водоносных зон и Араратской равнины (ско. N 46).

Общая жесткость вод родников во второй и третьей водоносных зонах изменяется в пределах свыше 50%. Процент изменения общей жесткости подземных вод четвертой зоны и напорных вод межгорных котловин в основном менее 50%.

Таблица 8

Изменения общей минерализации, жесткости и концентрации водородных ионов (рН)

№№ наблю- дательных точек	Место расположения	Продолжи- тельность изучения	Минерализация мг/эquiv		% ко- лебания	Жесткость общая мг/эquiv		% ко- лебания	рН в %		% ко- лебания
			макс.	минимум		макс.	минимум		макс.	минимум	
59	II зона г. Арагац	7 лет	66	44	33,0	0,69	0,28	59,0	7,4	6,2	16,0
124	III зона г. Арагац	12 »	390	130	67,0	2,32	0,56	76,0	7,8	6,7	14,0
40	IV зона г. Арагац	11 »	290	187	35,0	2,47	1,8	27,0	7,6	7,2	5,0
46	Арагатская равнина	17 »	410	310	24,0	3,73	2,49	33,0	7,8	6,8	13,0

Подземные воды второй и третьей водоносных зон по степени жесткости относятся к группе очень мягких вод (до 1,5 мг/экв/л). Подземные воды четвертой водоносной зоны относятся к группе мягких вод (от 1,5 до 3,0 мг/экв/л).

Концентрация водородных ионов (рН) в водах рассматриваемых зон изменяется от 5 в высокогорных зонах до 9 в четвертой зоне.

Подземные воды вулканических нагорий кислые и щелочные. Среди них редко встречаются воды нормального типа.

Подземные воды межгорных равнин и крупных долин рек щелочные, но большая часть—слабощелочные (рН находится в пределах от 7 до 7,5).

Агрессивными являются подземные воды высокогорных районов изучаемой территории, как относящиеся к группе очень мягких вод.

В некоторых случаях в подземных водах отмечается повышение содержания углекислоты и сульфатов.

Таким образом, в химизме подземных вод Армянского вулканического нагорья наблюдаются следующие закономерности:

1. Содержание отдельных ионов от области питания к области разгрузки возрастает при сохранении химического типа воды.

2. При одинаковом литолого-петрографическом составе водоносных пород минерализация подземных вод Армянского вулканического нагорья изменяется по гипсометрическим высотам, увеличиваясь от первой зоны к четвертой, причем воды остаются ультрапресными.

Подземные воды Армянского вулканического нагорья отличаются исключительно высокими питьевыми качествами.

ГЛАВА IV

РАЙОНИРОВАНИЕ ПО УСЛОВИЯМ ФОРМИРОВАНИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Многолетнее изучение подземных вод позволило произвести районирование территории Армении по особенностям формирования естественного режима их.

В основу районирования и типизации были положены геоморфологические и гипсометрические признаки, особенности условий питания и степень дренированности подземных вод.

Основным критерием при типизации режима подземных вод являются фактические данные количественных и качественных изменений расхода.

По степени изменения расхода выделяется пять видов:

1. Очень резкое изменение расхода (100%);
2. Резкое изменение (от 75 до 100%);
3. Умеренно резкое изменение (от 50 до 75%);
4. Среднее изменение (от 25 до 50%);
5. Умеренное изменение (от 1 до 25%).

А. КЛАССИФИКАЦИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ, ГЕНЕТИЧЕСКИМ И ГИПСОМЕТРИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

При классификации режима подземных вод по указанным признакам на территории Армении выделяются типы режима, соответствующие горным и равнинным областям; подтипы режима, распространенные в районах и детализирующие каждый тип по генезису; режим подземных вод вулканических нагорий, складчатых хребтов, межгорных равнин и долин рек.

Соответственно вертикальной зональности горных областей выделяются классы режима по водоносным зонам: классы режима подземных вод вершин, привершинных плато, склонов и предгорий (таблица 10).

Согласно этой классификации составлена карта районирования территории Армении по особенностям формирования режима подземных вод (рис. 24).

Типы режима

I. Горный тип режима подземных вод формируется на вулканических сооружениях и складчатых хребтах.

Условия питания, дренированности и режимобразующие факторы придают режиму подземных вод вулканических нагорий и складчатых хребтов характерные черты горного типа. Под воздействием изменяющихся во времени режимобразующих факторов здесь сложились определенные закономерности в режиме подземных вод.

Питание напорных водоносных горизонтов осуществляется круглогодично за счет транзитных вод. Выпадающие атмосферные осадки на равнинах в питании напорных водоносных горизонтов участвуют в незначительной степени.



1. Озерно-речные отложения.
2. Андезиты, андезито-дациты, дациты и др. (пост-плиоцен, плиоцен и олигоцен).
3. Туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, глины и др. (плиоцен, эоцен).
4. Обсидианы, липариты и др. экструзии кислых пород (плиоцен, миоцен).

5. Вулканогенная свита, преимущественно кислые и щелочные эффузивы и их пирокласты (верхний эоцен).

6. Вулканогенные свиты, преимущественно порфириты и их пирокласты (эоцен).

7. Известняки, мергели, глины, песчаники, конгломераты, туфобрекчии, туфоконогломераты и др. (верхний мел).

8. Глины, песчаники, известняки и вулканогенные образования (нижний мел).

9. Различные вулканогенные, осадочные образования (юра).

10. Известняки, мергели и песчано-глинистые отложения (триас).

11. Песчаники, кварцы, глинистые сланцы, известняки (средний-верхний палеоген).

12. Кислые, щелочные и основные интрузивные породы (олигоцен, эоцен).

Амплитуда количественных изменений расхода, температуры и химического состава подземных вод с равнинным типом невысокая.

Подтипы режима

1. Первый подтип режима подземных вод формируется в вулканических нагорьях массива г. Арагац, Гегамского, Джавахетского, Гукасянского, Варденисского, Сюникского вулканических хребтов. Воды выходят на разных гипсометрических высотах в виде родников.

Природные условия вулканических нагорий благоприятствуют формированию огромного количества подземных вод и питанию водоносных горизонтов.

Амплитуда колебания расхода варьирует в пределах от 1 до 100%.

Температура подземных вод понижается с повышением гипсометрического расположения выхода родника и колеблется в пределах от 0,5 до 1,5°C.

Минерализация подземных вод изменяется в пределах от 0,1 до 0,5 г/л.

2. Второй подтип режима характерен для Памбакского, Базумского, Цахкуняцкого и других складчатых хребтов с сильно расчлененным, крутым рельефом и слабой водопроницаемостью слагающих пород, что создает отрицательные условия для формирования подземных вод.

Подземные воды выходят в виде малodeбитных и зачастую, сезонных родников, пределы колебаний которых изменяются от 25 до 100%. Температура воды изменяется от 0,5 до 1,5°C, минерализация—от 0,3 до 1,0 г/л.

3. К подтипу режима подземных вод межгорных равнин относятся напорные и грунтовые воды Араратской, Масрикской и Ширакской межгорных равнин, резко отличающиеся своими особенностями от режима подземных вод вулканических нагорий и складчатых хребтов. Колебания расходов вод скважин Араратской равнины находятся в пределах от 1 до 50%. Температура воды более устойчива (0,2—1,0°C). Амплитуда изменений минерализации не выходит за пределы 0,5 г/л.

Все родники, разгружающиеся в межгорных равнинах, являются постоянно действующими.

4. Подтип режима долин рек формируется под воздействием поверхностных водотоков.

Однако одновременность прохождения паводка, характер и различие условий питания прибрежных грунтовых вод, режим температуры и химический состав вод реки воздействуют на режим водоносных

КЛАССИФИКАЦИЯ

режима подземных вод по геоморфологическим, геолого-структурным и гипсометрическим признакам

Таблица 9

Типы режима (область)	Подтипы режима (район)	Изменение расхода в %	Изменение температуры в градусах	Изменение минерализации г/л	Классы режима (зона)	Абсолют. высота в м	Характер изменения расхода	Изменение расхода в %	Изменение температуры, С°	Изменение минерализации г/л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Горные районы	Вулканических нагорий	25—100	0,5—1,5	0,1—0,5	вершинный	3000—4095	оч. резкий	100	1,2—1,5	0,1—0,15
					привершинный	2800—3000	резкий	75—100	0,5—1,5	0,15—0,2
					склоновый	1800—2800	умеренно-резкий	50—75	0,5—1,0	0,2—0,3
					предгорный (ла-вовые плато)	1500—1800	средний	25—50	0,5—0,8	0,3—0,5
	Складчатых хребтов	50—100	0,5—1,5	0,3—1,0	вершинный	3000—3500	оч. резкий	100	0,5—1,5	0,3—0,5
					склоновый	2000—3000	резкий	75—100	0,5—1,0	0,5—0,7
					предгорный	1500—2000	умеренно-резкий	50—75	0,2—0,5	0,7—1,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Р а в н и н ы й	Межгорных равнин	1—50	0,2—1,0	0,2—0,5	равни- ны высо- когор- ных об- ластей	1500—2000	средний	25—50	0,5—1,0	0,1—0,2
					равни- ны низ- менно- стей	ниже 1000	умеренный	1—25	0,2—0,5	0,2—0,5
					доли- ны рек высоко- горных обла- стей	1500—3000	умеренно- резкий	50—75	1,0—2,0	0,2—0,5
Р	Равнины до- лин рек	25—75	1,0—2,0	0,2—1,0	долины рек низ- менно- стей	ниже 1500	средний	25—50	1,0—1,5	0,5—1,0

горизонтов, поэтому в большинстве случаев режим температуры и химического состава вод рек аналогичен режиму подземных вод.

В питании водоносных горизонтов речных долин участвуют речные воды, вследствие чего изменения расхода бывают более резкими и колебания расхода достигают 75%.

Классы режима

Классы режима подземных вод выделены нами в соответствии с геоморфологическими признаками и вертикальной зональностью горных сооружений, межгорных равнин и долин рек.

Исходя из этого, классы режима сгруппированы отдельно для хребтов вулканического нагорья и складчатых хребтов.

В группе вулканических хребтов и массивов выделены классы режима вершин, привершинных плато, склонов и подножий.

В группе складчатых хребтов выделяются классы режима вершинных областей, склонов и предгорий.

1. Класс режима вершин обеих групп формируется в условиях сурового климата, который сочетаясь с крутизной склонов, не благоприятствует формированию мощных водоносных горизонтов. Поэтому в этой зоне выходят малодобитные сезонные родники (от 0,1 до 1,5 л/сек), действующие в весенний период, после чего иссякают. Колебание дебита их достигает 100%. Изменение температуры вод происходит в пределах от 1,0 до 1,5°C.

Минерализация подземных вод вулканических массивов низкая и не превышает 0,15 г/л. Для подземных вод вершин складчатых хребтов 0,5 до 1,5°C, минерализация—в пределах от 0,3 до 0,5 г/л.

2. Второй класс режима подземных вод привершинных плато выделен лишь для вулканических нагорий, так как складчатые хребты не имеют привершинных плато.

На привершинных плато вулканических нагорий благодаря обилию осадков, слабой расчлененности рельефа, хороших фильтрационных свойств пород и других факторов формируется значительное количество подземных вод. Высокая водопроницаемость горных пород способствует инфильтрации жидких осадков и талых вод в нижележащие горизонты, вследствие чего на привершинных плато не происходит накопления подземных вод.

На привершинных плато выходят в основном сезонные родники с дебитами от 5 до 50 л/сек. Изменения дебитов постоянно действующих родников достигают 75%, сезоннодействующих—100%. Температура вод родников изменяется от 0,5 до 1,5°C. Минерализация колеблется от 0,15 до 0,2 г/л. Примером может служить родник № 56.

3. Третий класс режима подземных вод формируется на склонах вулканических массивов и горноскладчатых хребтов, где выходят родники с дебитом от 1 до 100 л/сек.

Родники вулканических нагорий постояннодействующие и частично сезонные. Колебание дебитов родников варьирует от 50 до 75%.

Температура подземных вод склонов сравнительно устойчивая и изменяется в пределах от 0,2 до 0,3°C. Тип воды по химическому составу не изменяется, несмотря на количественные изменения отдельных компонентов в водах, приуроченных к вулканическим лавам. Минерализация воды характерного для этого класса родника № 78 колеблется в пределах от 0,2 до 0,3 г/л и выше (рис. 21).

Родники склонов складчатых хребтов в основном сезонные. Изменения дебита родников происходят от 75 до 100%. Температура вод родников колеблется от 0,5 до 1,0°C, минерализация—от 0,5 до 0,7 г/л.

4. К четвертому классу режима подножий относятся подземные воды четвертой водоносной зоны складчатых и вулканических хребтов и массивов.

Родники предгорий приурочены к лавовым плато. Питание водоносных горизонтов надежно обеспечивается, главным образом, за счет транзитных вод, формирующихся в вышележащих водоносных зонах. К лавовым плато приурочены мощные постояннодействующие родники.

Кривая хода колебания расхода всех изученных водопунктов не имеет резких пиков и выражена плавной линией. Дебит изменяется в пределах от 1 до 50%.

Температура вод родников предгорий выше, чем в других зонах: колеблется от 0,5 до 0,8°C.

Изменение минерализации подземных вод предгорий складчатых хребтов резко отличается от режима подземных вод предгорий вулканического нагорья. Здесь разгружаются малodeбитные постояннодействующие сезонные родники, выходящие из пролювиальных, делювиальных и элювиальных отложений. Изменения расходов постояннодействующих родников характеризуются резкими переходами (от 25 до 75%), а у сезонных родников колебания расхода достигают 100%, что обусловлено слабой водопроницаемостью пород и отсутствием выдержанных мощных водоносных горизонтов.

Температура вод изменяется от 0,2 до 0,5°C. Минерализация сравнительно высокая—от 0,7 до 1,0 г/л.

Б. КЛАССИФИКАЦИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ИХ ПИТАНИЯ

Типизация режима по условиям питания произведена на основании данных модулей родникового стока и характера изменения расхода подземных вод, что дает возможность определить пределы распространения отдельных таксономических единиц режима.

На территории Армении выделяются два типа режима питания подземных вод, соответствующие гидрогеологическим областям:

I. Круглогодичного питания.

II. Сезонного питания.

В пределах указанных типов режима выявляются характерные подтипы, распространенные в гидрогеологических районах:

1. Обильного питания.

2. Умеренного питания.

3. Скудного питания.

Выделенные подтипы характеризуют свойственные черты режима расхода, температуры и химического состава подземных вод выделенных районов.

По характеру питания водоносных горизонтов, обусловленному вертикальной зональностью и осуществляющемуся за счет атмосферных осадков, выпадающих на площадь, занимаемую водосборным бассейном данного водоносного горизонта; за счет транзитных вод, формирующихся в разных водосборных бассейнах, гипсометрически выше расположенных зон и за счет фильтрационных и транзитных вод.

В подтипах режима выделены классы режима питания подземных вод: фильтрационный, транзитный, комбинированный, распространенные в пределах водоносных зон (табл. 10).

На основе произведенной классификации составлена карта районирования территории Армении по условиям питания (рис. 25).

I. Тип круглогодичного питания обусловлен непрерывным пополнением водоносных горизонтов.

Подземные воды, формирующиеся во второй и частично в третьей водоносных зонах, транзитом поступают в нижележащие зоны. Накапливаясь в межгорных равнинах, они образуют артезианские бассейны (Арагатский, Масрикский, Налбандский и Ширакский).

К области транзита мы относим вторую, третью и четвертую водо-

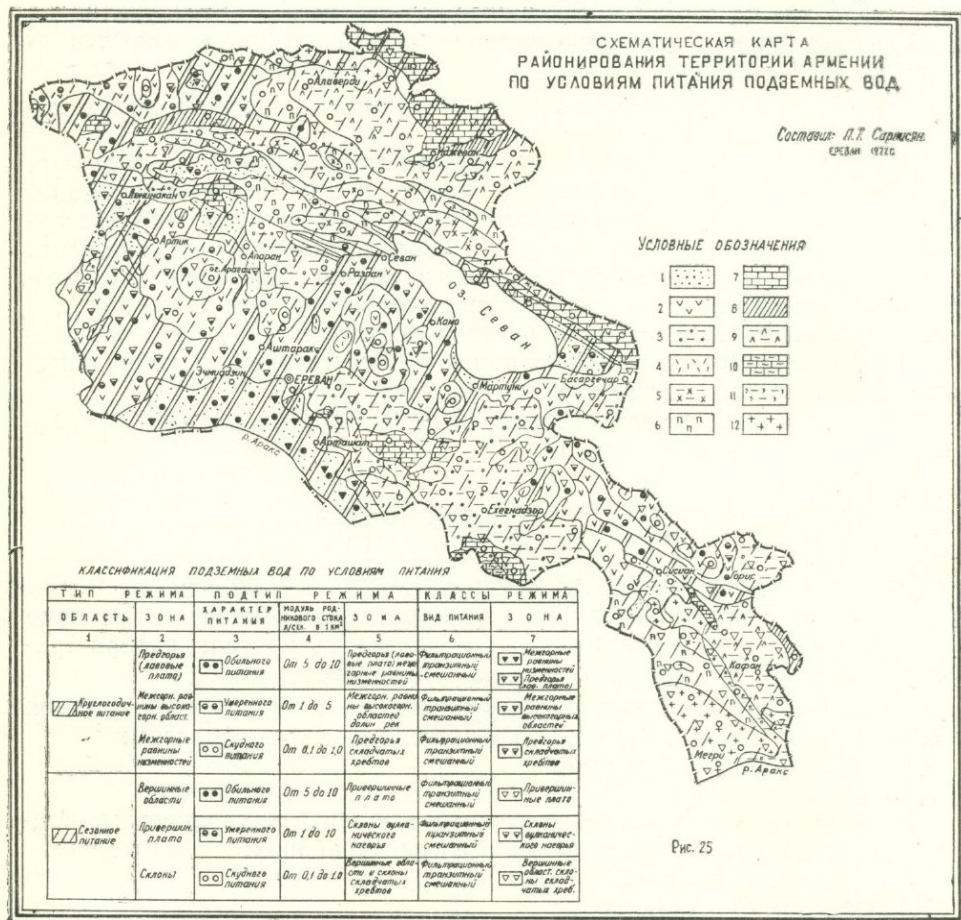


Рис. 25

носные зоны, а к области разгрузки—межгорные равнины и лавовые плато с круглогодичным питанием.

Режим подземных вод круглогодичного питания характеризуется относительно устойчивой амплитудой колебания расхода—от 1 до 50%, в зависимости от абсолютной высоты выхода подземных вод.

II. К типу режима сезонного питания относятся подземные воды вершинных областей, привершинных плато и склонов.

Сроки выпадения атмосферных осадков соответственно сказываются на поведении расхода родников вершинных областей, в результате чего все сезонные родники иссякают. Родники привершинных плато большей частью сезоннодействующие и также иссякают, а постоянно-

действующие характеризуются высокой амплитудой колебания дебита (от 75 до 100%)

В период отсутствия инфильтрации на привершинных плато и склонах питание гипсометрически нижележащих водоносных горизонтов регулируется режимом таяния снегового покрова, который при низкой среднегодовой температуре воздуха, не превышающей 3°C , сохраняется на отдельных участках в течение круглого года, чему способствуют широко распространенные в этих областях каменные осыпи и россыпи (чингили). Снег, заполняя межглыбовые пустоты чингилей, превращается в лед и является надежным источником питания подземных вод межгорных равнин.

1. Подтип режима обильного питания распространен в межгорных равнинах, где водоносные горизонты пополняют свои запасы за счет транзитных вод, поступающих из вышерасположенных водоносных зон.

На привершинных плато вулканического нагорья Армении климатические факторы в сочетании с геоморфологическими, геологическими и гипсометрическими условиями благоприятствуют обильному питанию подземных вод.

2. Подтип режима умеренного питания распространен на склонах вулканических хребтов и межгорных равнинах высокогорных областей, где климатические условия заметно отличаются от районов подтипа обильного питания. Выпадающие на поверхность склонов атмосферные осадки в значительном количестве фильтруются в глубь пород.

Питание подземных вод на склонах осуществляется за счет транзитных вод вышележащей второй водоносной зоны и инфильтрации выпадающих на склонах атмосферных осадков.

Предгорья являются областями разгрузки формирующихся на горных сооружениях подземных вод и самой водобильной водоносной зоной, где дренируется большое количество мощных родников.

Питание водоносных горизонтов долин рек и межгорных равнин осуществляется транзитными водами, поступающими с окружающих их горных хребтов. Роль атмосферных осадков, выпадающих на поверхность равнин, в питании подземных вод незначительна.

3. Подтип режима скудного питания распространен на складчатых хребтах и в вершинных областях вулканических массивов.

Скудность питания водоносных горизонтов в указанных районах обусловлена слабой водопроницаемостью слагающих хребты осадочных пород и сильной расчлененностью рельефа. Здесь, как и в вершинных областях, так и в предгорьях выходят маломощные родники сезонного характера.

Первый класс режима характерен для вершинных областей и привершинных плато вулканического нагорья, вершинных областей горно-складчатых хребтов, представленных отдельными острыми вершинами и крутыми склонами. Здесь преобладает поверхностный сток, инфильтрация незначительная, выветрелые породы быстро насыщаются за счет выпадающих атмосферных осадков.

Ко второму классу мы относим Араратскую межгорную равнину, где фильтрационное питание за счет атмосферных осадков почти не происходит. Испарение с зеркала грунтовых вод вследствие сухого жаркого климата и высокого стояния превышает количество выпадающих осадков.

Единственным источником питания напорных водоносных горизонтов являются транзитные воды, пополняющие Араратский бассейн подземным путем из окружающего равнину горного обрамления.

КЛАССИФИКАЦИЯ
режима подземных вод по условиях питания

Таблица 10

Тип режима		Подтип режима			Классы режимов	
Область	Зона	Характер питания	Модуль родникового стока л,сек с 1 км ²	Зона	Вид питания	Зона
1	2	3	4	5	6	7
Круглогодичного питания	Предгорья (лавовые плато)	обильного питания	от 5 до 10	Предгорья (лавовые плато), межгорные равнины низменностей	фильтрационный транзитный комбинированный	— межгорные равнины низменностей предгорья (лавовые плато)
	Межгорные равнины высокогорных областей	умеренного питания	от 1 до 5	Межгорные равнины высокогорных областей	фильтрационный транзитный комбинированный	— межгорные равнины высокогорных областей
	Межгорные равнины низменностей	скудного питания	от 0,1 до 1,0	Предгорья складчатых хребтов	фильтрационный транзитный комбинированный	— предгорья складчатых хребтов
Сезонного питания	Вершинные области	обильного питания	от 5,0 до 10	привершинное плато	фильтрационный транзитный комбинированный	Привершинное плато — —

1	2	3	4	5	6	7
Сезонного питания	Привершинные области	умеренного питания	от 1 до 10	Склоны вулканического нагорья	фильтрационный транзитный комбинированный	— — —
	Склоны	скудного питания	от 0,1 до 1,0	Вершинные области, склоны складчатых хребтов	фильтрационный транзитный комбинированный	Вершинные области, склоны складчатых хребтов — —

Третий класс питания характерен для лавовых плато подножий вулканических хребтов и массивов, межгорных равнин и крупных долин рек.

Формирование подземных вод осуществляется частично за счет инфильтрации атмосферных осадков, но доминирующим источником питания являются транзитные воды вышерасположенных водоносных зон.

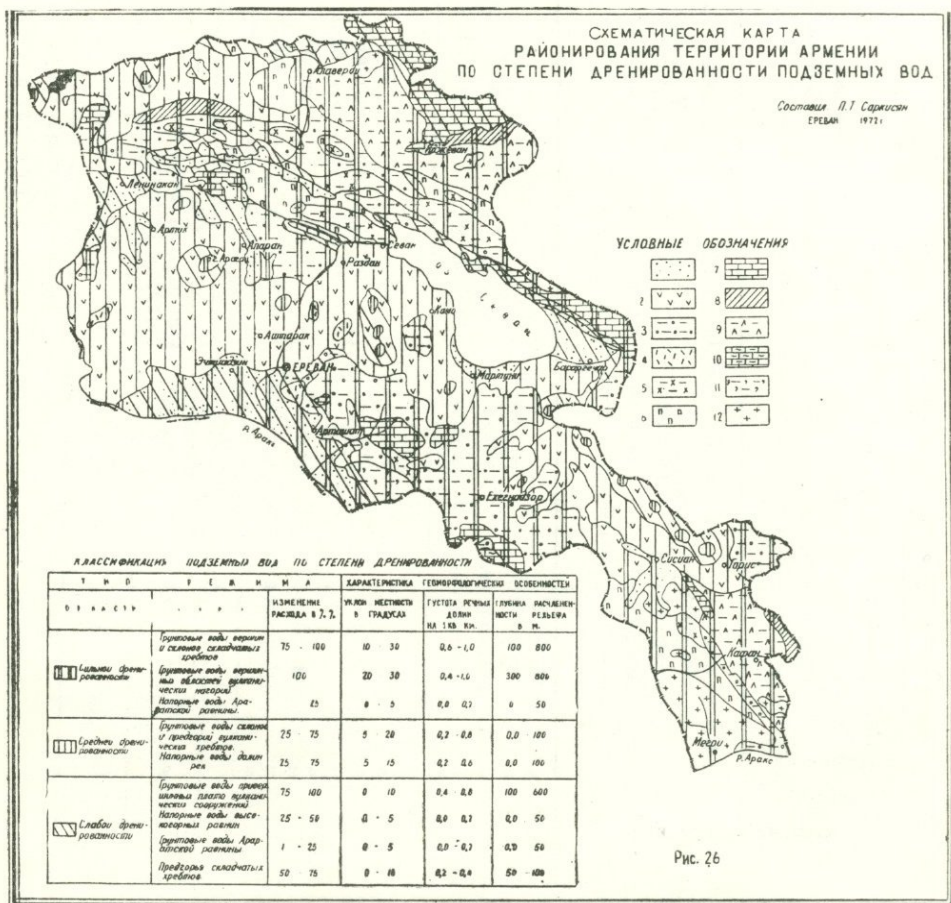
В. КЛАССИФИКАЦИЯ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО СТЕПЕНИ ДРЕНИРОВАННОСТИ

Оценка территории Армении по степени дренированности подземных вод, обусловленной уклоном местности, густотой речной сети и глубиной расчлененности рельефа, позволяет при районировании выделить области с типами режима различной степени дренированности: 1) **сильной**, 2) **средней** и 3) **слабой**.

Особенности режима выделенных типов прослеживаются по зонам, характеризующимся своими геоморфологическими особенностями и степенью изменения расхода.

Классификация режима подземных вод произведена по этим особенностям и приводится в табл. II.

Произведенная типизация позволила составить карту районирования подземных вод по степени дренированности (рис. 26).



ТИПЫ РЕЖИМА

1. К типу режима с сильной степенью дренированности относятся грунтовые воды вершинных областей вулканических, складчатых хребтов и склонов складчатых хребтов, дренированность которых обусловлена сильной расчлененностью рельефа, глубиной эрозионного вреза и крутизной склонов, вследствие чего здесь преобладает поверхностный сток.

Фильтрующиеся атмосферные осадки полностью дренируются посредством малodeбитных сезоннодействующих родников. Ход колебания расхода характеризуется весьма резкими кратковременными подъемами и спадами. Исключение составляют лишь напорные воды Араратской равнины.

Учитывая условия питания, разгрузки и динамики напорных вод Араратской равнины, мы относим их к режиму районов с сильной степенью дренированности.

Вследствие положительного напора, создающегося в водоносных горизонтах Араратского артезианского бассейна, естественным путем на поверхность земли разгружается около $35 \text{ м}^3/\text{сек}$ подземной воды посредством мощных родников (Кулибеклинские, Учкерпинские, Карасунские, Зейвинские, оз. Б. и М. Капуйт-лич и др.).

Режим расхода регулируется транзитными водами, поступающими в водоносные горизонты из окаймляющих равнину гор.

2. Режим подземных вод районов средней степени дренированности свойственен грунтовым водам склонов и предгорий вулканических хребтов и массивов, а также напорным водам долин рек.

Сочетание расчлененного рельефа с сильно развитой сетью глубоких ущелий и оврагов обуславливает дренаж подземных вод, содержащихся в трещинах лавовых пород.

На склонах дренируется большое количество подземной воды в виде родников различной мощности.

Наибольшее количество воды дренируется в пределах предгорий вулканических массивов, где выходят мощные группы родников.

Режим родников со средней степенью дренированности присущ также долинам рек Памбак, Мармарик и др. Здесь выходят многочисленные малodeбитные родники. В низинах долин рек концентрируются подземные воды, формирующие напорные водоносные горизонты.

3. В пределы области со слабой степенью дренированности входят подземные воды привершинных плато вулканических массивов. Высокие фильтрационные свойства пород, пологий и слаборасчлененный рельеф при незначительной роли испарения в расходном балансе способствуют проникновению вглубь выпадающих здесь атмосферных осадков и в пределах привершинных плато не образуют водоносных горизонтов, а поступают транзитом в нижележащие водоносные горизонты. Разгружающиеся здесь подземные воды отличаются резким изменением расхода.

Характерными районами слабой дренированности являются Ширакская и Масрикская межгорные равнины высокогорных областей.

Рельеф слабо расчлененный, вследствие чего дренированность как грунтовых, так и подземных вод весьма слабая.

В этих равнинах выходят в небольшом количестве малodeбитные родники.

КЛАССИФИКАЦИЯ

режима подземных вод по степени дренированности

Т и п р е ж и м а			Характеристика геоморфологических особенностей		
область	з о н ы	Изменение расхода в %	уклон местности в градусах	Густота речных долин на 1 кв км	Глубина расчлененности рельефа в м
Сильной дренированности	грунтовые воды вершин и склонов складчатых хребтов	75—100	10—30	0,6—1,0	100—800
	грунтовые воды вершинных областей вулканических нагорий	100	20—30	0,4—1,0	300—800
	напорные воды Араратской равнины	1—25	0—5	0,0—0,2	0—50
Средней дренированности	грунтовые воды склонов и предгорий вулканических хребтов	25—75	5—20	0,2—0,8	0,0—100
	напорные воды долин рек	25—75	5—15	0,2—0,6	0,0—100
Слабой дренированности	грунтовые воды привершинных плато вулканических сооружений	75—100	0—10	0,4—0,8	100—600
	напорные воды высокогорных равнин	25—50	0—5	0,0—0,2	0,0—50
	грунтовые воды Араратской равнины	1—25	0—5	0,0—0,2	0,0—50
	предгорья складчатых хребтов	50—75	0—10	0,2—0,4	50—100

В отношении грунтовых вод Араратская равнина является типичным районом со слабой степенью дренированности и характеризуется незначительным уклоном, не превышающим 5°, слабой густотой речной сети и глубиной расчлененности рельефа. Режим грунтовых вод формируется в условиях превышения испарения над выпадающими осадками в расходной части баланса грунтовых вод и высокой минерализации, что при высоком стоянии зеркала грунтовых вод благоприятствует засолению почв. Скорости движения грунтовых вод незначительны и поэтому отток их в сторону дрен незначителен.

Предгорья складчатых хребтов не имеют водообильных водоносных горизонтов. Несмотря на сильную расчлененность рельефа по степени

дренированности, подземные воды относятся к типу режима слабой дренированности.

Подземные воды дренируются в ущельях и оврагах в виде малодебитных родников.

Районирование территории Армении по особенностям режима подземных вод и оценка каждой выделенной таксономической единицы с точки зрения питания и дренированности может служить основой для планомерного и рационального использования того или иного водосточника, а также составления гидрогеологических прогнозов.

ПРОГНОЗ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А. СОСТОЯНИЕ И ЗАДАЧИ ПРОГНОЗОВ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Под гидрогеологическими прогнозами следует понимать научно-обоснованное предсказание во времени и пространстве будущего поведения основных элементов режима подземных вод, уровня (дебита), температуры, химического состава и физического состояния. В настоящем разделе основное внимание будет уделено прогнозу режима расхода подземных вод.

В связи с мощным воздействием хозяйственной деятельности человека на подземные воды прогнозы по их задачам можно разделить на две группы:

а) прогнозы нарушенного деятельностью человека режима подземных вод. В первую очередь такие прогнозы необходимо составлять в районах, где искусственные изменения подземных вод больше их естественных колебаний;

б) прогнозы естественных изменений подземных вод для районов, где искусственные изменения либо отсутствуют, либо малы по сравнению с естественными колебаниями.

Для территории Армении, особенно ее горной части, весьма актуальными являются прогнозы естественных изменений дебитов и уровней подземных вод, почему они и характеризуются нами особенно детально.

В настоящее время все прогнозы по признаку их заблаговременности в гидрогеологической практике условно подразделяются на:

краткосрочные с заблаговременностью до 1,5 месяца;

долгосрочные (или сезонные) прогнозы, заблаговременность которых от 1,5 месяца до 1 года, являются основным типом состав составляемых прогнозов;

сверхдолгосрочные (или многолетние) прогнозы. Их заблаговременность превышает один год. Они используются для перспективного планирования различных народнохозяйственных мероприятий.

Нам представляется, что применительно к природным условиям Армении предметом прогнозов могут быть следующие элементы режима уровня (расхода) подземных вод:

1. Максимальные весенние или летне-весенние уровни (расходы).
2. Минимальные летне-осенние или осенне-зимние уровни (расходы).
3. Минимальные предвесенние уровни (расходы).
4. Среднегодовые уровни (расходы).
5. Уровни (расходы) грунтовых вод на определенную дату в зависимости от практического назначения прогнозов.

Определенной в настоящее время является и область применения прогнозов естественного режима подземных вод. Результаты прогнозов могут быть с успехом использованы для решения многих практических вопросов, таких, как планирование режима эксплуатации подземных вод, оценка катастрофических водопритокков в горные выработки, планирование оптимального севооборота, прогнозы меженного стока рек, предсказание оползневых явлений, проектирование объектов гражданского и промышленного строительства и т. д.

Как всякие другие природные явления, процессы изменения режима подземных вод подчиняются в своем развитии законам физики. Однако

в отличие от физического эксперимента, при составлении прогнозов режима подземных вод приходится иметь дело с явлениями, развивающимися на огромных пространствах земной поверхности и в атмосфере. Ограниченность таких наблюдений и многофакторность и сложность процессов формирования режима подземных вод приводит к тому, что прогнозы изменения уровней и дебитов подземных вод можно давать преимущественно в вероятностной форме. Тем не менее в основе любой методики прогнозов режима подземных вод должен обязательно лежать физический анализ совокупности природных процессов, определяющих данное явление.

Вероятностный характер прогнозов режима подземных вод диктует необходимость нахождения методов их качества. В этом отношении нам представляется целесообразным использовать статистические методы, нашедшие широкое применение в метеорологии, гидрологии и других областях науки.

Ключевым вопросом использования той или иной методики является принятие допустимой погрешности прогнозов. Она принимается равной вероятному отклонению прогнозируемого элемента от нормы $\delta = 0,674\sigma$, где σ — среднее квадратическое отклонение от нормы прогнозируемой величины. Методика прогноза режима подземных вод может считаться эффективной, а применение ее оправданным только в том случае, когда ошибка прогноза будет меньше равновероятных отклонений предсказываемой величины от нормы.

Мерой точности прогностической зависимости может служить средняя квадратическая погрешность проверочных прогнозов

$$\bar{s} = \sqrt{\frac{\sum (y - y^1)^2}{n-1}}$$

где y — фактическая величина, y^1 — ее прогнозное значение.

Эффективность или точность прогностической зависимости определяется корреляционным отношением $\rho = \sqrt{1 - \frac{\bar{s}^2}{\sigma^2}}$ или просто

$\frac{\bar{s}}{\sigma}$. При $\frac{\bar{s}}{\sigma} = 0$ имеет место функциональная зависимость между

сопоставляемыми величинами, а при $\frac{\bar{s}}{\sigma} = 1$ никакой связи вообще нет,

Теоретически доказано, что при отношении $\frac{\bar{s}}{\sigma} > 0,8$ рассматриваемая методика не дает никакого уточнения прогнозируемой величины по сравнению с тем, если бы всякий раз предусматривалась ее норма и, следовательно, такую методику надо браковать.

Обеспеченность того или иного метода оценивается отношением $p = \frac{m}{n} \%$, где m — количество оправдавшихся, а n — общее количество прогнозов.

Итоговые критерии качества прогнозов характеризуются ниже-следующей таблицей 12.

Категория качества методики	Показатели качества		
	$\frac{\bar{s}}{\sigma}$	ρ	P %
Хорошая	<0,4	0,87	>82
Удовлетворительная	0,51—0,80	0,86—0,60	81—60
Плохая	>0,80	0,60	<60

Примечание. При числе членов ряда $n \leq 15$ приведенные в таблице значения

$\frac{\bar{s}}{\sigma}$ должны быть уменьшены на 0,1. При $15 \leq n \leq 25$

значения $\frac{\bar{s}}{\sigma}$ должны быть уменьшены на 0,05.

Б. ПРОГНОЗ МНОГОЛЕТНЕГО РЕЖИМА РАСХОДА РОДНИКОВ

Многолетние прогнозы режима подземных вод по точности их составления могут подразделяться на качественные и количественные.

Качественные прогнозы — это прогнозы, в результате составления которых предсказывается только направленность процесса (или знак отклонения его от среднемноголетних значений).

При составлении **количественных** прогнозов удастся предсказать не только направленность хода процесса, но и его возможную величину.

В настоящее время, учитывая недостаточный опыт работы в области сверхдолгосрочного прогнозирования, ограниченный объем исходной информации, а также сложность теоретического обоснования описания многолетних колебаний уровня подземных вод, более реальным является составление качественных прогнозов.

Требование большой заблаговременности накладывает целый ряд специфических особенностей на подход к выбору метода сверхдолгосрочного прогнозирования. Необходимость большой заблаговременности прогнозов обуславливает те особенности и трудности, с которыми сталкивается гидрогеолог-прогнозист при разработке тех или иных методов предсказания.

Вопрос о многолетних прогнозах режима подземных вод разработан еще в недостаточном объеме.

Наиболее интересными, на наш взгляд, являются предложения по теории и методам многолетних прогнозов, содержащиеся в последних публикациях А. А. Коноплянцева (1971), С. М. Семенова (1971) и других авторов, которые использованы при написании данного раздела.

Теоретические основы сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод базируются на физическом положении о том, что при известном начальном положении какой-либо системы (подземных вод) и действующих на нее сил (режимообразующих факторов) принципиально имеется возможность предсказать положение этой системы на любой срок вперед.

Одновременно известно, что на данном этапе наших знаний о

закономерностях формирования механизма колебаний подземных вод, когда на последние действует обширный комплекс переменных факторов, практически можно предсказать не точное, а наиболее вероятное значение системы и возможные отклонения от этого значения.

С другой стороны необходимо иметь в виду, что в многолетних колебаниях уровня подземных вод отчетливо прослеживается явление инертности. Оно заключается в том, что между начальным и последующим состоянием системы (расходами подземных вод) имеется очевидная связь. Последняя затухает по мере увеличения интервала времени между начальными и последующими расходами подземных вод. Период затухания определяется конкретными природными условиями залегания подземных вод и колеблется от одного года до нескольких лет.

Свойство инертности, иначе «отзывчивости», колебания расхода на воздействие внешней среды является основополагающим при решении вопроса о возможности сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод.

Колебания расхода подземных вод относятся к процессам, характеризующимся различной емкостью памяти на предшествующее воздействие внешней среды.

Анализируя региональный фактический материал, можно заметить, что один и тот же комплекс факторов в одних условиях может вызвать изменения, затухающие весьма быстро, в других условиях—через значительно более продолжительное время.

Кроме того, и сами режимообразующие факторы, в зависимости от своей природы, могут быть носителями как кратковременной, так и долговременной «памяти».

Отсюда становится понятным, что возможность составления сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод в первую очередь определяется и зависит от степени долговременности памяти, заложенной в выбранных для составления предсказаний факторах.

К сожалению, большинство метеорологических факторов (осадки, температура, давления и т. д.) оказывают влияние, срок действия которого ограничивается месяцем, сезоном, редко годом. Следовательно, эти факторы принципиально применимы для составления преимущественно сезонных прогнозов режима подземных вод. Для сверхдолгосрочных прогнозов необходимо искать более инерционные, более обобщенные факторы.

Исследованиями последнего времени установлено, что такими носителями долговременной «памяти» изменения уровня подземных вод могут быть солнечная активность и атмосферная циркуляция.

Таким образом, из изложенного следует, что для составления сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод могут быть использованы преимущественно две группы методов.

Первая группа методов построена на закономерности, учитывающей влияние начальных условий на последующие состояния системы.

Из этой группы методов в настоящее время наиболее разработанными являются метод тенденций (регрессий) и метод установления и экстраполяции на определенный срок вперед установленных по предшествующим наблюдениям циклов колебаний (гармонический анализ).

В основе второй группы методов лежит идея использования связей между изменениями уровня подземных вод и каким-либо режимообра-

зующим фактором, причем ставится условие, что сам фактор или действует со значительным предопределением, или же может быть достаточно легко и надежно предсказан. Как уже упоминалось, такими факторами являются солнечная активность и атмосферная циркуляция. Характерной особенностью указанных факторов является объективность, четко выраженная причинность воздействия и возможность использования практически для любой территории.

При составлении прогнозов первым методом предполагают, что те закономерности, которые обуславливают режим колебаний в прошлом, будут иметь место и в будущем.

При этом легко заметить, что основная методическая трудность в данном случае заключается в достоверном установлении циклов колебаний.

В предыдущих разделах были вскрыты закономерности многолетних циклических колебаний расходов подземных вод основных природных комплексов Армении.

Качественный и количественный анализ периодичности показал, что преобладающим, основным является 10—12-летний цикл, причем естественно, возможны отклонения с точки зрения продолжительности циклов как в ту, так и в другую сторону.

Таким образом, зная фазы и период колебаний, можно наметить качественную картину будущих изменений уровней (расходов) подземных вод.

Однако нестационарность циклов и их завуалированность явились гричиной того, что пришлось применять метод прогноза, относящийся ко второй группе. Как уже упоминалось, такие прогнозы основаны на установлении связи между многолетними изменениями прогнозируемого уровня (расхода) и солнечной активностью. Совершенно очевидно, что для предсказания колебаний подземных вод необходимо иметь прогнозные значения солнечной активности. В частности, популярность солнечной активности, как прогностического аргумента, объясняется тем, что ее сравнительно легко предсказывать. Основной трудностью при составлении прогнозов режима подземных вод на основе сопоставления с солнечной активностью является то, что эта связь проявляется далеко не повсеместно и часто не имеет тесноты, достаточной для надежного предсказания, так как влияние солнечной активности в первую очередь в горных странах сказывается на режимообразующие климатические факторы.

Как пишет С. М. Семенов (1971), до самого последнего времени составление прогнозов уровней подземных вод этим методом базировалось на поисках соответствия солнечной активности и экстремумом элементов режима подземных вод. Однако легко понять, что прогнозы уровня на основе сопоставлений с экстремумами солнечной активности могут быть эффективными только в случаях с синфазным изменением этих двух процессов.

С. М. Семенов (1971) предлагает использовать для составления долгосрочных прогнозов другой, более универсальный вид солнечногеофизических связей. Как известно, существует зависимость колебаний уровня подземных вод от значений солнечной активности в моменты ее наибольших изменений в непосредственно смежные годы.

Годы, в которые такие максимальные приращения наблюдались, в литературе получили название солнечных реперов. В текущем столетии такие реперы наблюдались в 1901, 1903, 1905, 1906, 1907, 1910, 1915, 1917, 1918, 1920, 1925, 1930, 1936, 1939, 1940, 1942, 1947, 1948, 1950, 1952, 1956, 1961, 1964, 1966 гг.

Априорно можно предполагать, что скорость изменения солнечной активности должна оказывать существенное влияние на характер колебания уровня подземных вод Армении.

Моменты максимальных приращений солнечной активности могут быть приближенно определены на основании переломов разностных интегральных кривых. Каждый перелом интегральной кривой, при котором происходит изменение знака угла кривой характеризует переход от повышенных к пониженным значениям процесса и наоборот. Сопоставление показывает, что, как правило, даты переломов интегральных кривых чисел Вольфа совпадает с датами приращений солнечной активности в непосредственно смежные годы.

Имеющееся расхождение, как правило, не превышает $\pm 1-2$ лет.

На рис. 27 приведены интегральные кривые изменений расходов по родникам № 78 и № 2 и солнечной активности.

Из рисунка видно, что датам перелома интегральной кривой солнечной активности соответствует перелом интегральной кривой расхода. Такое соответствие наблюдалось в 1952, 1956 и 1962 гг. и оно отмечено крестиками. Следует отметить, что перелом на кривой расхода, как правило, бывает больше.

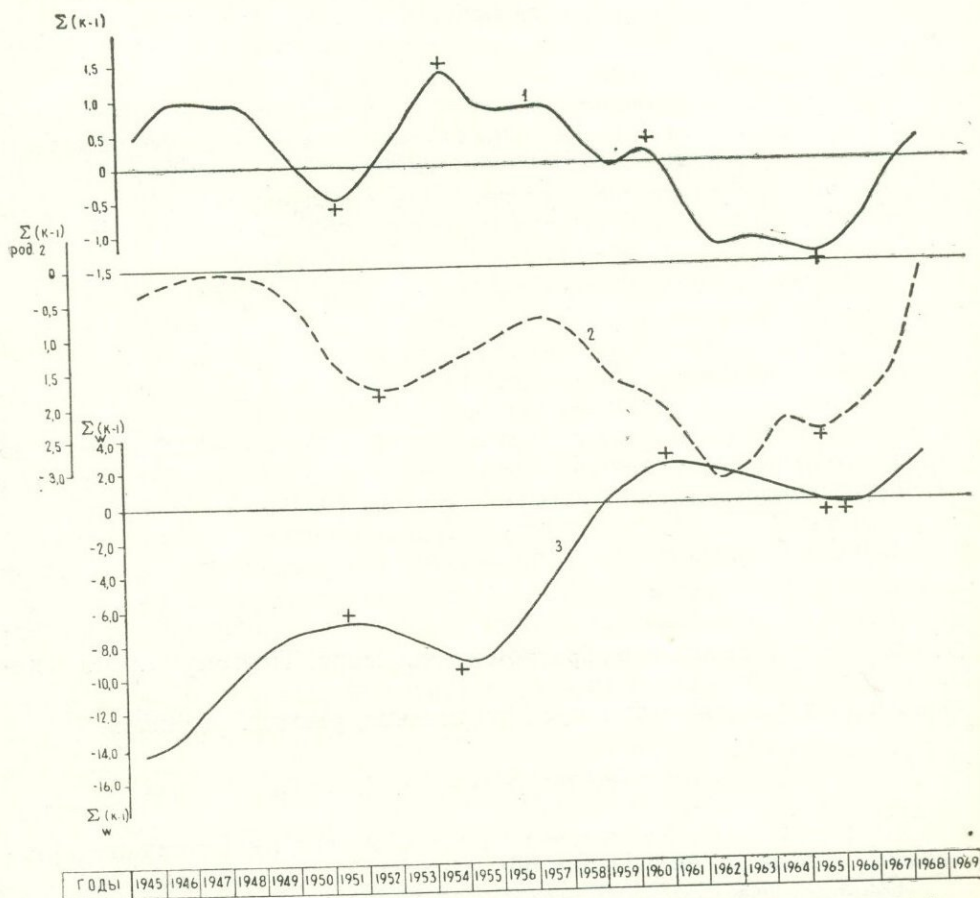


Рис 27 Сопоставление разностно-интегральных кривых отклонения модульных коэффициентов среднегодовых дебитов родников N 78 (1) и N 2 (2) и значений солнечной активности (3) в числа Вольфа

Сущность качественного прогноза базируется на использовании связей между датами наступления солнечных реперов и переломами многолетнего хода уровня (расхода) подземных вод.

Основой предсказания является дата ожидаемого солнечного репера. Опираясь на прогнозы гелиофизиков, можно предполагать, что в пределах 20-го цикла ожидаются следующие вычисленные даты экстремумов солнечной активности:

Эпоха максимума	Эпоха минимума	Солнечный репер в период спада
1969—1970	1977—1978	1973—1974

Следовательно, в 1973—1974 гг. должен произойти перелом многолетнего хода дебитов родников.

Обратимся к фактическому материалу. На рис. 28 в качестве примера приведен хронологический график колебаний расходов по роднику № 2. Из графика видно, что переломы хода уровня имели место в различные годы. Однако в годы солнечных реперов, как правило, изменение дебитов меняет свой знак на обратный. Например, солнечные реперы 1952, 1956, 1961, 1964, 1966 гг. проявились в колебаниях дебита указанного родника, что, несомненно, свидетельствует о его солнечной обусловленности.

Составление сверхдолгосрочных прогнозов колебаний дебитов родников Армении является довольно сложной задачей. В таком аспекте они ставятся впервые. Это объясняется тем, что в изменениях режима подземных вод трудно обнаружить закономерность, позволяющую предвидеть ход процесса на определенный срок вперед. Тем не менее, как уже упоминалось, 10—12-летний цикл выявить удалось.

На него приходится опираться при экстраполивании.

Другим прогностическим ориентиром является ожидаемый солнечный репер 1974—1975 гг. В соответствии с этим на рубеже 1970—1971 гг. многолетний подъем, который имел место на данной территории, начиная с 1965 года, сменился ветвью спада. Этот спад будет продолжаться с возможными отклонениями, соответственно до 1974—1975 гг., т. е. до очередного солнечного репера. Затем снова должен произойти перелом хода в сторону увеличения расходов. В годы солнечного репера среднегодовые расходы будут или равны многолетней норме, или меньше ее.

В период предстоящего спада солнечной активности в XX цикле расход дебитов будет изменяться синфазно с солнечной активностью.

Кроме того, вековые колебания западного типа циркуляции и осадков должны измениться в обратном направлении. Поэтому можно ожидать, что в ближайшем десятилетии будет наблюдаться общее понижение осадков, речного стока, и, следовательно, расхода родников.

В. ПРОГНОЗ СЕЗОННОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Прогнозы сезонного режима подземных вод имеют важное практическое значение при решении большого круга практических задач.

Однако, несмотря на очевидную актуальность этой проблемы, до последнего времени исследований по прогнозам режима подземных вод на территории Армении не проводилось. Такое положение можно объяснить сложностью задачи, отсутствием длительных рядов наблюдений.

В настоящее время в практике гидрогеологического прогнозирования довольно широкое применение находят следующие методы.

Гидродинамические методы. Эти методы, имеющие наиболее твердую физическую основу, построены на принципе установления функциональной связи между некоторыми обобщенными показателями факторов (например, инфильтрация) и изменения уровня (расхода) подземных вод. Такие методы разработаны для весьма ограниченного комплекса природных условий, значительно упрощающих реальные условия формирования режима подземных вод.

Так, для территории Армении (особенно ее горной части), по нашим исследованиям, может быть успешно применен метод предсказаний дебита по уравнению Майэ-Буссинеска.

Ими установлено, что в период независимого спада расходов родника снижение дебита подчиняется кривой, описываемой уравнением

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t},$$

где Q — искомый дебит источника в момент времени t , отсчитываемого от начала засушливого периода;

Q_0 — дебит источника в начале засушливого периода;

α — коэффициент истощения.

Заметим, что в строгом смысле данное выражение справедливо только в том случае, когда независимый спад происходит без изменения уклона потока.

Коэффициент истощения зависит от коэффициента фильтрации K , водоотдачи M водоносного слоя, его средней мощности h_{cp} и от расстояния источника до водораздела подземных вод со свободной поверхностью.

Величина коэффициента истощения определяется по формуле:

$$\alpha = \frac{\pi^2 k h_{cp}}{4 \mu L^2}$$

где L — расстояние от выхода источника до водораздела.

В практике гидрогеологического прогнозирования коэффициент истощения определяется по данным режимных наблюдений по уравнению

$$\alpha = \frac{\ln Q_1 - \ln Q_2}{t_1 - t_2}$$

где Q_1 — Q_2 — расходы родников водоносного горизонта в промежутке времени t_1 и t_2 .

Опыт применения этого уравнения применительно к природным условиям Армении показывает, то заблаговременность прогноза (t_1 — t_2) может быть принята как промежуток времени между весенним максимумом и расходом, зафиксированным через 2—3 месяца после него в период существования летне-осеннего спада.

Апробация данного метода для прогноза расхода родников показала возможность его применения для предсказания минимальных летне-осенних расходов подземных вод (рис. 29).

Метод генетического сопоставления эмпирических данных. Этот метод, называемый вероятностно-статистическим, является основным

при составлении долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов режима подземных вод. Сущность метода заключается в эмпирическом сопоставлении численных значений влияющих факторов с численными значениями прогнозируемых элементов. В результате таких сопоставлений устанавливается относительная связь между изменениями предсказываемой величины (функции) и аргументом прогностической связи.

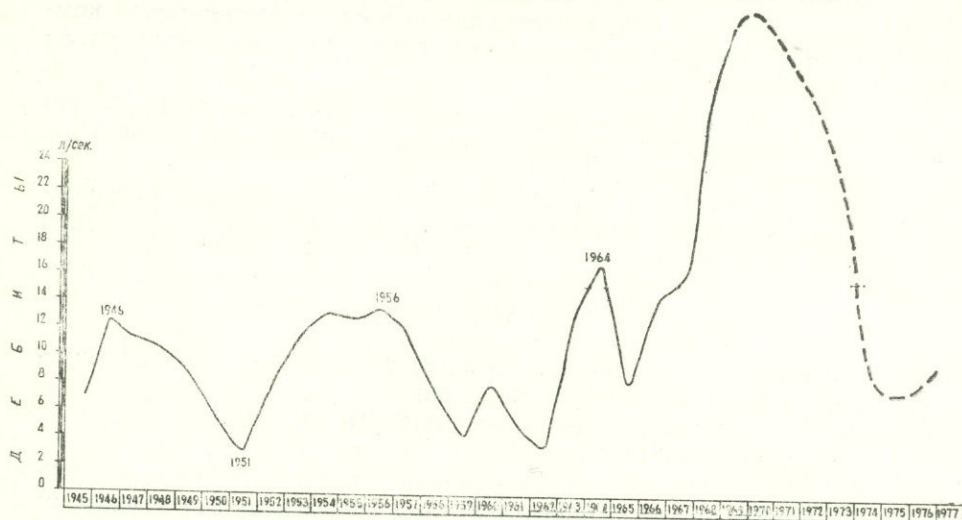


Рис. 28 Прогноз многолетней тенденции изменения расхода родника N 2 на основе сопоставления с солнечной активностью

— Фактические значения дебитов.
--- Прогнозное значение дебитов.

Обычно при таком сопоставлении используется материал многолетних наблюдений. Прогностическая связь может быть простой, когда прогнозируемый элемент увязывается с одним из главных режимообра-

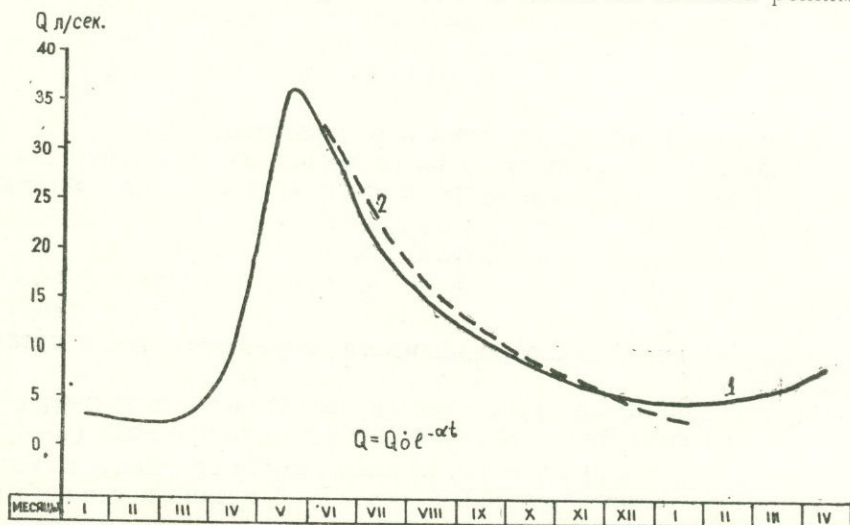


Рис. 29 Сопоставление прогнозных (по уравнению Майе - Буссинеска) и фактически наблюдавшихся дебитов на кривой летне-осеннего спада родн. 77 в 1954-55 гг.
1. Фактические дебиты. 2. Прогнозные.

зующих факторов, сложной, когда к анализу привлекаются несколько влияющих факторов.

Оценка тесноты установленной связи и составление прогностических уравнений осуществляется с помощью корреляционного анализа.

В практике прогнозов режима подземных вод общий метод эмпирических сопоставлений распадается на целый ряд методик. Они заключались в установлении прогностических связей с:

- 1) факторами метеорологической группы (осадки, температура, влажность и т. д.);
- 2) солнечной активностью;
- 3) характером и видами атмосферной циркуляции;
- 4) гидрологическими факторами;
- 5) согласованными показаниями двух наблюдательных скважин, из которых одна дает информацию о возможных изменениях режима подземных вод с предопределением;
- 6) уровнями (расходами) подземных вод предыдущего и последующего периода.

Как будет показано ниже, метод тенденций или метод учета последующих состояний процесса на основании изучения его предыстории для прогноза режима подземных вод имеет исключительное значение.

Используя многолетнюю устойчивость закономерностей сезонного режима, представляется возможным получить прогностические связи для предсказания основных узловых точек графика.

Метод составления балансовых уравнений. Этот метод, использующийся для прогноза режима подземных вод, заключается в тщательном изучении и сопоставлении всех приходных и расходных элементов баланса и на этой основе делается предсказание о возможном изменении режима подземных вод. Этот метод может быть применен для прогноза дебитов родников Армении.

1. Прогноз расходов родников на период летне-осеннего спада

Летне-осенние минимальные дебиты характеризуют производительность водоносного горизонта на период его максимального истощения в результате сработки под влиянием подземного стока. Обычно уменьшение дебитов начинается сразу после наступления весеннего максимального расхода.

В основу методики прогноза летне-осенних минимальных дебитов и положена закономерность этого уменьшения.

Рабочим инструментом прогноза являются зависимости, устанавливающие связь основных точек годового графика колебаний дебита:

- а) максимальный весенне-летний дебит родников, определяющий точку начала летне-осеннего спада;
- б) минимальный осенне-зимний дебит, самый низкий дебит, который наблюдается осенью или зимой;

в) минимальный предвесенний дебит, который обычно наблюдается в следующем календарном году. Этот расход, как правило, предшествует началу весеннего подъема. Он показывает величину истощения, после которого снова начинается увеличение запасов. Если рассматривать режим подземного стока в течение гидрологического года, можно заметить, что все вышеназванные точки находятся в определенной при-

чинной связи. Последняя заключается в том, что, получив в весенний период основное питание, подземные воды затем в течение лета, осени и зимы расходуют свои запасы преимущественно на подземный сток. Следовательно, при равных условиях стока весенний максимум будет определять и осенний и даже предвесенний минимум. Так как весенний максимум легко фиксируется наблюдениями, его целесообразно принять за аргумент прогностической связи, а в качестве функции—последующие расходы, удаленные от весеннего максимума каким-либо промежутком времени. Составление прогнозов осуществляется при помощи графиков связи весенне-летнего расхода (аргумент) и расходами тех месяцев, в течение которых наблюдается более или менее устойчивый спад. Очевидно, целесообразно и практически осуществимо прогнозировать расходы подземных вод первого, второго и т. д. месяцев, т. е. до того момента, в течение которого прогностическая связь прослеживается. Небезынтересно отметить, что в данном случае прогнозируется не только величина события, но и время его осуществления. Коротко охарактеризуем технику построения прогностических графиков.

Все графики строятся по данным многолетних рядов наблюдений. На оси абсцисс откладывается фазооднородные значения аргумента, а на оси ординат — соответствующие эмпирические значения искомой функции. Полученные точки в плоскости координат образуют некоторое корреляционное поле.

Как показывает практика составления указанных прогностических зависимостей, теснота связи и, следовательно, точность предсказания в значительной степени определяется в основном региональными условиями формирования режима подземных вод в летний и осенний периоды.

Коротко остановимся на этом обстоятельстве. Эффективность методов прогноза, основанных на использовании устойчивых за многолетие сезонных закономерностей, в значительной степени определяется воздействием активных и переменчивых во времени атмосферных осадков, испарения и т. д.

Там, где влияние последних зарегулировано, с большей вероятностью можно ожидать устойчивых прогностических связей. Отсюда следует вывод, что на качество методов прогноза в первую очередь оказывают воздействие климатические условия формирования режима подземных вод. Кроме того, устойчивость прогностических связей зависит от той глубины залегания водоносного горизонта, которая не лимитирует инфильтрационное питание.

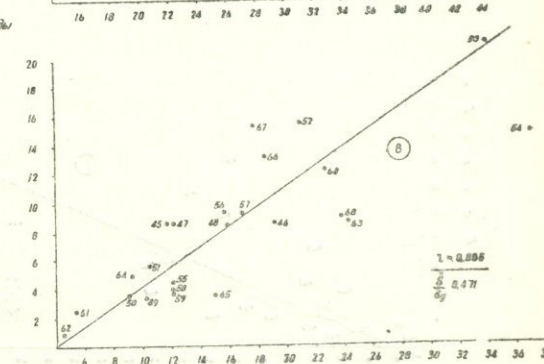
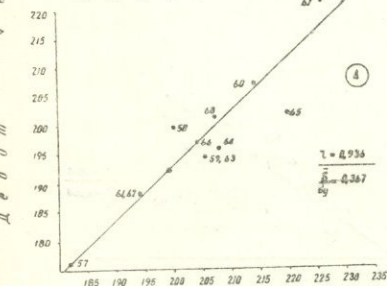
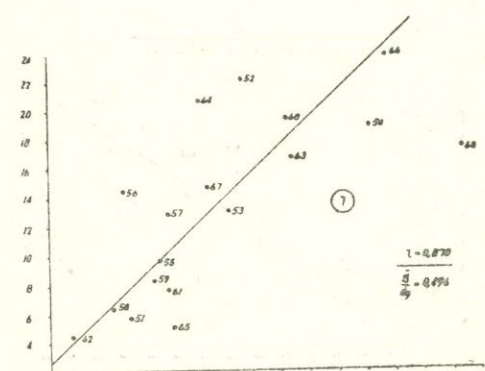
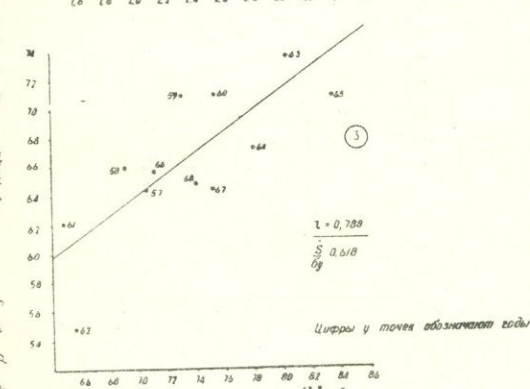
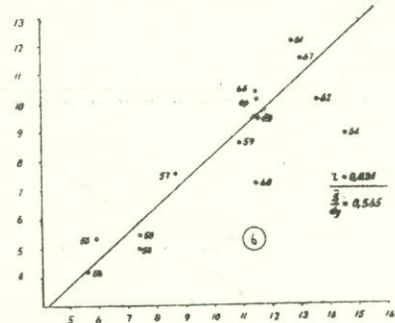
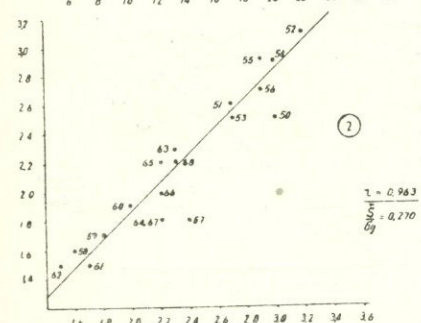
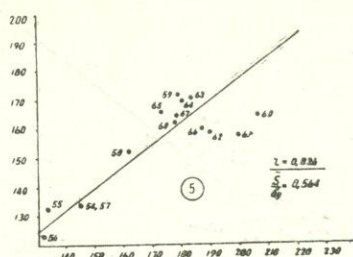
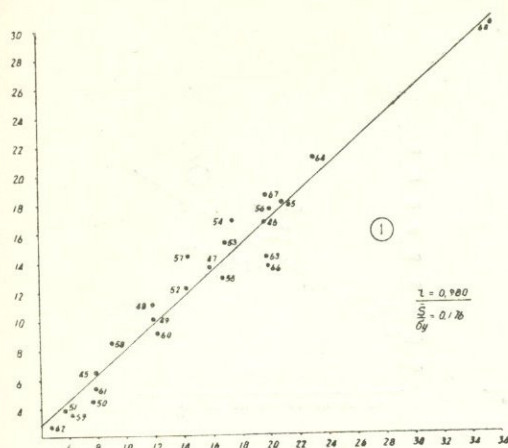
В соответствии с этим очевидно, что наиболее точные прогностические связи применительно к природным условиям Армении наблюдаются в районах, значительно удаленных от области питания.

На рис. 30, 31 приведены прогностические зависимости, дающие возможность предсказывать расходы родников с заблаговременностью 2 и 3 месяца по родникам №№ 2, 16, 77, 78, 252, 253, 44, 46.

Анализ этих зависимостей и их расчет убедительно показывает, что предлагаемая методика дает удовлетворительные результаты.

Качество (точность) прогнозов теснейшим образом зависит от заблаговременности. Проследим эту закономерность более подробно.

Прогнозы с двухмесячной заблаговременностью имеют более высокую оправдываемость. По роднику № 2 генетическая связь весеннего максимального дебита с дебитами на ветви спада, отстоящими от него



Весенний максимальный среднemesячный дебит (Q_{max}) л/сек.

Рис. 30. Графики связи для прогноза многолетних дебитов, отстоящих от весеннего максимума на 2 месяца для некоторых характерных родников N 2 (1), N 16 (2), N 44 (3), N 46 (4), N 252 (5), N 253 (6), N 77 (7), и N 78 (8).

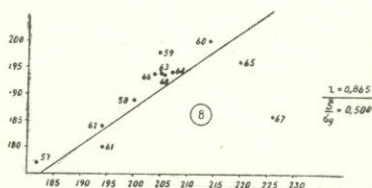
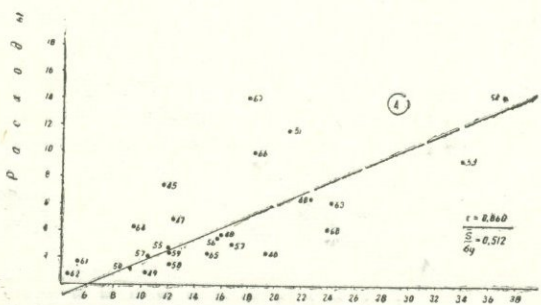
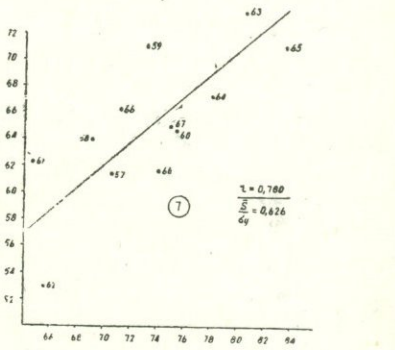
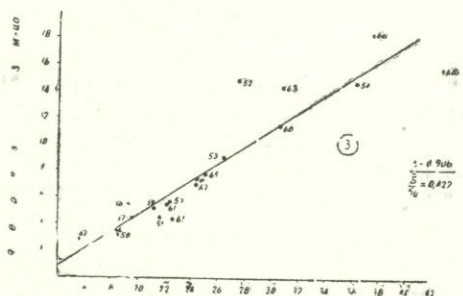
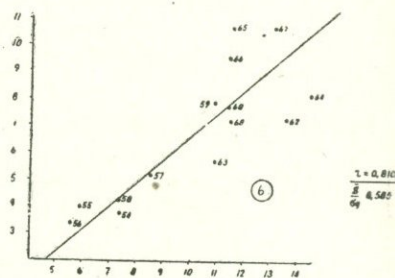
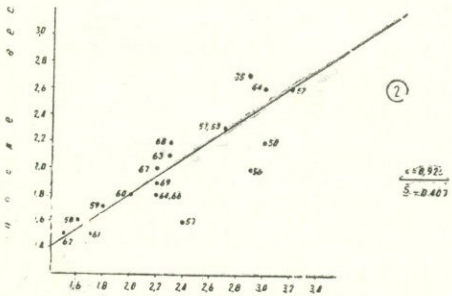
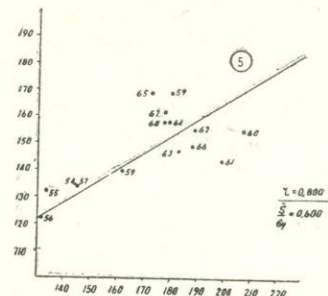
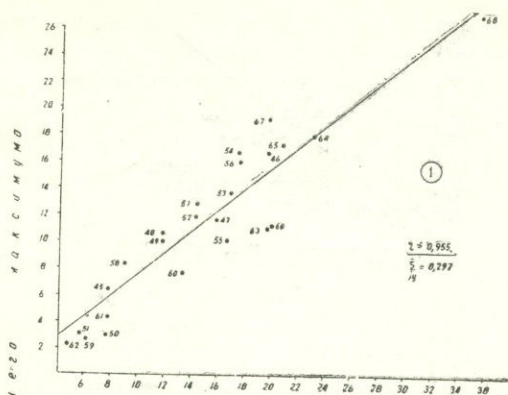


Рис. 31. Графики связи для прогноза среднесезонных дебитов родников, формирующихся через 3 месяца после весенне-летнего максимума N2 (1), N16 (2), N77 (3), N78 (4), N252 (5), N253 (6), N44 (7), N46 (8).

на 2 месяца, оценивается весьма высоким коэффициентом корреляции, равным 0,980, а показатель качества методики равен 0,176. С увеличением заблаговременности достоверность прогнозирования снижается, качественные показатели связи ухудшаются. Коэффициент корреляции

уже равен 0,955, а $\frac{\bar{S}}{\sigma} = 0,295$

Таблица 13

Характер сопоставления качества прогнозов при увеличении заблаговременности по некоторым родникам

Номера родников	З а б л а г о в р е м е н н о с т ь			
	2 месяца		3 месяца	
	r	$\frac{\bar{S}}{\sigma}$	r	$\frac{\bar{S}}{\sigma}$
2	0,980	0,176	0,955	0,297
16	0,963	0,270	0,925	0,407
44	0,788	0,618	0,780	0,626
46	0,936	0,367	0,865	0,504
77	0,870	0,496	0,908	0,422
78	0,860	0,512	0,885	0,471

Исключение из указанной закономерности составляет родник № 77, по которому, наоборот, с ростом заблаговременности качества прогнозов улучшается. Объясняется это нестационарностью многолетнего режима летнего спада именно в интервале 2 месяцев после весеннего максимума. После этого срока спад снова стабилизируется.

2. Прогноз расходов родников на период зимнего спада

Применительно к природным условиям Армении зимний, особенно предвесенний периоды характеризуются наибольшим истощением запасов подземных вод. Именно в это время дебиты снижаются до минимальных в году отметок.

Прогнозируя расход грунтовых вод в зимний период, тем самым как бы предсказывается степень сработки водоносного горизонта в течение замкнутого гидрологического года.

Зимние уровни и расход грунтовых вод интересны еще и тем, что они по существу в горных районах во многом определяют будущую водоносность рек, а такие будущие, в частности, максимальные весен-

ние расходы самих подземных вод. Именно предвесенний дебит является одним из основных факторов, учитываемых прогнозистами при предвычислении максимального весеннего расхода подземных вод.

В основе предсказаний зимних расходов лежат все те же физико-генетические закономерности постепенного и закономерного истощения запасов подземных вод и связанное с этим понижение дебитов. Как известно, наиболее устойчивому проявлению этих закономерностей способствует промерзание верхней части зоны аэрации и прекращение на этот период инфильтрации атмосферных осадков. Таким образом, если зона аэрации проморожена, то формирование режима подземных вод осуществляется в основном под воздействием подземного питания стока и тех изменений, которые наблюдаются в зоне аэрации в результате температурного перемещения почвенной влаги. В этих условиях, исходя из теоретической модели процесса, наблюдаются устойчивые связи между минимальными расходами в летне-осенний период (эти расходы предшествуют моменту замерзания зоны аэрации) и расходами, которые формируются в конце зимнего спада. Прогнозирование осуществляется при помощи графиков, составляющих эти величины.

Однако если рассматривать сезонные изменения дебитов основных родников горной зоны Армении, то можно заметить, что тот спад, который формируется непосредственно после весенне-летнего максимума, продолжается с различной степенью устойчивости вплоть до следующего весеннего подъема.

Опираясь на данную закономерность, можно сделать предположение о существовании связи между величиной весеннего максимума и предвесенними минимумами последующего года.

Однако апробация этой методики на материалах наблюдений по нескольким родникам не подтвердила предположения.

На рис. 32 приведены графики связи среднемесячных максимальных дебитов текущего года и среднемесячных минимальных дебитов последующего года.

Из рис. 32 видно, что точки на графиках имеют значительный разброс. Количественный подсчет зависимостей показал, что коэффициент

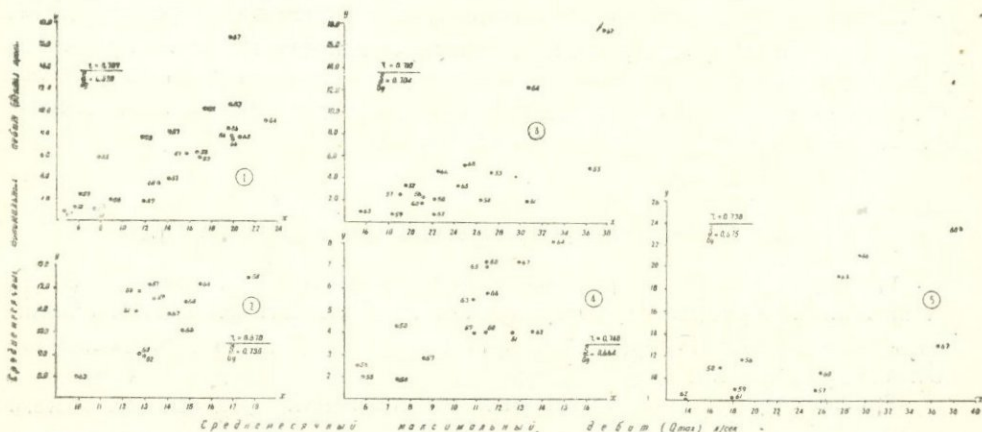


Рис. 32. Графики связи для прогноза среднемесячных минимальных дебитов родников по величине весеннего максимального дебита предшествующего года. N 1 (7), N 300 (7), N 77 (3), N 253 (4), N 134 (5)

корреляции ни по одному из апробированных родников не превышает 0,8, а показатель эффективности методики $\frac{\bar{s}}{\sigma}$ свидетельствует об удовлетворительном качестве методики.

Наиболее тесную связь между выбранными нами аргументами и функцией характеризует родник № 2. Но и здесь коэффициент корреляции имеет довольно низкое значение, равное 0,787.

3. Прогноз среднегодовых расходов родников

Заблаговременное предсказание среднегодовых дебитов родников имеет большое практическое значение. Среднегодовой дебит (уровень) является одной из основных характеристик режима подземных вод.

Прогнозируя его значение, мы тем самым предсказываем ожидаемую водность года, получаем возможность судить о положении дебита в многолетнем разрезе (выше или ниже нормы). С последним связана также перспектива предвидения начала или конца ветвей многолетнего подъема или спада дебитов подземных вод. Особое значение приобретает предвычисление среднегодовых дебитов (уровней) подземных вод в связи с необходимостью построения прогнозных карт режима.

В этом аспекте на первое место выдвигается проблема разработки таких методов прогноза среднегодового дебита, которые бы давали достаточную заблаговременность. Общеизвестно, что достоверная величина среднегодового уровня или дебита определяется в результате суммирования всех имеющихся в пределах календарного года срочных замеров. Рассматривая график колебания уровня (расхода) подземных вод, можно видеть, что он состоит из участков подъема, спада и стабилизации, размеры среднегодового дебита (уровень) в основном определяются соотношением величин подъемов и спадов.

Если, например, в данном году, по сравнению с предшествующим, увеличения расхода подземных вод были значительнее и продолжительнее, чем спады, то среднегодовой дебит также в этом году будет располагаться на более высоких отметках.

В горных районах Армении основное пополнение подземные воды получают в весенний период. Именно в это время дебиты родников достигают максимальных значений. Весеннее питание подземных вод является важнейшим фактором, определяющим дальнейшие размеры дебитов. Летне-осенние и зимние спады являются более стабильными параметрами режима.

Таким образом, можно предположить, что между среднегодовым расходом и расходом на период весеннего максимума должна, как об этом пишут С. М. Семенов и др. (1971), существовать зависимость, которая выражается в том, что чем больше в данном году величина весеннего максимума, тем выше значение среднегодового расхода и наоборот.

Подобного рода прогностическая связь имеет достаточно большую заблаговременность. Для большинства районов Армении заблаговременность предвычисления среднегодовых дебитов достигает 6 месяцев.

На рис. 33 приведены зависимости среднегодового дебита от среднемесячных максимальных расходов применительно к наиболее типичным родникам №№ 2, 14, 5 и 78. Следует сразу же отметить, что данная методика, апробированная на указанных выше родниках, обладает высокими качественными показателями. Например, по роднику № 5 коэффициент корреляции, характеризующий тесноту связи, равен 0,987, а

отношение $\frac{s}{\sigma}$ не превышает 0,161, что является несомненным свидетельством хорошего качества методики. Столь же надежными являются прогностические связи для родников №№ 14, 2.

Интересно, что качество прогнозов ухудшается с ростом высоты местности. Так, прогнозы, составленные по роднику № 78 (III водоносная зона), обладают наименьшей по отношению к другим родникам достоверностью. Качество прогнозов здесь снижается до удовлетворительного ($\frac{s}{\sigma} = 0,618$), а коэффициент корреляции равен 0,786. Рассматривая график для родника № 78 (рис. 33), можно видеть, что от законо-

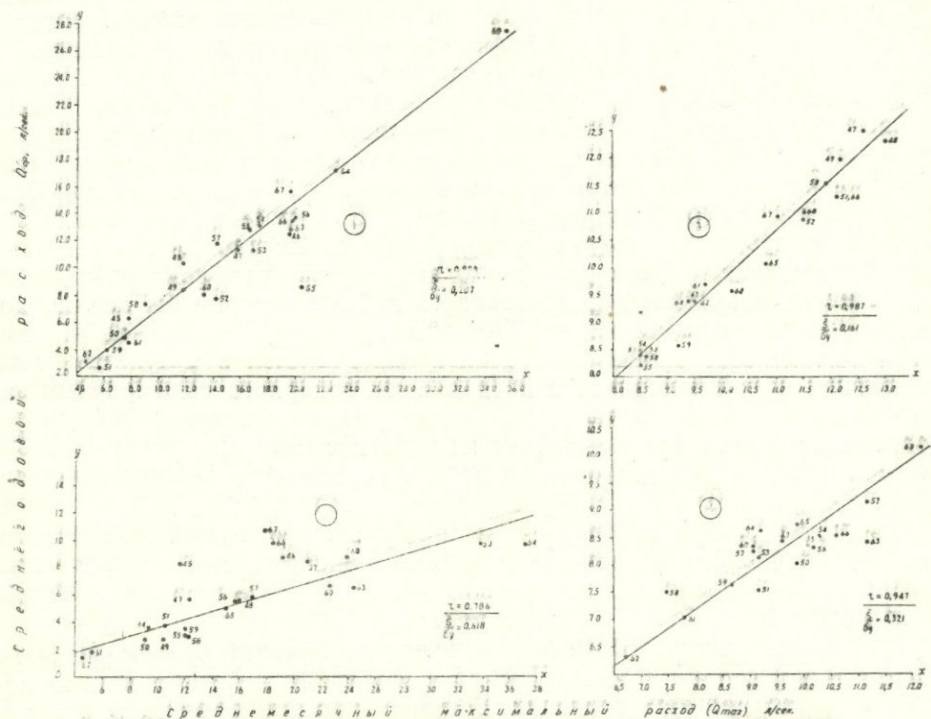


Рис. 33. Графические связи для прогноза среднегодового расхода родников №2(1), №78(2), №5(3), №14(4) по данным о величине весеннего максимального расхода.

мерности значительно отклонились дебиты 1967, 1966 и 1945 гг. В эти годы наблюдались аномально высокие среднегодовые расходы при сравнительно низких максимальных дебитах.

Такие условия формирования среднегодовых уровней создаются тогда, когда вторая половина календарного года бывает более многоводной, чем первая.

4. Прогноз и эпигноз весенних максимальных и среднегодовых расходов родников по метеорологическим факторам

Предсказание величины весеннего максимального дебита (уровня) подземных вод представляет важную задачу гидрогеологических прогнозов для мелиораторов, гидротехников, гидрологов, проектировщиков и строителей. Прогнозирование весеннего максимума сопряжено с необходимостью преодоления ряда теоретических и методических трудно-

стей. Известно, что весеннее повышение уровня подземных вод относится к многофакторным явлениям, поэтому еще нет удовлетворительной физической модели, описывающей это явление; недостаточно выявлены основные факторы.

Исследования в этом направлении были осуществлены А. А. Коноплянцевым (1967), который методом сопоставлений величины весеннего максимума и предшествующих режимобразующих факторов, используя аппарат множественной корреляции, составил удовлетворительные прогнозы весеннего максимума по некоторым районам Европейской территории СССР.

Названная работа доказывает, что сопоставление весеннего максимального уровня грунтовых вод с комплексом определяющих его режимобразующих факторов и оценка этого сопоставления методом множественной корреляции может явиться одним из основных приемов составления прогнозов расходов грунтовых вод на весенний период.

Большинство исследователей считают, что формирование весеннего дебита или уровня в основном происходит под влиянием следующих независимых факторов:

- 1) атмосферных осадков летне-осеннего периода (VI—XI);
- 2) атмосферных осадков холодного периода (XII—III);
- 3) температуры воздуха в начальный период формирования снежного покрова;
- 4) температуры воздуха периода снеготаяния;
- 5) количество атмосферных осадков, выпавших в период от начала снеготаяния до наступления максимума;
- 6) суммы положительных температур, которые наблюдаются до момента устойчивого повышения температуры воздуха более 0° ;
- 7) Продолжительности периода сохранения сезонной мерзлоты в зоне аэрации.

Прогноз весеннего максимального дебита или уровня представляет из себя весьма трудную задачу, так как пока еще не выяснена природа формирования этого элемента.

Тем не менее некоторые результаты в этом направлении достигнуты. В качестве примера приведем первую для территории Армении попытку прогнозирования весеннего максимального дебита по роднику № 2.

Априорно предполагалось, что на максимальный дебит существенное влияние оказывают атмосферные осадки предшествующего периода и в частности, осадки зимы, температура воздуха осенне-зимнего периода, а также те дебиты, которые определяют весенние максимальные расходы. Расчеты осуществлялись методом множественной корреляции.

Была составлена матрица частных коэффициентов корреляции, которая позволяет определять весовые функции учитываемых факторов.

Вес фактора определяется по абсолютной величине частного коэффициента корреляции и по той связи, которую имеет анализируемый фактор с другими факторами. Аппарат множественной корреляции требует, чтобы привлекаемые для прогноза факторы не находились между собой в тесной связи.

В результате расчета применительно к роднику № 2 выяснилось, что наибольшее влияние на весенний максимальный дебит (y) оказывают предшествующий декабрьский среднемесячный расход (x_1) и сумма осадков предшествующего периода: с декабря предшествующего года по январь и февраль текущего года (x_2).

Взаимная корреляция этих двух факторов сравнительно не велика $r_{x_1 x_2}=0,484$. В то же время их влияние на весенний максимум довольно значительно ($r_{yx1}=0,864$, $r_{yx2}=0,638$).

Коэффициент корреляции (R) вычисляется по уравнению А. А. (Коноплянцев 1971):

$$R = \sqrt{\frac{r_{yx1}^2 + r_{yx2}^2 - 2r_{yx1} \cdot r_{yx2} \cdot r_{x1x2}}{1 - r_{x1x2}^2}}$$

Он оказался равным $R = 0,90 \pm 0,026$.

Прогнозное уравнение связи имеет вид:

$$y - \bar{y} = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \cdot \frac{r_{yx1} - r_{yx2} \cdot r_{x1x2}}{1 - r_{x1x2}^2} (x_1 - \bar{x}_1) + \frac{\sigma}{\sigma_{x_2}} \cdot \frac{r_{yx2} - r_{yx1} \cdot r_{x1x2}}{1 - r_{x1x2}^2} (x_2 - \bar{x}_2)$$

где: $\bar{y}_1$ — среднемноголетнее значение прогнозной величины;

$\bar{x}_1$ — среднемноголетнее значение среднемесячных декабрьских расходов;

x_2 — среднемноголетнее значение суммы осадков за декабрь, январь и февраль;

$\sigma_y, \sigma_{x_1}, \sigma_{x_2}$ — среднеквадратические отклонения переменных x_1, x_2, y .

В окончательном виде прогнозное уравнение, по которому составляются рабочие прогнозы, представляется в виде:

$$y = 1,19x_1 + 0,063x_2 - 1,81$$

Средняя квадратическая ошибка проверочных прогнозов (уравнения регрессии) ($\bar{s}_4$) равна 3,89. В соответствии с этим показатель эффективности методики $\frac{\bar{s}}{\bar{s}_4} = 0,436$, что свидетельствует об удовлетворительном качестве составляемых прогнозов.

Допустимая ошибка прогнозов равна 6,0 л/сек. Анализ проверочных прогнозов показал, что примененная методика имеет обеспеченность, равную 91%.

За все годы наблюдений прогнозы не оправдались только в двух случаях, в 1958 и 1959 гг., когда они вышли за интервал допустимой ошибки.

На рис. 34 приведен пример сопоставления прогнозных и фактических значений дебита по роднику № 2. Рисунок наглядно иллюстрирует удовлетворительное качество прогнозов.

Большой интерес может представить также выяснение возможности составления предсказаний на основании сопоставления только с факторами метеорологической группы. В этом аспекте предварительно были опробованы связи среднегодовых дебитов и предшествующих атмосферных осадков по родникам №№ 5, 78 и скв. № 39.

Наиболее облегченным способом при определении корреляционных зависимостей между двумя переменными является предлагаемая нами методика определения связи посредством углового рангового коэффициента. Расчеты по указанному методу менее трудоемки и более надежны.

Располагая фактическими многолетними данными по режиму дебитов родников и выявив прямолинейную связь между атмосферными осадками и расходами, можно оценить величину углового коэффициента $\operatorname{tg} \alpha$, который является показателем степени связи между переменными величинами.

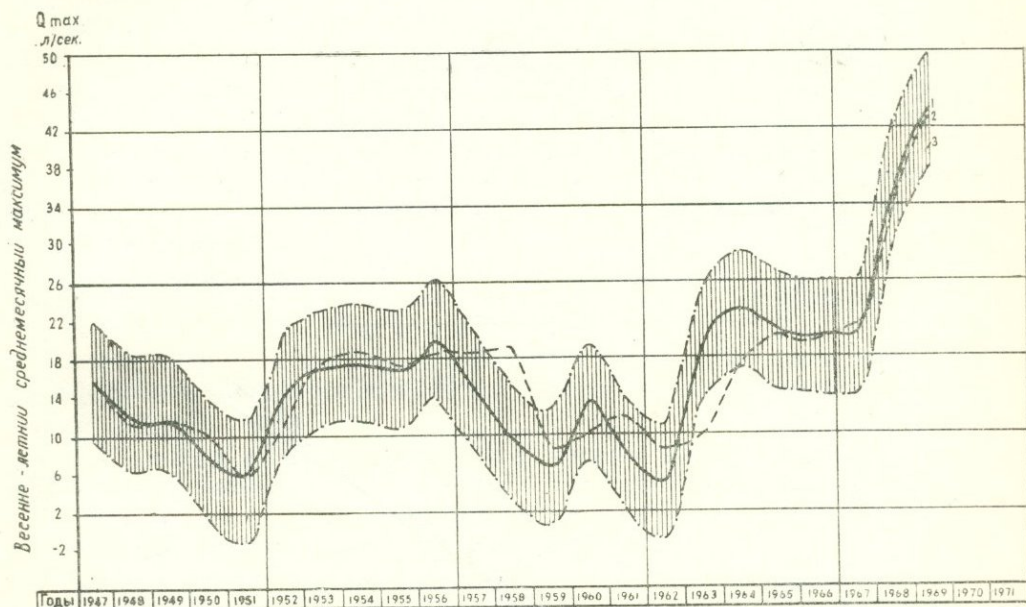


Рис. 34. Сопоставление прогнозных и фактических максимальных среднесезонных дебитов по роднику №2 за период 1947-1969 гг.

1. Фактические замеры дебитов.
2. Прогнозные (расчетные) дебиты.
3. Интервал допустимой погрешности.
Прогнозного уравнения: $\delta_{\text{доп.}} = \pm 0,674 \cdot \delta_y = 6,01 \text{ л/сек.}$

На графике корреляционной связи среднегодового расхода родника № 78 (рис. 35) от пересечения прямолинейных линий X по y и y по X образовался острый угол α .

Как видно из треугольника ABC $\angle \alpha = \angle \alpha_2 - \alpha_1$ где $\angle \alpha_2 = 42^\circ$, а $\angle \alpha_1 = 30^\circ$. Следовательно $\angle \alpha = 12^\circ$ что подтверждает тесную связь между расходами и осадками, так как чем меньше значение $\angle \alpha$, тем теснее корреляционная связь между переменными величинами.

Если между упомянутыми величинами существовала бы функциональная связь, тогда прямые x по y и y по x сольются в одну линию и $\angle \alpha$ будет равен нулю, а угловой коэффициент $\operatorname{tg} \alpha$ также будет равен нулю. Угловой коэффициент можно определить посредством общеизвестной тригонометрической формулы:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\operatorname{tg} \alpha_2 - \operatorname{tg} \alpha_1}{1 + \operatorname{tg} \alpha_1 \cdot \operatorname{tg} \alpha_2}$$

Подставляя в формулу параметры родника № 78 третьей водоносной зоны, получим $\operatorname{tg} \alpha = \frac{\operatorname{tg} 42^\circ - \operatorname{tg} 30^\circ}{1 + \operatorname{tg} 42^\circ \cdot \operatorname{tg} 30^\circ}$, так как $\operatorname{tg} 42^\circ = 0,900$ и $\operatorname{tg} 30^\circ = 0,577$, следовательно, $\operatorname{tg} \alpha = 0,213$, корреляционная связь будет надежной.

На графиках (рис. 35), построенных по предлагаемому методу, ясно выделяется степень корреляционной связи между атмосферными

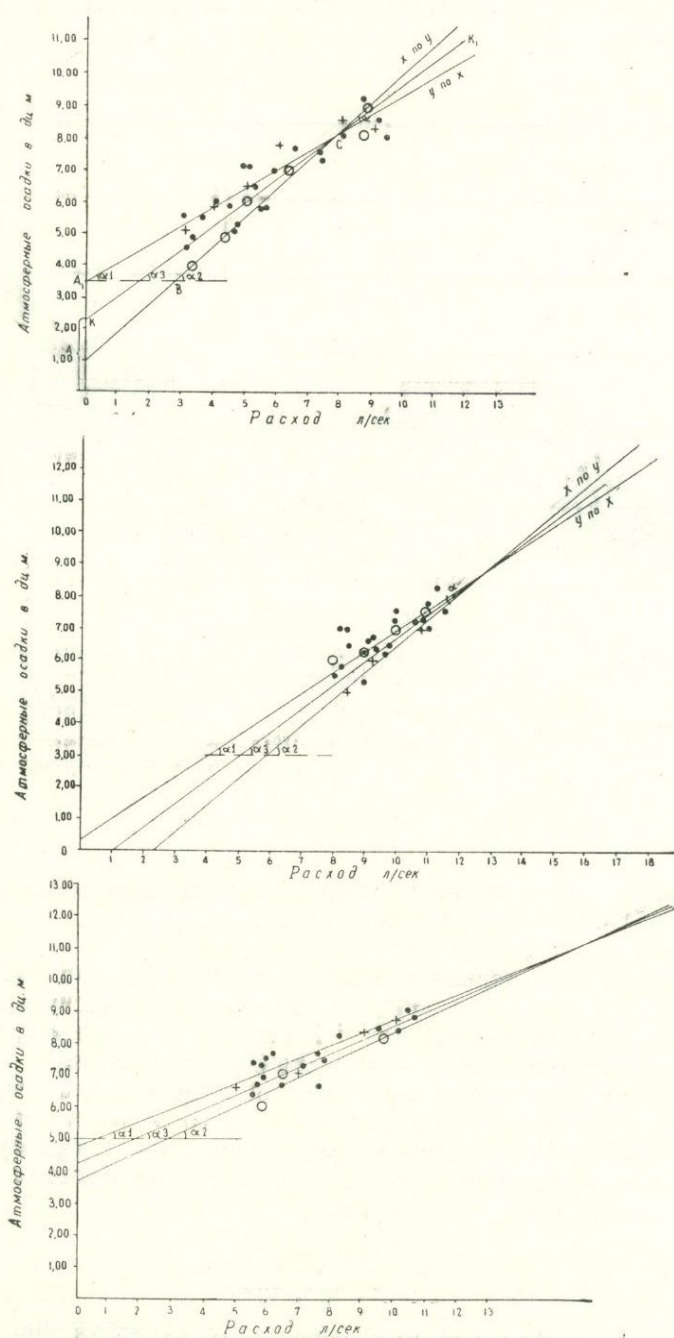


Рис. 35. График связи среднегодового расхода скважины N39 и годовых сумм атмосферных осадков за многолетие

осадками и расходами родника № 5 и скважины № 39. В первом случае значение углового коэффициента равно 0,105 при $\angle \alpha = 6^\circ$, во втором 0,052, а $\angle \alpha = 3^\circ$.

Указанное свидетельствует о существовании закономерности в изменениях между атмосферными осадками и расходами подземных вод по зонам.

Угловой коэффициент может изменяться в широких пределах, однако при выявлении корреляционной связи между двумя переменными, интервал изменения $\angle \alpha$ принимаем от нуля до 45° , а углового коэффициента—от нуля до единицы, так как при величине $\angle \alpha > 45^\circ$ ни о какой корреляционной связи не может быть и речи.

Нами приняты четыре ориентировочные степени, характеризующие тесноту корреляционной зависимости на основе изменения величин углового коэффициента ($\text{tg} \alpha$).

а. Тесная корреляционная связь. Величина углового коэффициента ($\text{tg} \alpha$) изменяется от нуля до 0,176 при изменении $\angle \alpha$ от 0° до 10° .

б. Надежная корреляционная связь. Величина углового коэффициента изменяется от 0,176 до 0,364 при изменении угла в пределах от 10° до 20° .

в. Слабая корреляционная связь. Величина углового коэффициента изменяется от 0,364 до 0,577 ($\angle \alpha$ изменяется от 20° до 30°).

г. Незначительная корреляционная связь изменяется в пределах от 0,577 до 1,0 и $\angle \alpha$ от 30° до 45° .

Таким образом, чем меньше значение углового коэффициента, тем корреляционная зависимость между переменными величинами приближается к функциональной. Графическим выражением прямолинейной связи между атмосферными осадками и расходами является биссектриса $\angle \alpha$, уравнение которой будет $Y = AX + B$. Например, для родника № 78 биссектрисой будет прямая КК₁.

На графике (рис. 35) A является угловым коэффициентом, т. е. $A = \text{tg} \alpha_2$, где $\angle \alpha_2 = 35^\circ$ или $\text{tg} 35^\circ = 0,700$, B —свободный член, отрезок, отсекаемый линией связи (биссектрисой) на оси, равен 2,3, следовательно, $Y = 0,700x + 2,3$.

Следует отметить, что точность прогнозов зависит от степени тесноты корреляционной связи переменных величин. Посредством приведенного уравнения можно восстановить пропуск в наблюдениях над расходами, либо атмосферными осадками и выявить допущенные ошибки. Рассмотрим восстановление пропусков в замерах:

а) максимальных годовых сумм атмосферных осадков, за многолетие;

б) максимального годового расхода за многолетие;

в) минимальных годовых сумм атмосферных осадков за многолетие;

г) минимального годового расхода за многолетие.

Пользуясь уравнением связи $Y = AX + B$, принимая за Y максимальные атмосферные осадки за многолетие и располагая данными расхода за 1953 г.—9,3 л/сек (табл. 14), получим:

$$Y = 651 \text{ мм.}$$

При сравнении с фактическими данными (865 мм) ошибка составит 24,2%.

Во втором случае максимальный годовой расход обозначаем через X , тогда $X = \frac{Y-B}{A}$, где $Y=8,04$ (фактические осадки 1967 г. в дцм), годовой расход будет равен 8,2 л/сек.

Ошибка при восстановлении пропуска составляет 13,6%, так как фактический максимальный расхода родника № 78 в 1967 г. был 9,5 л/сек.

При восстановлении пропусков в замерах в 1962 г. в третьем случае, т. е. минимальных годовых сумм атмосферных осадков «У», при значении величины $x=3,2$ л/сек, получим:

$$Y=0,70 \cdot 3,2 + 2,3$$

$$Y=4,54 \text{ дцм или } 454 \text{ мм.}$$

Фактические минимальные осадки в 1962 г. (458 мм) почти совпадают с расчетными, поэтому ошибка при восстановлении составляет 0,87%.

Таблица 14

Родник №78

№ пп	Год	Атм. осадки	Дебит	№ пп	Год	Атм. осадки	Дебит
1	1947	576	5,6	12	1958	580	5,7
2	1948	513	4,7	13	1959	585	4,5
3	1949	549	3,7	14	1960	603	4,1
4	1950	564	3,3	15	1961	492	3,4
5	1951	716	5,0	16	1962	458	3,2
6	1952	763	7,4	17	1963	320	3,9
7	1953	865	9,3	18	1964	708	5,1
8	1954	731	7,5	19	1965	967	5,9
9	1955	770	6,6	20	1966	820	8,2
10	1956	650	5,4	21	1967	804	9,5
11	1957	529	4,8	22	1968	925	8,8

В четвертом случае, восстанавливая пропуски в замерах минимального расхода, которые совпадают с минимальными осадками в 1962 г (X), имеем следующие результаты:

$$X = \frac{4,58 - 2,3}{0,700}; X = 3,25 \text{ л/сек}$$

Фактический минимальный расход был 3,2 л/сек, следовательно, ошибка будет примерно 1,6%.

Из рассмотренных случаев следует, что при выпадении большого количества атмосферных осадков и при незначительном расходе подземных вод в подсчетах восстановления пропусков получается большая

ошибка. Такое явление можно объяснить уменьшением инфильтрации за счет ливневого характера осадков, повышенного испарения и т. д.

Аналогичная корреляционная связь существует между атмосферными осадками и расходами подземных вод четвертой водоносной зоны и межгорных равнин.

Приведенные расчеты степени корреляционной связи между атмосферными осадками и расходами подземных вод, как видно из примеров, убедительно показывают возможность восстановления в пропусках расхода или атмосферных осадков.

Большая ошибка эпитоза (24,2%) применительно к первому случаю не является характерной, так как корреляционная связь между атмосферными осадками и расходами родника № 78 надежная. В таких случаях для прогнозирования режима подземных вод большое значение имеет определение корреляционной связи между атмосферными осадками и расходами подземных вод. Если между упомянутыми величинами существует тесная или надежная корреляционная связь, тогда при определении пропусков ошибка восстановления расхода или атмосферных осадков будет незначительная.

При определении степени корреляционной связи расходов подземных вод разных водоносных зон была произведена корреляция между расходами ряда характерных сезонных и постояннодействующих родников II, III и IV водоносных зон и фонтанирующих артезианских скважин межгорных котловин (предыдущими и последующими месяцами, среднегодовыми расходами за ряд лет, а также по парам родников, расположенных в одной и той же и разных зонах).

В результате выявилось, что между подземными водами различных водоносных зон вулканического нагорья и подземными водами межгорных равнин существует корреляционная связь различной степени тесноты.

Между расходами предыдущего и последующего месяцев родников второй водоносной зоны г. Арагац (№№ 57 и 59) существует надежная корреляционная связь, так как родники питаются атмосферными осадками данного года и находятся в одинаковых геологических, гидрогеологических, гипсометрических и климатических условиях.

Между среднегодовыми расходами этих же родников корреляционной зависимости не выявлено. В данном случае это явление объяснимо, так как сезонные родники не питаются из постоянного водоносного горизонта, поэтому и связь между ними не выявлена.

Статистические расчеты показывают тесную зависимость между расходами коррелируемых родников №№ 77 и 78 третьей водоносной зоны, угловой коэффициент ($\text{tg}\alpha$) равен 0,162.

Выявлена также корреляционная связь между расходами родников IV водоносной зоны, определена степень точности ее. У взятых родников №№ 113 и 114 угловой коэффициент корреляции равен 0,175, что указывает на тесноту среднегодовых дебитов.

Для установления корреляционной связи между расходами вод артезианских скважин в Араратской равнине были выбраны скважины, заданные в центральной части котловины (№№ 29, 39, 32) и на периферии (№№ 13, 88). Полученные расчетные данные по среднемесячным и среднегодовым расходам подтверждают надежность корреляционной связи между расходами вод отдельных скважин и парами скважин, расположенными на периферии в центре равнины (№№ 88 и 39, 39 и 32, 29 и 39). Кроме того, установлена зависимость между среднегодовыми

расходами родника № 114 и артезианской скважины № 13, что характерно для всех водопунктов.

Для выявления корреляционной зависимости дебитов родников разных зон были взяты характерные по режиму родники—сезонные № 57 (II зона), постояннодействующие № 77 (III зона) и 114 (IV зона).

Таким образом, несмотря на тесную гидравлическую связь водоносных зон, корреляционная связь между расходами подземных вод разных зон слабая, что, по-видимому, можно объяснить сравнительно коротким сроком наблюдений.

Г. ИССЛЕДОВАНИЕ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ (ПОВТОРЯЕМОСТИ) РАСХОДОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Многолетние колебания расходов подземных вод с известной долей приближения можно рассматривать как случайные вариации фазово-однородных элементов дебита (среднегодовой, максимальный, минимальный и т. д.), учитывая, что и к подземным водам, на наш взгляд, вполне применим метод предвидения их будущего режима на основании построения кривых распределения вероятностей, но с обязательным учетом некоторых особенностей.

Изучение повторяемости (обеспеченности) расходов имеет важное значение для прогнозирования режима подземных вод, а степень обеспеченности расходов определяет возможность их практического использования в качестве источников водоснабжения. В частности, актуальным следует считать обеспеченность средних и минимальных расходов.

При вероятностно-статистическом методе расчета оцениваются лишь вероятности различных по величине расходов, но не время наступления каждого из этих событий. В среднем за достаточно длительный многолетний период мы приблизительно правильно определяем относительную повторяемость лет и сезонов различной водности. Предвидеть, однако, водность какого-либо конкретного предстоящего отрезка времени мы таким способом не можем.

Поэтому, например, выдача материала проектирующим организациям может осуществляться в форме оценки ожидаемой повторяемости различных режимов без указания календарного срока наступления каждого из них.

Коротко остановимся на исходных понятиях, лежащих в основе построения кривых распределения.

Обеспеченностью какого-либо признака называется сумма вероятностей всех значений ряда (например, расходов), превышающих какую-либо заданную величину.

Распределение вероятностей можно описать посредством некоторой математической функции, которая является не только удобным выражением распределения, но и служит основой для различного рода прогнозов.

Мы не ставим перед собой задачу исследования теоретических законов распределения, которым подчиняются расходы родников, так как это самостоятельная и довольно обширная область.

В процессе расчета уровней (дебитов) подземных вод, как правило, приходится иметь дело с весьма немногочисленными выборками, которые и служат основой для суждения о возможной величине редко встречающихся экстремумов, т. е. о тех значениях, которые с различной вероятностью могут встретиться в будущем.

Такую задачу решают эмпирические кривые распределений при построении их на специальных клетчатках. Для того, чтобы такую кривую построить, необходимо каждому зарегистрированному расходу приписать определенное значение обеспеченности.

Расчет обеспеченности, как это, например, принято в гидрологии, можно рекомендовать проводить по следующей приближенной формуле:

$$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%$$

где P — обеспеченность эмпирической точки в %;

m — порядковый номер члена ряда наблюдаемых величин, расположенных в убывающем (возрастающем) порядке;

n — количество членов ряда.

Весьма интересной прогнозной характеристикой является повторяемость дебитов подземных вод N . Она связана с обеспеченностью. Повторяемость уровней для обеспеченности, меньшей 50%, обычно выражается числом случаев с уровнями, превышающими один раз на $\frac{100}{P}$

случаев (т. е. $N = \frac{100}{P}$).

Для нижней части кривой обеспеченности ($> 50\%$) повторяемость определяется по формуле

$$N = \frac{100}{100 - p}$$

Если пользуясь формулой ($P = \frac{m}{n+1}$), вычислить обеспеченность

всех членов ряда (фазовооднородных характеристик дебита), то можно по полученным значениям обеспеченности и отвечающим им значениям дебита построить эмпирическую кривую обеспеченности.

Все нанесенные на чертеж точки соединяют линией, которая имеет обычно вид ломаной. Эмпирическая кривая обеспеченности проводится как плавная кривая, осредняющая эту ломаную линию. Построенная кривая обеспеченности экстраполируется до зоны наибольших и наименьших обеспеченностей. Далее по этой кривой определяются величины дебитов подземных вод интересующей нас расчетной обеспеченности.

Практика гидрогеологических исследований показывает, что наибольший интерес для нужд народного хозяйства представляют дебиты крайних значений обеспеченности (5 и 95%). Требование значений расходов такой обеспеченности предъявляют, например, инструкции ГКЗ, указания по гидрогеолого-мелиоративным исследованиям и т. д.

Характер вероятностно-статистических многолетних изменений расходов исследован путем построения кривых распределения по 200 родникам и скважинам.

У водопунктов с резкими изменениями расходов кривая обеспеченности резко падает от максимальной к минимальной величине, с высокой амплитудой количественных изменений. Подобный характер кривых обеспеченности наблюдается у родников второй и третьей водоносных зон.

У водоисточников с незначительными изменениями расходов, расположенных в четвертой водоносной зоне и межгорных равнинах, кривая обеспеченности имеет пологий характер с небольшой амплитудой изменения.

На приведенных кривых обеспеченности и частоты повторяемости расходов родников №№ 78, 5, 1 и скв. № 39 (рис. 36) наглядно отражается характер изменения этих элементов. Приняв предел величин расходов при 10 и 95 процентах обеспеченности расходов и подсчитав процент разности обеспеченности в указанных пределах, нами был выявлен ха-

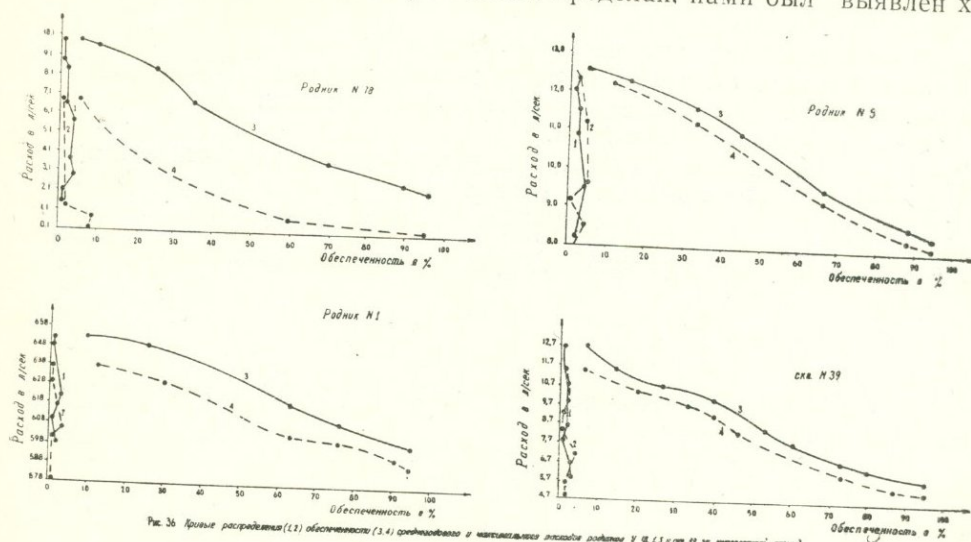


Рис. 36 Кривые распределения (1,2) обеспеченности (3,4) среднеемноголетних и частотных расходов родников у Ч.Л.С. и скв. № 39 на «Чинальском» склоне.

актер обеспеченности расхода подземных вод по водоносным зонам.

Нижеприведенной формулой можно вычислить процент разности обеспеченности расходов.

$$П = \frac{Q_1 - Q_2}{Q_1} \% \cdot 100 \%$$

где П — процент разности обеспеченности;

Q_1 — величина расхода при обеспеченности 10%;

Q_2 — величина при обеспеченности 95%.

Вычисляя процент разности обеспечения средних многолетних расходов вышеприведенных родников и артезианских скважин, выяснилось, что у родника № 78 третьей водоносной зоны процент разности обеспеченности равен 79%, у родника № 5 четвертой водоносной зоны — 35%, а у скважин Араратской равнины (№ 39) равен 20,5%. Из приведенных данных видно, что в изменениях обеспеченности расхода по водоносным зонам также существует определенная закономерность, выражающаяся в постоянном уменьшении процента разности обеспеченности подземных вод от области питания к области разгрузки. Закономерность изменения процента разности обеспеченности по зонам стабильна, несмотря на возможные колебания процента разности внутри зон.

Подобной закономерности подвержено изменение обеспеченности

минимальных многолетних расходов подземных вод по зонам, что видно из приведенных графиков.

Из анализа подсчетов процентов разности обеспеченности приведенных статистических характеристик подземных вод явствует, что постоянно действующие мощные родники четвертой водоносной зоны характеризуются устойчивостью и высокой степенью обеспеченности расхода.

Например, у родника № 1 разность дебитов при 10 и 95 процентах обеспеченности составляет всего 7,8%.

Согласно выведенной закономерности, процент разности обеспеченности расходов подземных вод межгорных равнин должен быть стабильный и ниже, чем у мощных родников предгорья, что объясняется большими областями питания водоносных горизонтов межгорных равнин. Однако проценты разности обеспеченности у многих артезианских скважин Араратской равнины высокие, что, по-видимому, объясняется общей тенденцией уменьшения расходов артезианских скважин.

Частота повторяемости величин расходов родников и артезианских скважин обусловлена степенью резкости изменения их. Поэтому у подземных вод горных районов частота повторяемости расходов наблюдается реже, чем у подземных вод равнин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическая среда, гидрогеологические, геоморфологические и климатические условия территории Армении представляют собой сложную обстановку, благоприятствующую формированию огромного количества пресных подземных вод, их естественного режима и динамики.

Большинство крупных родников приурочено к комплексу сильно водообильных эффузивных пород, представленных в основном верхнетретичными и четвертичными андезито-базальтовыми лавами, в которых формируется около 80% всех ресурсов подземных вод на площади Армении.

Ресурсы пресных подземных вод в республике являются основным источником водоснабжения и увеличение их в связи с растущей потребностью народного хозяйства в питьевой и хозяйственной воде является одной из актуальных проблем.

Проведенная многолетняя работа по комплексному изучению уровня, расхода, химического состава и физических свойств подземных вод Армянского нагорья, выявленные закономерности изменений во времени их естественного режима и режимобразующих факторов явились основой прогнозных оценок и позволили автору научно обосновать и дать рекомендации по дальнейшим исследованиям для рационального и планомерного использования ресурсов подземных вод территории Армении.

1. По условиям формирования естественного режима и режимобразующих факторов, питания и дренированности разработана классификация, на основе которой впервые произведено районирование подземных вод территории Армении с выделением отдельных таксономических единиц.

Произведена типизация режима подземных вод горных областей и

межгорных равнин, в которых выделяются подтипы и классы соответственно вертикальной зональности всего природного комплекса.

2. По условиям формирования подземных вод автором выделяются воды вулканических нагорий с подразделением на воды вершинных областей, привершинных плато, склонов и подножий и складчатых хребтов с подразделением по трем геоморфологическим элементам (вершины, склоны и подножья).

3. Охарактеризована степень водообильности водоносных комплексов пород на всей площади Армянской ССР. По величине модуля родникового стока выделяются породы:

- а) сильно водообильные с модулем родникового стока более 5 л/сек;
- б) водообильные с модулем родникового стока менее 5 л/сек;
- в) слабо водообильные с модулем родникового стока менее 1 л/сек.

Выявленная закономерность по степени водообильности пород, позволяет охарактеризовать распределение естественных ресурсов подземных вод на территории республики по отдельным водоносным комплексам, что имеет большое практическое значение по поискам и разведке подземных вод для целей водоснабжения и орошения.

4. Атмосферные осадки являются главенствующим режимообразующим фактором, а распределение их во времени года определяет характер количественных изменений ресурсов подземных вод.

В вертикальном разрезе устанавливается весьма четкая зависимость количества выпадающих осадков от гипсометрических отметок.

Другие климатические факторы играют подчиненную роль, но в совокупности придают режиму подземных вод черты, свойственные тому или иному типу.

5. Установлены закономерности изменения естественного режима подземных вод по водоносным зонам в месячном, сезонном, годовом и многолетнем разрезах:

а) внутрисезонные (по месяцам) изменения расходов родников и скважин характеризуются асинхронностью многолетних колебаний среднемесячных дебитов родников по зонам.

Динамичность изменения родникового стока всех зон в течение месяца понижается от области питания к области разгрузки.

б) Выявлен сезонный ритм колебания уровней или расходов подземных вод, выраженный периодом повышения, заканчивающегося образованием максимума и понижением, приводящим к годовому минимуму, причем в наступлении периодов наблюдается синхронность по сезонам года.

Установлены положения основных характерных элементов режима в разные сезоны года и определены сроки их наступления по водоносным зонам, что необходимо при выяснении вопросов возможности использования водоисточников в целях водоснабжения, главным образом применительно к родникам с резкими изменениями расходов (75—100%). Указанный годовой цикл является для территории Армении весьма устойчивым как по площади, так и во времени.

Анализ сезонных изменений расходов подземных вод и выявленные закономерности позволяют прогнозировать положения периодов колебания для неизученных горных районов без стационарного изучения режима.

в) Внутригодовые изменения расходов характеризуются непрерывными и неравномерными колебаниями.

Показателем накопления запасов подземных вод являются периоды

повышения дебитов, а в периоды понижения происходит сработка запасов подземных вод, что может привести к иссяканию.

Продолжительность всех периодов хода изменения величин расходов по периодам взаимосвязаны.

Исходя из позиций практического использования подземных вод установлен темп этих изменений.

Период увеличения дебита. Высокий темп (резкий) изменения дебита имеют родники вертикальных областей, привершинных плато и склонов. Плавным изменением характеризуются родники и скважины четвертой водоносной зоны и межгорных равнин.

Для количественной характеристики предлагаются условные пределы, а именно: если среднее увеличение расхода за каждый месяц периода повышения выше минимального расхода, повышение можно считать резким, а если менее 10% минимума—плавным.

Продолжительность периода максимального расхода зависит от обычно бывает кратковременным порядка нескольких дней, у водоносного горизонта.

Период существования максимума у родников горных областей обычно бывает кратковременным порядка нескольких дней, у водопунктов подножий вулканических массивов и межгорных равнин—несколько месяцев.

В периоде снижения расходов наблюдается интересная закономерность, заключающаяся в том, что интенсивность понижения и подъема расходов протекает аналогично в зависимости от приуроченности к различным водоносным зонам.

Период существования минимального в году дебита протекает аналогично максимуму, продолжительностью в I, II, III водоносных зонах от одного до нескольких дней, а в IV водоносной зоне и межгорных равнинах несколько месяцев.

6. По степени изменения дебита выделены четыре группы родников:

родники с высокой степенью изменения дебита (75—100%);

родники со значительной степенью изменения дебита (от 50 до 75%);

родники со средней степенью изменения дебита (25—50%);

родники со слабой степенью изменения дебита и относительной устойчивостью (от 1 до 25%).

Родники первой и второй групп родников приурочены к I, II и III водоносным зонам, родники третьей и четвертой групп характерны для III и IV водоносным зонам.

Такая характеристика родникового стока позволяет обоснованно выбрать объекты в целях использования подземных вод для различных нужд народного хозяйства республики.

По рекомендации авторов многие родники с относительно устойчивым дебитом, практически используются для водоснабжения городов и населенных пунктов Армении и орошения земель.

7. В режиме самоизливающихся артезианских скважин Араратской равнины наблюдается общая тенденция уменьшения расходов. Такая тенденция может быть вызвана резким нарушением естественного режима водонапорной системы вследствие интенсивного водоотбора подземных вод большим количеством скважин для эксплуатационных нужд. Этот вывод, однако, необходимо проверить дополнительными исследованиями.

8. В многолетнем изменении расходов родников установлена 10—12-летняя цикличность. Однако на фоне основного 10—12-летнего цикла

намечались более короткие периодические циклы продолжительностью около 4-х лет.

На интегральных кривых видна тенденция к постепенному спаду, что свидетельствует о развитии основных 10—12-летних циклов на фоне многолетнего спада. Анализом кривых всего периода изучения выявлено, что многоводные периоды по времени примерно равны маловодью.

9. Методами количественного анализа цикличности (периодограммы по способу Бюй-Балло и Шустера) установлена закономерность продолжительности периодичности изменения дебитов родников 7 и 9 лет. Второй всплеск намечился на частоте 12—14 лет. У артезианских скважин межгорных равнин выявлена десятилетняя периодичность изменения расходов.

10. Выявлены сроки опережения атмосферных осадков от расходов подземных вод водоносных зон Армянского нагорья и межгорных равнин: до одного года в третьей водоносной зоне, через год в четвертой и через два в межгорных равнинах, что является основой прогнозных оценок.

11. В распределении температур воздуха и подземных вод наблюдается определенная связь с гипсометрией местности, то есть отмечается строгая обратная зависимость температур от абсолютных отметок выходов вод или, иначе говоря, тесная связь с вертикальной зональностью природного комплекса. В соответствии с этой зональностью автором произведено подразделение подземных вод по их температуре.

12. Многолетнее изучение химизма показало, что в лавовых породах формируются подземные воды гидрокарбонатного состава и, в меньшей степени, сульфатного.

Общая минерализация этих типов подземных вод не превышает 900 мг/л.

В распределении общей минерализации наблюдается закономерность, заключающаяся в увеличении минерализации от области питания к области разгрузки (от 50 до 900 мг/л).

Эти данные указывают на непрерывные количественные и качественные изменения подземных вод как в пространстве, так и во времени. Установлен широкий диапазон количественных изменений, изменений качественного состава незначительны.

13. Впервые произведено прогнозирование положения расходов подземных вод как долгосрочно, так и кратковременно, что имеет большое практическое значение. Статистическими методами выполнена проверка достоверности предсказаний на основе фактических данных изучения режима и закономерности его изменений.

а) Прогноз многолетнего режима расхода подземных вод предсказывается на основе выявленной 10—12-летней цикличности изменений, режима, ожидаемого очередного солнечного репера, являющегося прогностическим ориентиром, количественного прогноза, базирующегося на связи дат наступления солнечных реперов и переломами многолетнего хода расхода подземных вод, а также учета вековых колебаний циркуляции осадков.

Поэтому можно ожидать в ближайшем десятилетии понижения расходов родников.

б) Прогноз сезонного режима подземных вод. В период осенне-летнего спада прогнозы с двухмесячной заблаговременностью имеют наиболее высокую оправдываемость и оцениваются весьма высоким коэффициентом корреляции равным 0,980, причем наиболее точные прогностические связи применительно к природным условиям Армении наблюдаются в районах, значительно удаленных от области питания.

В основе предсказания зимних расходов лежат физико-генетические закономерности постепенного и закономерного истощения запасов подземных вод и связанные с этим понижения дебитов родников.

Для среднегодовых дебитов родников прогностическая связь имеет заблаговременность в 6 месяцев.

Прогнозирование весеннего максимального дебита для территории Армении путем множественной корреляции показало удовлетворительное качество прогнозов.

14. Для определения корреляционной связи между двумя переменными величинами, автором предлагается облегченная методика, обеспечивающая наименьшие вероятностные ошибки расчетных и фактических расходов по оценке значений углового коэффициента ($\text{tg}\alpha$)

На основе изменения величин углового коэффициента ($\text{tg}\alpha$) приняты 4 степени точности определяемой корреляционной связи, а именно:

Тесная—при изменении углового коэффициента от нуля до 0,176, а угла от 0 до 10°.

Надежная связь, при угловом коэффициенте от 0,176 до 0,364 и угла от 10 до 20°.

Слабая, при угловом коэффициенте от 0,364 до 0,5774, а угла от 20 до 30°.

Незначительная связь — характеризующаяся угловым коэффициентом от 0,577 до 1,0 и углом от 30 до 45°.

Выявлена также тесная корреляционная связь между расходами родников и атмосферными осадками.

15. Выявлена корреляционная зависимость, с различной степенью точности расходов предыдущего и последующих месяцев, среднегодовыми расходами родников и артезианских скважин, расположенных на различных гипсометрических отметках, а также по парам родников различных водоносных зон с учетом особенностей режима подземных вод горных районов и межгорных равнин.

16. Изменения обеспеченности расхода по водоносным зонам происходят закономерно, т. е. наблюдается постоянное уменьшение процента разности обеспеченности подземных вод от области питания к области разгрузки.

Закономерность изменения процента разности обеспеченности по зонам стабильна, несмотря на возможные колебания его внутри зон. Подобной закономерности подвержено изменение обеспеченности минимальных многолетних расходов подземных вод по зонам. Расходы родников четвертой водоносной зоны устойчивы с высокой степенью обеспеченности.

Проценты разности обеспеченности большинства скважин Араратской равнины высокие, что, по-видимому, объясняется общей тенденцией уменьшения расходов.

Частота повторяемости величин расходов у подземных вод горных процентов наблюдается реже, чем у подземных вод межгорных равнин.

Таким образом, **наибольший процент обеспеченности соответствует** минимальной величине дебита родников при максимальной частоте повторяемости; при максимальных дебитах родников отмечается наименьший процент обеспеченности.

Установленные закономерности обеспеченности расходов родников имеют очень большое значение при обосновании проектирования водозаборов для водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтовский М. Е.** О режиме подземных вод и задачах гидрогеологических станций. Вопросы режима подземных вод СССР. Тр. ВСЕГИНГЕО сб. 10 Госгеолиздат, 1948 г.
- Альтовский М. Е.** Состояние и дальнейшие задачи изучения режима подземных вод. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 13. Госгеолиздат, 1950.
- Альтовский М. Е., Коноплянцев А. А.** Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеолтехиздат по геологии и охране недр, Москва, 1954 г.
- Андреев В. Г.** Циклические колебания годового стока рек и их учет при гидрогеологических расчетах.
- Асланян А. Т.** Региональная геология Армении, Айпетрат, Ереван, 1958 г.
- Багдасарян А. Б.** Климат Армянской ССР, изд. Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Бальян С. П.** Структурная геоморфология Армянского нагорья и сопредельных областей (диссертация), 1969, Ергосунт.
- Бродский А. А.** Один из методов графической обработки результатов химических анализов подземных вод. Сб. вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, Госгеолиздат, 1953.
- Биндеман Н. И.** Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеотехиздат, 1963.
- Биндеман Н. Н.** (при участии К. Т. Анохиной). Определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за режимом грунтовых вод при паводках. Изд-во ВНИИ ВОДГЕО, 1957.
- Биндеман Н. Н.** Прогноз режима верховодки на участках орошения. Гидротехника и мелнирация», 1958, № 6.
- Бофчевер Ф. М.** Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод, М. «Недра», 1968.
- Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. Труды ВСЕГИНГЕО, нов. серия № 10 Госгеолтехиздат, 1963.
- Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А.** Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1964, Ереван.
- Габриелян А. А.** О геологическом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР. 1956.
- Габриелян А. А., Саркисян О. А.** и другие. Тектоническая карта Арм. ССР и Нах. АССР м. 1:500 000 (объяснительная записка) Ергосунта, 1968.
- Глухов И. Г.** Режим карстовых источников Южного берега Крыма. Труды ВСЕГИНГЕО, сбор. № 10, 1948.
- Дугинов В. И., Коробейников В. А.** Многолетние колебания уровня грунтовых вод в Каменной степи и их связь с колебаниями метеорологических элементов. «Разверка и охрана недр» 1957, № 8.

Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятности и математическая статистика в технике. М. Госгеолтехиздат, 1955.

Думитрашко Н. В. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. Труды инст. геогр. АН СССР, вып. 74, Мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР, 18, 1958.

Духанина В. И. Карта грунтовых вод Европейской части СССР в масштабе 1:1500000 и новая схема зональности грунтовых вод на Русской равнине. Тр. III Всес. гидрогеол. съезда, т. IX. Гидрометеониздат, 1959 г.

Ефремова Т. Н. Прогноз естественного режима уровня грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 196, № 8.

Зайцев И. К. Основные закономерности распространения подземных вод на территории Азиатской части СССР в связи с изучением их режима и ресурсов. Тр. III. Всес. гидрогеологического съезда, т. IX. Гидротемеоиздат, 1959 г.

Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры-основа гидрогеологического районирования территории СССР, «Советская геология» 1947, сб. 19.

Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. № 13 Госгеолиздат, 1950.

Каменский Г. Н. О гидрогеологических основах прогноза режима грунтовых вод. Тр. МГРИ, т. XX, Госгеолиздат, 1940 а.

Каменский Г. Н. Уравнение неустановившегося движения грунтовых вод в конечных разностях и применение их к исследованию явлений подпора. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1940 б, № 4.

Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод, Госгеолиздат, 1947.

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод в сопоставлении с почвенно-географическими зонами. Вопросы режима, гидрогеологии и инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 11, Госгеолиздат, 1949 а.

Каменский Г. Н. Гидродинамические принципы изучения режима грунтовых вод. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, Госгеолиздат, 1953.

Каменский Г. Н. Проблема формирования подземных вод, её современное состояние и задачи дальнейшей разработки. Тез. докл. на совещ. по вопр. формирован. подземных вод. Изд-во АН СССР, 1955 а.

Каменский Г. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР. Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. Изд-во АН СССР, 1955 б.

Каменский Г. Н., Биндеман Н. Н., Вериоровская М. А., Альтовский М. Е. Режим подземных вод. ОНТИ, 1938.

Кац Д. М. Задачи изучения режима грунтовых вод Узбекистана в связи со службой мелиоративного контроля. Труды ин-та геологии АН Уз. ССР, вып. 3, Ташкент, 1949.

Кац Д. М. К вопросу о многолетнем режиме уровня грунтовых вод орошаемых районов. Доклады АН, 1960.

Кац Д. М. К вопросу о многолетнем режиме уровня грунтовых вод орошаемых районов. ДАН Уз. ССР, 1949, № 1.

Кац Д. М. Основные причины многолетних колебаний уровня грунтовых вод в орошаемых районах. «Разведка и охрана недр», 1960, № 7.

Кац Д. М., Коноплянцев А. А. Обзор изучения режима подземных вод за рубежом. Изд. ОНТИ ВИМСа, МГиОН СССР, 1961.

Кац Д. М., Коноплянцев А. А. Практическое использование результатов наблюдений за режимом подземных вод «Разведка и охрана недр», 1961, № 9.

Каюков П. Н. Некоторые итоги по изучению режима подземных вод Среднего Поволжья. Тр. Казанск. ФАН СССР, отд. энергет. и водн. хоз-ва, вып. 4, 1959 б.

Кенесарин Н. А. Грунтовые воды Голодной степи. Изд-во АН Уз. ССР, 1958.

Кенесарин Н. А.. Предварительные итоги изучения режима и баланса подземных вод в Узбекистане. Тр. II Узбек. гидрогеол. совещ. Изд-во АН Уз. ССР, 1959 а.

Кенесарин Н. А. Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов. Изд-во АН Уз. ССР, 1959 б.

Киселев П. А. Определение величины инфильтрации и недостатка насыщения грунта по колебаниям уровня грунтовых вод. Изв. АН СССР, 1951, № 6.

Киселев П. А. Исследование баланса грунтовых вод по данным их уровня. Изв. АН БССР, 1952, № 8.

Киселев П. А. Исследование баланса грунтовых вод по колебаниям их уровня. Изд-во АН БССР, 1961.

Ковалевский В. С. Классификационная схема естественного режима грунтовых вод «Разведка и охрана недр» № 9, 1953.

Ковалевский В. С. Методы оценки резервов питания подземных вод по одиночным скважинам. Сб. статей «Вопросы изучения и анализа режима подземных вод», вып. 2, ротапр. ВСЕГИНГЕО, М. 1967.

Ковалевский В. С. Классификационная схема естественного режима грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 1969, № 9.

Коноплянцев А. А. О принципах региональной оценки режима грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 1959, № 7.

Коноплянцев А. А. О некоторых вопросах изучения режима грунтовых вод «Разведка и охрана недр», 1950, № 3.

Коноплянцев А. А. Вопросы изучения режима подземных вод на гидрогеологических станциях. Тр. III Всес. гидрогеологич. съезда, т. IX Гидрометеониздат 1959 а.

Коноплянцев А. А. Совещание работников гидрогеологических станций. «Разведка и охрана недр», 1959 б, № 4.

Коноплянцев А. А. Зональность и аazonальность грунтовых вод «Советская геология» 1960 б, № 12.

Коноплянцев А. А. О размещении гидрогеологических станций на территории СССР «Разведка и охрана недр», 1960 а, № 3.

Коноплянцев А. А. Применение методов математической статистики для анализа и прогноза режима уровня подземных вод (методические указания), М. 1967.

Коноплянцев А. А. Прогноз режима подземных вод методом аналогий «Разведка и охрана недр», № 2, 1968 г.

Коноплянцев А. А. Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. Труды ВСЕГИНГЕО, нов. серия № 2, Госгеолтехиздат, 1968.

Коноплянцев А. А., Семенов С. М. Картирование естественного режима уровня грунтовых вод. М., Ротапринт, ВСЕГИНГЕО, 1971.

Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С. К вопросу о региональных закономерностях режима грунтовых вод. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С. О принципах изучения естественного режима грунтовых вод. «Метеорология и гидрогеология», 1961, № 6.

Коробейников В. А. Оценка результатов долгосрочного прогноза уровня грунтовых вод в Каменной степи. «Разведка и охрана недр», 1962, № 3.

Куделин Б. И. Об упругом запасе артезианских вод. «Разведка и охрана недр», 1958, № 10.

Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд-во МГУ, 1960.

Кунин В. Н. Задачи изучения режима вод в пустынях Средней Азии. Проблемы физической географии, вып. 14. Изд-во АН СССР, 1949.

Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Очерки по региональной гидрогеологии СССР Матер. к познанию геологического строения СССР, сер. нов. вып. 8 (12). Изв. МОИП, 1947 а.

Ланге О. К. О распределении подземных вод в земной коре. В кн.: «Проблемы гидрогеологии», Госгеолтехиздат, 1960.

Лебедев А. В. Методика изучения баланса грунтовых вод и исследования зоны аэрации. Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеолтехиздат, 1954.

Лебедев А. В. Об использовании результатов изучения баланса грунтовых вод и влажности в зоне аэрации для прогноза уровней этих вод. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 14, Госгеолтехиздат, 1956.

Лебедев А. В. Применение гидродинамического метода исследования режима грунтовых вод к изучению формирования подземного стока. Тр. III Всес. гидрогеол. съезда, т. IX. Гидрометеоиздат, 1959.

Лебедев А. В. Изучение режима и баланса грунтовых вод по стационарным наблюдениям. Методы исследований при инженерно-геологических и гидрогеологических работах. Госгеолтехиздат, М., 1951.

Лебедев А. В. Опыт статистической обработки результатов многолетнего наблюдения за режимом грунтовых вод. Сб. «Вопросы изучения и прогноза режима грунтовых вод». Тр. ин-та ВСЕГИНГЕО, нов. серия, № 10, 1964.

Лебедев А. В., Ярцева Е. П. Оценка питания и баланса грунтовых вод. Изд-во Недра, М., 1967.

Овчинников А. М. Схема гидрогеологического районирования СССР. Тр. III Всес. гидрогеол. съезда, т. IX Гидрометеоиздат, 1959.

Оганезов Г. Г. Подземные воды Араратской котловины т. I Энергетические факторы в тектонике Араратской котловины, изд. АН Арм. ССР, 1957.

Огильви Н. А. Определение параметров скорости распространения подпора в грунтовых водах путем анализа их режима. «Советская геология», 1956, сб. 56.

Паффенгольц К. Н. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии), Госгеолтехиздат, М.-Л., 1948.

Плотников Н. А. (при участии Г. В. Богомолова и Г. Н. Каменского). Классификация ресурсов подземных вод для целей водоснабжения и методика их подсчета, Госгеолтехиздат, 1946.

Плотников Е. И. и другие. Подземные воды рудных месторождений. Госуд. изд-во литературы по черной и цветной металлургии, М., 1957.

Плотников Н. И. Поиски и разведка подземных вод для крупного водоснабжения. Изд-во МГУ, 1965.

Понов В. Н. Организация и производство наблюдений за режимом подземных вод (инструктивные указания), Госгеолтехиздат, 1959.

Понов В. Н. Организация и производство наблюдений за режимом подземных вод (инструктивные указания). Госгеолтехиздат, 1955.

- Попов О. В.** О просачивании воды в почво-грунтах при дождях малой интенсивности. Тр. ГГИ, вып. 32 (86). Гидротемеоиздат, 1951.
- Распопов М. П.** Режим и баланс грунтовых вод водораздельной равнины между-речья Волго-Узени в Прикаспийской низменности. Тр. III Всес. гидрогеологич. съезда, т. IX. Гидрометеониздат, 1959.
- Роговская Н. В.** Анализ многолетних наблюдений за режимом подземных вод. «Сов. геология», № 6, 1964, Изд. «Недра», 1964.
- Рейнгартен В. П.** Тектоника Армянской зоны. Геология СССР, т. X, Закавказья, ч. I, геол. описание, М.-Л. 1911.
- Саркисян П. Т. и Бозоян О. А.** Краткая геологическая, гидрогеологическая характеристика минеральных источников горы Арагац. Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, г. Ереван, 1956.
- Сафарян А. Н.** К сейсмическому районированию территории Армянской ССР, изд. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 5, 1958.
- Семихатов А. Н., Духанина В. И.** Некоторые закономерности распределения и формирования грунтовых вод на Русской равнине. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 14 Госгеолтехиздат, 1956.
- Семенов С. М.** Методы прогноза многолетнего режима подземных вод. Цикл лекций «Баланс подземных вод». Изд-во МГУ, 1971.
- Силин-Бекчурин А. И.** Динамика подземных вод, Изд-во МГУ, 1958.
- Справочное руководство гидрогеолога под редакцией В. М. Максимова. Издательство «Недра», Ленинград, 1967.
- Тер-Мартirosян А. А.** Гидрогеология СССР, том XI, Армянская ССР, Недра, 1968.
- Тер-Степанян Г. И., Саакян Г. Д.** и др. Инженерно-геологическая карта Арм. ССР в масштабе 1:1 000 000, 1964, ИГН АН Арм. ССР.
- Ткачук В. Г.** Принципы районирования грунтовых вод равнинных областей по признаку условий формирования баланса. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем. Изд-во АН СССР, т. 10, 1951.
- Токарев Н. С.** Ритмические колебания климата и их влияние на режим поверхностных подземных вод. Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, АН СССР, т. IX, 1951.
- Толстухин Н. И.** Климатическая зональность артезианских вод Зап. Ленингр. горного ин-та, т. XXIX, вып. 2 Углетехиздат, 1953.
- Толстухин Н. И.** О климатической зональности артезианских вод. Вопр. изучен. подзем. вод инж. геологич. процессов. Изд-во АН СССР, 1955.
- Троицкий В. А.** Гидрогеологическое районирование СССР. Под. ред. Б. В. Полякова. Изд-во АН СССР, 1948.
- Шагозянц С. А.** Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне ДАН СССР, т. 59, 1948, № 1.
- Шмидт М. А.** Режим грунтовых вод Узбекистана. Изд-во Комитета наук Уз. ССР, 1938.
- Щелкачев В. И.** Влияние упругих свойств жидкостей на режим месторождения и поведение скважин. Труды Грознен. неф. ин-та и Грознен. НИИ, вып. 5, 1945.
- Эйгенсон М. С.** Очерки физико-географических проявлений солнечной активности. Изд-во Львовск. Гос. ун-та, 1957.
- Эйгенсон М. С., Гневышев М. Н., Оль А. И., Рубашов Б. М.** Солнечная активность и её зимние проявления Гостехиздат, 1948.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Краткий обзор изучения режима подземных вод	6
Глава II. Краткая характеристика природных условий и факторов формирования режима подземных вод	10
1. Орография	10
2. Климат	12
3. Гидрология	15
4. Геологические условия	16
А. Стратиграфия и литология	16
Б. Тектоника	25
В. Геоморфология	31
5. Гидрогеологические условия	35
А. Условия формирования подземных вод	35
Б. Водообильность пород	42
Глава III. Естественный режим подземных вод и его закономерности	48
А. Режим расхода подземных вод	49
1. Режим родникового стока подземных вод вулканического нагорья	49
2. Режим подземных вод равнин	75
Б. Режим температуры подземных вод	73
В. Режим химического состава подземных вод	82
Глава IV. Районирование по условиям формирования естественного режима подземных вод	87
А. Классификация режима подземных вод по геоморфологическим, генетическим и гипсометрическим признакам	87
Б. Классификация режима подземных вод по условиям их питания	93
В. Классификация режима подземных вод по степени дренированности	98
Глава V. Прогноз режима подземных вод	102
А. Состояние и задачи прогнозов режима подземных вод	102
Б. Прогноз многолетнего режима расхода родников	104
В. Прогноз сезонного режима подземных вод	108
1. Прогноз расходов родников на период летне-осеннего спада	111
2. Прогноз расходов родников на период зимнего спада	115
3. Прогноз среднегодовых расходов родников	117
4. Прогноз и эпигноз весенних максимальных и среднегодовых расходов родников по метеорологическим факторам	118
Г. Исследование обеспеченности (повторяемости) расходов подземных вод	126
Заключение	129
Литература	134

ПАГИЛАК ТОРОСОВИЧ САРКИСЯН

**Режим подземных вод территории Армянской ССР,
его закономерности и прогноз**

Редактор С. М. Семенов
Худ. редактор Ан. В. Гаспарян
Техн. редактор И. Г. Аветисян
Контрольный корректор Р. Т. Мальцева

Заказ 1893

Тираж 1000

Сдано в набор 2/X 1972 г. подписано к печати 27/III 1973 г.
Бумага типографская № 1, 70x108 1/16. Печ. 8,75 л. = 12,25 усл. печ. л.
Уч.-изд. 11,4 + 3 вкл. Цена 1 р 53 к.
Издательство «Айастан», Ереван—9, ул. Теряна, 91

Типография Хозуправления Управделами Совета Министров Арм. ССР,
Ереван, ул. Налбандяна, 32.

5512