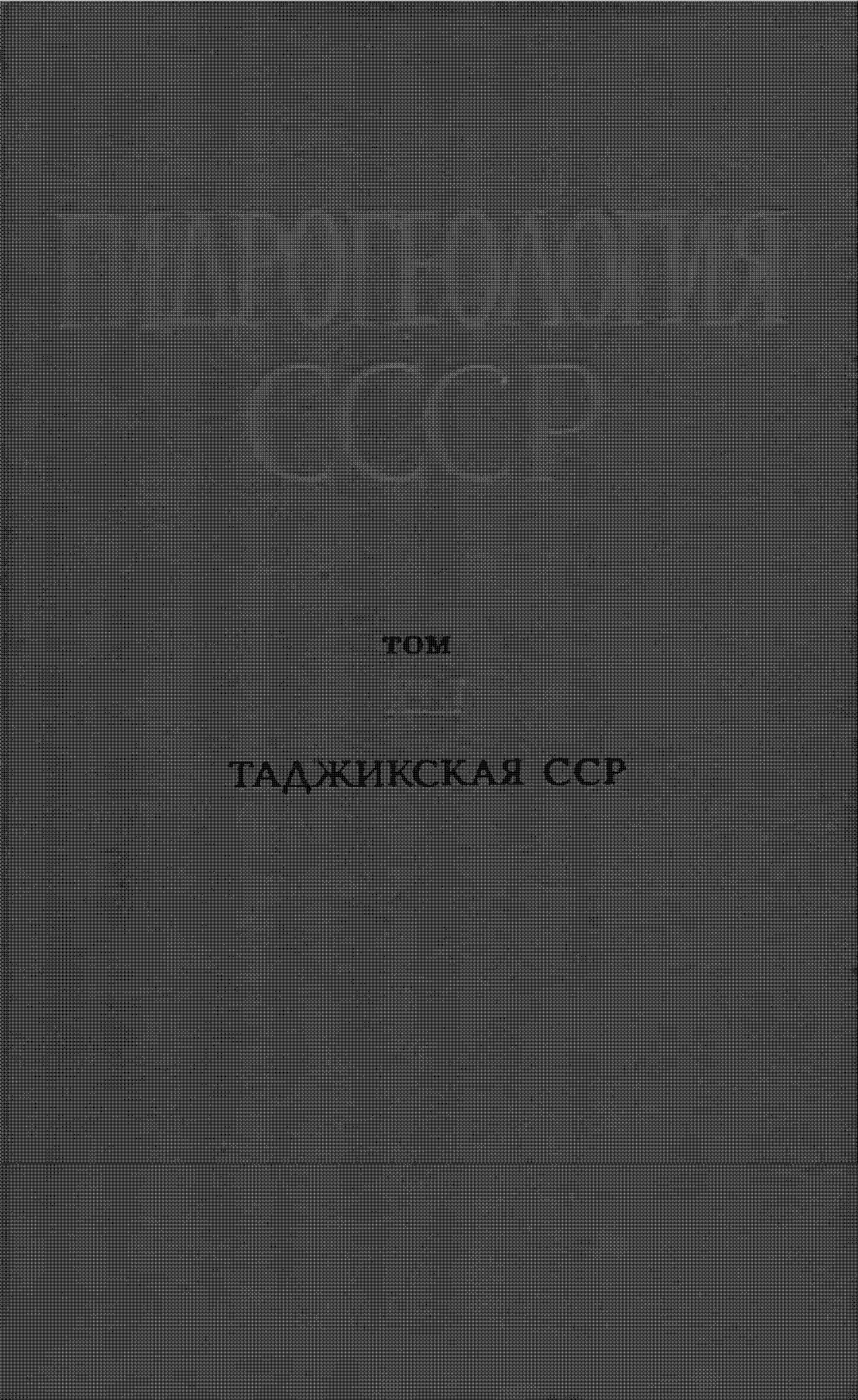


ТОМ

ТАДЖИКСКАЯ ССР



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
А В СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
Н В РОГОВСКАЯ, Н И ТОЛСТИХИН В М ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1972

УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ
ТАДЖИКСКОЙ ССР

■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

XLI

ТАДЖИКСКАЯ ССР

РЕДАКТОР
В С САМАРИНА

ЗАМЕСТИТЕЛЬ РЕДАКТОРА
Ю А ДЬЯКОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА 1972

УДК 551.49(575.3)

Гидрогеология СССР. Том XLI. Таджикская ССР. Управление геологии Совета Министров Таджикской ССР. Редактор *В. С. Самарина.* М., изд-во «Недра», 1972, стр 472

Монографическое описание гидрогеологии и инженерной геологии Таджикистана является первой наиболее полной сводной работой, обобщающей фактический материал на 1/I 1968 г. Приведена история гидрогеологических исследований с конца XIX в. до наших дней Охарактеризованы основные естественноисторические факторы, определяющие распространение и условия формирования подземных вод: рельеф, гидрография, климат, стратиграфия, тектоника, геоморфология и др. С учетом геоструктурных признаков выделены регионы первого порядка: артезианские бассейны, связанные с межгорными впадинами (Северо-Таджикский и Центрально-Таджикский), и бассейны трещинных вод, приуроченные к гориоскладчатым областям и кристаллическим массивам (Северо-Восточный, Юго-Восточный, Юго-Западный и Петро-Заалайский). Описаны гидрогеологические условия выделенных регионов, отражены вопросы формирования и зональности подземных вод. Подсчитаны ресурсы пресных и солоноватых подземных вод и рассмотрена их роль в народном хозяйстве. Систематизированы данные по минеральным лечебным водам. Большое внимание уделено рудничной и мелиоративной гидрогеологии. Приведена инженерно-геологическая характеристика горных пород, охарактеризованы современные геодинамические процессы и произведено инженерно-геологическое районирование территории. Даны рекомендации по дальнейшим гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям.

Таблиц 96, иллюстраций 90, библиография 280 названий.

2-9-4

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т. П.
АХМЕДСАФИН У. М.
БАБИНЕЦ А. Е.
БУАЧИДЗЕ И. М.
ДУХАНИНА В. И.
ЕФИМОВ А. И.
ЗАЙЦЕВ Г. Н.
ЗАЙЦЕВ И. К.
КАЛМЫКОВ А. Ф.
КЕНЕСАРИН Н. А.
КУДЕЛИН Б. И.
МАККАВЕЕВ А. А.
МАНЕВСКАЯ Г. А.
ОБИДИН Н. И.
ПЛОТНИКОВ Н. И.
ПОКРЫШЕВСКИЙ О. И.
ПОПОВ И. В.
РОГОВСКАЯ Н. В.
СИДОРЕНКО А. В.
СОКОЛОВ Д. С.
ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В. М.
ЧАПОВСКИЙ Е. Г.
ЧУРИНОВ М. В.
ЩЕГОЛЕВ Д. И.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XLI ТОМА

АНТОНОВ Ю. И.
ВЕРХАЛО Н. А.
ВЕРХОВ В. И.
ДЬЯКОВ Ю. А.
МАРТЫНОВА М. А.
МАРТЬЯНОВА Г. И.
ПАНКРАТОВ П. А.
САМАРИНА В. С.
СЕРДЮК Я. Я.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. *В. С. Самарина* 9
История гидрогеологических исследований. *В. С. Самарина, Н. М. Селезнева* 12

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСНОВНЫЕ ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава I. **Физико-географический очерк.** *Л. П. Лапшова, Я. Я. Сердюк* . . . 23

Орография 23
Гидрография 28
Климат 33

Глава II **Геологический очерк** 36

Стратиграфия и тектоника. *Я. Я. Беккер, В. П. Лозиев* 36
Геоморфология. *В. В Лоскутов* 58
Денудационный рельеф 59
Аккумулятивный рельеф 61
История развития рельефа 62

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ИХ РАЙОНИРОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ

Глава III. **О принципах гидрогеологического районирования и химической классификации подземных вод.** *В. С. Самарина* 67

Глава IV. **Гидрогеологические условия Северо-Таджикского региона.** *С. С. Козлов, Г. И. Мартьянова* 73

Воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных четвертичных отложений (Q) 74
Воды пролювиально-аллювиальных средне-верхнечетвертичных отложений (Q_{II-III}) 75
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений ($Cr_2 — Pg$) 78
Воды отложений верхнего палеозоя (Pz_3) 79
Воды отложений среднего девона — нижнего карбона ($D_2 — C_1$) . . . 85
Воды нерасчлененных отложений девона (D) 86
Воды отложений нижнего палеозоя (Pz_1) 87

Глава V. **Гидрогеологические условия Северо-Восточного региона.** *Г. И. Мартьянова, В. Е. Онуфрей* 87

Воды аллювиальных современных отложений (Q_{IV}) 88
Воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) 89
Воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных средне- и верхнечетвертичных отложений (Q_{II-III}) 91
Воды пролювиально-аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) 95
Воды верхнеиеогеновых — нижнечетвертичных отложений ($N_2 — Q_I$) . . 96
Воды верхнепалеогеновых — нижнеиеогеновых отложений ($Pg_3 — N_1$) . . 97
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений ($Cr_2 — Pg$) 98
Воды нижнемеловых отложений (Cr_1) 102
Воды юрских отложений (J) 103

Стр

Глава VI **Гидрогеологические условия Центрально-Таджикского региона** *А А Мальцев, М А Мартынова* 104

Воды пролювиально аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) 105
Воды пролювиально аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) 105
Воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений ($N_2 — Q_I$) 106
Воды нерасчлененных неогеновых отложений (N) 106
Воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений ($Pg_3 — N_1$) 107
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений ($Cr_2 — Pg$) 107
Воды нижнемеловых отложений (Cr_1) 107
Воды юрских отложений (J) 108
Воды пермо триасовых отложений (P — T) 108
Воды карбоновых отложений (C) 108
Воды среднедевонских — нижнекарбоновых отложений ($D_2 — C_1$) 109
Воды девонских отложений (D) 109
Воды силурийских отложений (S) 109
Воды кембрийских отложений (Cm) 110
Воды докембрийских отложений (aCm) 110
Воды интрузивных образований 111

Глава VII **Гидрогеологические условия Юго-Западного региона.** *М А Мартынова, В С Самарина, О Н Собакин, Е В Часовникова* 113

Воды аллювиальных и пролювиально аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) 113
Воды аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений 114
Воды пролювиально аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложении 120
Воды пролювиально аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) 124
Воды верхненеогеновых нижнечетвертичных отложений ($N_2 — Q_I$) 127
Воды верхненеогеновых отложений (N_2) 127
Воды нижненеогеновых отложений (N_1) 128
Воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложении ($Pg_3 — N_1$) 129
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложении ($Cr_2 — Pg$) 131
Воды нижнемеловых отложений (Cr_1) 143
Воды верхнеюрских отложении (J_3) 145
Воды нерасчлененных юрских отложений (J) 146

Глава VIII **Гидрогеологические условия Петро-Заалайского региона.** *М А Мартынова Я Я Сердюк* 148

Воды пролювиально аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложении (Q_{III-IV}) 148
Воды нерасчлененных неогеновых отложении (N) 148
Воды верхнепалеогеновых нижненеогеновых отложений ($Pg_3 — N_1$) 149
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений ($Cr_2 — Pg$) 149
Воды нижнемеловых отложений (Cr_1) 149
Воды юрских отложений (J) 150

Глава IX **Гидрогеологические условия Юго-Восточного региона.** *П И Иванов, М А Мартынова, Я Я Сердюк, О Н Собакин* 150

Воды пролювиально аллювиальных и ледниковых верхнечетвертичных и современных отложении (Q_{III-IV}) 151
Воды пролювиально аллювиальных и ледниковых среднечетвертичных отложений (Q_{II}) 157
Воды ледниковых и пролювиально аллювиальных нижнечетвертичных отложений (Q_I) 157
Воды неогеновых отложений (N) 158
Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений ($Cr_2 — Pg$) 158
Воды нижнемеловых отложении (Cr_1) 159
Воды юрских отложении (J) 159
Воды пермо триасовых отложении (P — T) 160
Воды каменноугольных — триасовых отложении (C — T) 161
Воды каменноугольных отложений (C) 162
Воды отложении кембрия — девона (Cm — D) 162
Воды метаморфических образований докембрия (aCm) 163
Воды интрузивных образований 164

Глава X **Гидрогеологическое районирование и зональность подземных вод.** *В С Самарина, М А Мартынова, Г И Мартьянова, О Н Собакин* 165

Стр

Бассейны трещинных вод . 167
Артезианские бассейны 177

Глава XI **Гидрогеохимическая характеристика.** *П И Иванов, Э В Козлова, М А Мартынова, О Н Собакин, Е В Часовникова* 195

Ионно солевой комплекс пород . 195
Минерализация подземных вод и макрокомпонентный состав 202
Некоторые микрокомпоненты и их поисковое значение 211
Растворенные, спонтанные газы и микроорганизмы 217

Глава XII **Формирование подземных вод.** *В С Самарина* 225

Некоторые черты палеогидрогеологии 225
Современный этап формирования подземных вод 227

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Глава XIII **Ресурсы пресных и солоноватых подземных вод и их использование** 236
Ресурсы подземных вод *Ю И Антонов, В И Сулим* 236

Использование подземных вод и условия водоснабжения *Ю И Антонов И М Рябко, Я Я Сердюк* 248

Глава XIV **Подземные воды как комплексное полезное ископаемое** 252

Минеральные лечебные воды *В Н Крот, Н М Чуршина* 253
Воды специфического состава . 253
Воды неспецифического состава . 261
Минеральные (лечебные) озера *Х Р Разыков В Д Фоменко, Н М Чуршина* 262
Термальные воды *В Н Крат, Я Я Сердюк* 266
Глава XV **Подземные воды месторождении полезных ископаемых (рудничные воды)** *Ю И Антонов, Х И Ишанджанов, Я Я Сердюк* 273
Глава XVI **Гидрогеолого-мелиоративная характеристика орошаемых земель** 278
Ирригационно хозяйственные условия *М В Бабаев, А А Кашлев, Ю Г Планин А А Стариков* , 278
Гидрогеологические и почвенно мелиоративные условия *П А Керзум, П А Панкратов* . 282
Режим грунтовых вод *М В Бабаев, А А Кашлев, П А Панкратов, Ю Г Планин* 286
Северный Таджикистан 287
Южный Таджикистан . . . 297
Гидрогеологическое районирование для целей мелиорации и основное направление мероприятий по регулированию режима грунтовых вод *М В Бабаев, А А Кашлев, П А Панкратов Ю Г Планин, В В Ружанский* 317

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Е Н Сквалецкий 345

Глава XVII **Инженерно-геологическая характеристика горных пород** 345

Породы коренной основы . 346
Поверхностные отложения 352

Глава XVIII **Современные геологические процессы и явления** 359

Сейсмичность . 359
Сели . 360
Карст . 361
Суффозионные явления 363
Обвалы, осыпи и оползни 364
Многолетняя мерзлота и промерзание почв 367
Просадки . 369
Прочие геологические процессы и явления . 370

Глава XIX **Инженерно-геологическое районирование** 371

Северо Таджикский регион (Чаткало Кураминское поднятие) 371
Северо Восточный регион (западная часть Ферганской впадины) 373
Центрально Таджикский регион (Гиссаро Алаиское поднятие) 374

Стр.

Юго-Восточный регион (Памирское поднятие) 375
Юго-Западный регион (Южно-Таджикская депрессия) 377

Заключение. *П. А Панкратов, В. С. Самарина* 382

Литература 385

Приложения 395
Каталог опорных водопунктов 396
Каталог родников 396
Каталог скважин 440
Гидрогеологическая карта Таджикской ССР (вкладка)
Условные обозначения к гидрогеологической карте (вкладка)
Схематическая гидрогеологическая карта юго-западной части (вкладка)
Условные обозначения к схематической гидрогеологической карте юго-западной части (вкладка)
Схема гидрогеологического районирования (вкладка)
Условные обозначения к схеме гидрогеологического районирования (вкладка)
Гидрохимическая карта (вкладка)

ВВЕДЕНИЕ

Таджикская ССР расположена в южной части Средней Азии между 36°38′ и 41°60′ с. ш. и 67°31′ и 75°14′ в. д. и занимает площадь примерно 142 000 *км*^{2}. На западе и северо-западе территория ее граничит с Узбекской ССР, на севере — с Киргизской ССР, на востоке — с Китаем, на юге — с Афганистаном. В состав республики входят Горно-Бадахшанская автономная область и ряд районов республиканского подчинения, столица — г. Душанбе.

Таджикистан представляет собой типичную горную страну. В его пределах находятся высочайшие горные хребты Памира и Тянь-Шаня (Северного и Южного), максимальные абсолютные отметки которых превышают 5000—6000 *м*. Между системами хребтов располагаются обширные межгорные впадины, занятые аллювиальными равнинами крупных рек — Сырдарьи и Амударьи с отметками 300—600 *м*. Геологическое строение территории отличается большим разнообразием: широким развитием пользуются докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, представленные различными по литологическому составу и фациальной принадлежности породами.

Особенности рельефа и геологического строения позволяют выделить на территории Таджикистана ряд крупных районов (рис. 1): 1) Северный, включающий хребты и межгорные впадины Северного Тянь-Шаня — Кураминский хребет, горы Моголтау, Мирзараватскую и Сардобскую впадины; 2) Северо-Восточный, охватывающий западную часть Ферганской межгорной впадины, расположенной между Северным и Южным Тянь-Шанем; 3) Центральный, к которому принадлежат хребты Южного Тянь-Шаня — Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский; 4) Юго-Западный, в состав которого входит Южно-Таджикская межгорная впадина («депрессия»), расположенная между Южным Тянь-Шанем и Памиром; 5) Юго-Восточный, охватывающий Памир и Дарваз.

В общей экономике Советского Союза Таджикская ССР играет большую роль. Район Северного Таджикистана богат месторождениями полиметаллических руд и редких металлов. На крупных рудниках Кураминских гор и Моголтау созданы промышленные предприятия и поселки городского типа. Интенсивно осваиваются для посевов хлопчатника целинные земли Мирзараватской и Сардобской впадин. Северо-Восточный район является главным образом поставщиком технических и плодовых культур; кроме того, здесь добываются нефть, озокерит, горючие газы, угли, сера и каменная соль. К числу важнейших полезных ископаемых Центрального Таджикистана относятся уголь, сурьма, ртуть, вольфрам, флюорит, олово и мышьяк. К природным богатствам этого района принадлежат и минеральные воды; они используются курортами республиканского значения. Юго-Западный Таджикистан — это район развития хлопководства: в широких речных долинах выращиваются ценные сорта длинно- и средневолокнистого

хлопка. Второе место здесь занимает промышленность, перерабатывающая продукты сельского хозяйства. Из полезных ископаемых главную роль играют фосфориты, целестин, строительные материалы, каменная соль, нефть и газ, некоторое значение имеют золото, свинец, частично медь. Юго-Восточный Таджикистан беден полезными ископаемыми. Разрабатываются лишь месторождения горного хрусталя, асбеста и драгоценных камней; в последние годы обнаружены месторождения угля и борного сырья. На Южом Памире интерес представ-

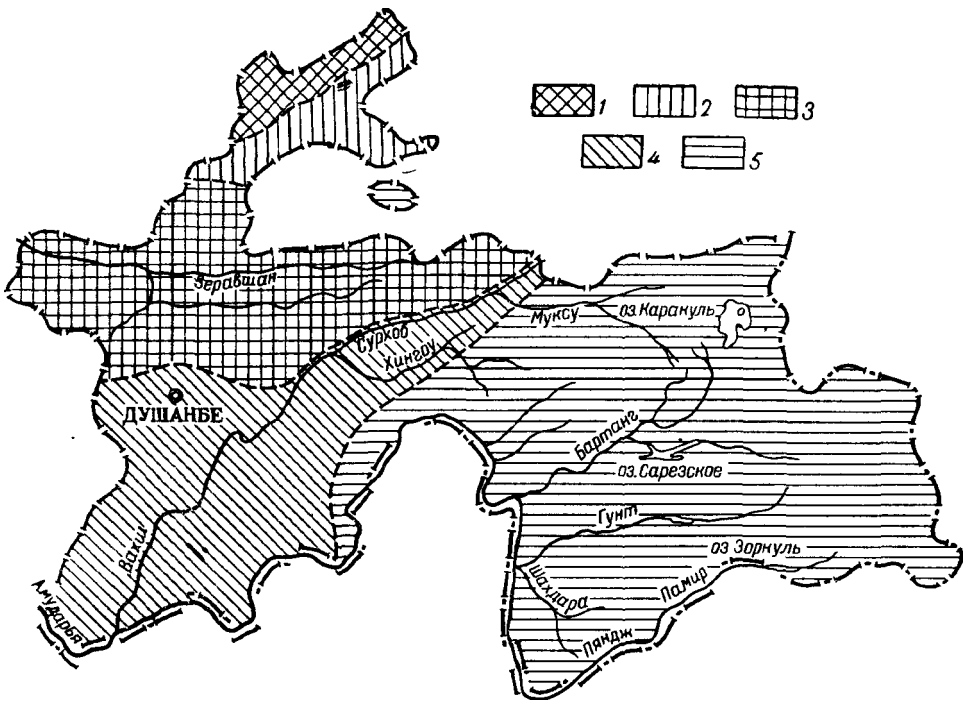


Рис. 1. Схема основных районов Таджикистана

1 — Северный; *2* — Северо-Восточный; *3* — Центральный; *4* — Юго-Западный; *5* — Юго Восточный

ляют минеральные источники, наиболее ценными из которых являются термы Гармчашма.

Основные объекты народного хозяйства республики и подавляющее число населенных пунктов сосредоточены на равнинных пространствах и в предгорьях. В экономике этих районов подземным водам принадлежит важная роль. В северной части республики они обеспечивают питьевое и техническое водоснабжение промышленных предприятий и многочисленных поселков. В последние годы подземные воды используются также для водоснабжения городов и районных центров юга Таджикистана; почти исключительно подземными водами снабжаются пастбища отгонного животноводства. Большое значение эти воды имеют в орошаемом земледелии. Орошение производится главным образом за счет поверхностных вод, однако оно влечет за собой глубокие изменения в режиме подземных вод, вызывая нередко засоление и заболачивание земель. Разработка мероприятий по мелиорации и борьба с засолением составляют одну из актуальных проблем народного хозяйства республики. Возникает необходимость перевода орошения по некоторым крупным долинам на подземные воды. Все большее значение приобретают глубокие (минеральные) воды, на ос-

нове которых развивается курортное строительство; в недалеком будущем эти воды могут найти применение как источники тепла и как объекты для добычи из них таких элементов, как йод, бром, бор и др.

После Великой Октябрьской социалистической революции в пределах Таджикской ССР были проведены многочисленные и разнообразные геологические и гидрогеологические исследования, в результате которых выявлены особенности геологического строения республики, разведаны многие полезные ископаемые, решен ряд геологических и гидрогеологических задач. Для дальнейшего изучения богатств Таджикистана и развития его народного хозяйства важно обобщить накопленные материалы и наметить пути дальнейших исследований.

В основу тома легли государственные гидрогеологические съемки, выполненные в последние годы в районах Северного и Северо-Восточного Таджикистана, а также Южно-Таджикской депрессии; маршрутные пересечения Центрального Таджикистана и Памира; различные тематические и прикладные работы по изучению ресурсов подземных вод, пригодных для питьевого и промышленного водоснабжения, применения в бальнеологических целях и в качестве гидроминерального сырья; специальные исследования в области мелиоративной гидрогеологии, инженерной геологии, рудничной гидрогеологии, изучения режима подземных вод и т. д. Широко использованы данные буровых работ на воду, проведенных на территории Южно-Таджикской депрессии и Северо-Восточного Таджикистана, и материалы по глубокому бурению на нефть и газ, накопленные в последние годы по этим районам. Количество родников и колодцев, учтенных по Таджикистану, составляет около 4000, скважин на воду 800, поисково-разведочных скважин на нефть и газ 400.

Составление и подготовка к изданию XLI тома выполнены сотрудниками Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР. Отдельные главы написаны гидрогеологами Академии наук Таджикской ССР, Института земной коры Ленинградского университета, Таджикгипроводхоза и др. Тематическими партиями Таджикского геологического управления для тома составлены геологическая (В. П. Лозиев) и геоморфологическая (В. В. Лоскутов) карты территории республики, послужившие основой для гидрогеологической карты. Общее редактирование тома осуществлялось профессором Ленинградского университета В. С. Самариной.

К тому прилагаются: гидрогеологическая карта Таджикистана масштаба 1 : 1 000 000, гидрогеологическая карта-врезка Южно-Таджикской депрессии (вод зоны свободного водообмена) и карты-схемы гидрогеологического и инженерно-геологического районирования Таджикистана. В томе обобщены материалы по состоянию на 1/I 1968 г.

При подготовке монографии к изданию учтены замечания рецензентов А. С. Китициной и Л. С. Балашова. Работа в целом и отдельные ее главы просматривались В. И. Солуном, Л. А. Яроцким, Б. Ф. Маврицким, М. В. Чуриновым, И. А. Моссаковской и Л. В. Славяновой, внесшими ряд существенных замечаний.

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Историю гидрогеологических исследований Таджикистана можно разделить на три периода: дореволюционный, послереволюционный (включающий годы Великой Отечественной войны и первое послевоенное десятилетие) и современный.

Дореволюционный период. Появление первых гидрогеологических сведений по Таджикистану связано с именами крупнейших исследователей прошлого века, положивших в 70-е годы начало изучению географических условий и геологического строения Средней Азии. Н. А. Семенов Тянь-Шанский, А. П. Федченко, Н. А. Северцов, И. В. Мушкетов, Г. Д. Романовский, Н. А. Маев, В. И. Липский, В. Н. Вебер, Д. В. Наливкин и другие произвели маршрутные пересечения почти всей территории Средней Азии. Составленные ими карты и монографические описания в течение длительного времени являлись основными по геологии этой области; некоторые из этих работ не утратили своего значения и в настоящее время.

Исследователи, посетившие ряд районов Таджикистана, обратили внимание на большое разнообразие подземных вод этой территории и опубликовали различные сведения о многих интересных источниках. Так, Н. А. Маев (1876, 1881), работавший на Гиссарском хребте и в долинах рек Кафирниган и Вахш, охарактеризовал соляные источники и среди них Мынбатман, рассолы которого используются для получения поваренной соли; В. И. Липский (1897) описал горячие источники в Гиссарском хребте (Ходжаобигарм); В. Н. Вебер (1913, 1917) дал характеристику «нефтяных» источников предгорий Гиссарского хребта (Обизаранг, Хочильор); М. А. Варыгин (1916 г.), посетивший крупные пресные родники верховьев р. Тиболяй Кулябского района, привел по ним ряд данных и т. д.

Задолго до Великой Октябрьской социалистической революции появились работы по нефтеносности Ферганы. В статьях А. А. Кушакевича (1871), Г. Д. Романовского (1890 г.) и в многочисленных трудах К. П. Калицкого (1914, 1918 и др.) содержатся сведения о «нефтяных» источниках Ферганской впадины, в частности, описаны родники Сельрохо и Ташрават, расположенные в пределах таджикской части Ферганы.

В годы Октябрьской революции, гражданской войны и в период борьбы с басмачеством (до 1928 г.) гидрогеологические исследования в Таджикской республике не проводились, если не считать небольшие незавершенные работы, осуществлявшиеся по поручению Управления водного хозяйства Средней Азии в долине р. Зеравшан.

Послереволюционный период. Работы по изучению геологического строения и гидрогеологических условий территории республики приобрели большой размах после организации в 1932 г. Таджикской комплексной экспедиции. Эта экспедиция (впоследствии Таджикско-Памирская, а затем Среднеазиатская) ставила своей целью изучение геоло-

гии и выявление минеральносырьевых ресурсов республики. Исследованиями экспедиции были решены многие важные вопросы стратиграфии, тектоники, вулканизма, определены главные структурные и металлогенические зоны Таджикистана и заложены основы для развития гидрогеологических работ (П. П. Чуенко, П. К. Чихачев, Н. П. Луппов, С. И. Клунников, Б. А. Борнеман, А. Р. Бурачек и др.). В 1938 г было организовано Таджикское геологическое управление. Это управление, а также Геологический институт Таджикской базы Академии наук СССР, преобразованный в 40-е годы в Геологический институт Академии наук Таджикской ССР, стали основными центрами, сосредоточившими все наиболее важные геологические и гидрогеологические исследования. Кроме того, работы проводились Среднеазиатским геологическим управлением, Среднеазиатским государственным университетом, трестом Узгеолразведка, Сазводпроизом, Таджикводпроизом и др.

Особенности гидрогеологических исследований в Таджикистане обусловлены в первую очередь потребностями сельского хозяйства, связанными с расширением поливных земель под хлопчатник, обводнением пастбищ отгонного животноводства и водоснабжением совхозов и колхозов Поэтому главными в рассматриваемый период являлись проблемы ирригации, мелиорации земель речных долин и водоснабжения. Кроме того, осуществлялось изучение минеральных, рудничных вод и вод нефтяных месторождений; в ряде районов была создана режимная сеть с целью наблюдений за подземными водами. Региональные гидрогеологические исследования в этот период не проводились; сводные работы по гидрогеологии основывались преимущественно на материалах геологических съемок.

Ирригационные и мелиоративные исследования охватывали районы Южно-Таджикской депрессии (Вахшскую, Гиссарскую, Пянджскую и другие крупные долины) и Северо-Восточного Таджикистана где изучались предгорные равнины (Дальверзинская, Самгарская и др) и межгорные впадины (Ура-Тюбинская и др.).

В Вахшской долине большой комплекс гидрогеологических и почвенно-мелиоративных работ, выполненных в начале 30-х годов, завершился в 1934 г. строительством канала, оросившего земли третьей надпойменной террасы левобережья долины. Эксплуатация канала и связанной с ним мощной ирригационной сети к концу 30-х годов привела к засолению и заболачиванию крупных земельных массивов. Для борьбы с этими процессами, а также с целью использования грунтовых вод долины для орошения и водоснабжения геологический сектор Таджикской базы Академии наук СССР, а затем Таджикское геологическое управление вели многолетние комплексные геолого-гидрогеологические работы. На территории долины производилось бурение, скважины опробовались длительными откачками, составлены детальные гидрогеологические карты низовьев Вахшской долины, подсчитаны водный и солевой балансы (Антипов-Каратаев, 1939; Домарев, 1943; Керзум, 1943). В 1946 г. в южной части долины Вахша, а в 1951 г. в северной была создана государственная режимная сеть с целью наблюдения за подземными водами. Велась дискуссия об источниках питания грунтовых вод Вахшской долины и рациональных путях ее мелиорации.

Большинство исследователей (Антипов-Каратаев, 1947; Керзум, 1947; Грабовская, 1957; Панкратов, 1953, и др.) полагали, что главным источником являются воды, поступающие в водоносный горизонт из реки и ирригационной сети. По их мнению, водный и солевой балансы правильно отражают общее направление процессов, ведущих к выносу

солей из долины. И. К. Полетаев (1956), напротив, считал, что водный и солевой балансы подсчитаны неверно и что главным источником питания грунтовых вод служит подземный поток р. Вахш и воды коренных пород хребтов и возвышенностей, окружающих долину. Эти воды, будучи высокоминерализованными, привносят в долину значительное количество водорастворимых солей, вследствие чего земли ее непрерывно засоляются.

В Гиссарской долине в конце 30-х и начале 40-х годов в связи с орошением земель Таджикский филиал Академии наук СССР и другие организации проводили комплекс гидрогеологических и инженерно-геологических работ, который завершился в 1942 г. строительством Большого Гиссарского канала. Изыскания с мелиоративными целями велись Таджикским геологическим управлением, Таджикводхозом и Гипроводхозом на Кировабадском участке долины Пянджа, в Бишкентской долине и долинах рек Кызылсу и Яхсу. В результате составлены крупномасштабные гидрогеологические карты этих долин и даны рекомендации по борьбе с засолением и заболачиванием земель. Благоприятные условия для орошения отмечены по долине Кафирнигана. Для Бишкентской долины в качестве источника орошения рекомендованы воды р. Кафирниган. Исследования в долинах рек Кызылсу и Яхсу показали, что здесь необходимо использовать для орошения грунтовые воды, так как реки в вегетационный период не дают нужного количества воды. С целью получения надежных данных для водно-балансовых расчетов и изучения режима грунтовых вод в 1956 г. в долинах рек Кызылсу и Яхсу была создана государственная наблюдательная режимная сеть.

В годы первой пятилетки в связи с освоением целинных земель Северо-Восточного Таджикистана — Дальверзинской и Самгарской степей, а также предгорной равнины левобережья Сырдарьи — появились работы, в которых ирригацию этих земель предложено осуществлять за счет использования вод р. Сырдарьи. В Ура-Тюбинской котловине Наркомводхозом Таджикской ССР и Таджикским геологическим управлением проводились гидрогеолого-мелиоративные исследования и комплексная среднемасштабная гидрогеологическая съемка, в результате которых решены задачи увеличения площади поливных земель. На территории Ленинабадской области с целью улучшения мелиоративного состояния ирригационной системы, освоения целинных и залежных земель и водоснабжения колхозов и совхозов велись изыскания экспедицией Гипроводхоза. Изучалась работа Ходжабакирганской оросительной системы и гидрогеологические условия Самгарского массива; рассмотрены вопросы, связанные с понижением уровня грунтовых вод в районе г. Пролетарска, и в качестве наиболее эффективного мероприятия для этой цели предложены комбинированные горизонтальный и вертикальный дренажи. В пределах Аштского района на отдельных участках произведен подсчет запасов подземных вод.

Проблема водоснабжения и ресурсов пресных подземных вод решалась главным образом для Северного Таджикистана и некоторых южных районов республики.

В Северном Таджикистане в конце 20-х и начале 30-х годов группой геологов под руководством Б. Н. Наследова были открыты и детально изучались рудные месторождения Карамазара и Моголтау. В связи с этим Средазцветметразведка, Таджикское геологическое управление и другие организации проводили исследования подземных вод для водоснабжения рудников, промышленных предприятий и рудничных поселков. Для рудника Чорухдайрон рекомендованы грунтовые воды юго-восточной части Мирзараватской впадины, рудника Ку-

русай — глубокие горизонты грунтовых вод Дальверзинской степи и конуса выноса Сардобсая, рудника Такели — грунтовые воды Сарай-мордонсая. При изыскании источников водоснабжения предприятий, проектируемых на базе месторождения Алтын-Топкан, осуществлялась разведка грунтовых вод Сардобсая; в 1954 г. работы были закончены подсчетом запасов подземных вод по высоким промышленным категориям. Гидрогеологические исследования для обеспечения водоснабжения проводились также на Курусайском рудном поле, в районе Кансайского комбината и рудника Адрасман. В пределах таджикской части Ферганы изучались высокодебитные источники Дигмай с целью использования их для водоснабжения городов Ленинабада и Пролетарска. В 1941 г. Таджикским геологическим управлением была организована Ура-Тюбинская гидрогеологическая партия; в результате ее работ выявлены новые источники водоснабжения населенных пунктов Ура-Тюбинской впадины. Начиная с 1955 г. Ленинабадской пастбищно-мелиоративной конторой бурились скважины на территории Самгарской степи и в долине р. Сырдарьи для водоснабжения колхозов и совхозов.

На юге Таджикистана проводились поиски питьевой воды для городов Душанбе и Куляб, а также для крупных совхозов республики — Яван и Дангара; с целью выявления источников водоснабжения пастбищ отгонного животноводства в конце 30-х годов исследования проводились в Яванской и Ташраватской межгорных впадинах, на междуречьях Сурхан—Кафирниган и Кафирниган—Вахш. Водоснабжение г. Куляба и совхоза Дангара осуществлено за счет подземных вод, г. Душанбе — вод р. Душанбинки. Поиски подземных вод для водоснабжения пастбищ не дали положительных результатов.

Большое внимание уделялось изучению минеральных вод. Сведения о минеральных источниках Памира и Центрального Таджикистана, их классификация и соображения о генезисе содержатся в статьях А. С. Уклонского (1930), Н. М. Прокопенко (1932 а, б), И. Е. Хрисанфова и Г. И. Жукова (1933), В. И. Попова (1936), В. П. Александрова (1939), С. И. Ильина (1941) и в многочисленных отчетах. Таджикским геологическим управлением проводились детальные исследования минеральных источников Ходжаобигарм и Обигарм. Эти исследования в 1957 г. закончились подсчетом запасов минеральных вод по высоким промышленным категориям и организацией курортов республиканского значения.

В 50-е годы трестом Термезнефть на территории Южно-Таджикской депрессии проводились поисково-разведочные работы на нефть. Попутно изучались глубокие (минеральные) воды структур Кызылтумшук и Шаамбары. В Шаамбарах Таджикским геологическим управлением была создана режимная наблюдательная сеть и проводился комплекс гидрогеологических исследований, в результате чего подсчитаны запасы минеральных вод. На Кызылтумшуке и в Шаамбарах были организованы водолечебницы республиканского значения.

Шахтные воды изучались на рудных полях Карамазара, Моголтау, Центрального Таджикистана и в районе Шурабского бурогольного месторождения (Фергана). Таджикским геологическим управлением, трестом Средазцветметразведка и другими проводились крупномасштабные гидрогеологические съемки и режимные наблюдения за подземными водами. Бо́льшая часть месторождений (Курусай, Алтын-Топкан, Кансай, Табошар, Такели и др.) оценена как слабообводненные, благоприятные для разработки полезных ископаемых.

Воды нефтяных месторождений исследовались в пределах Ферганской впадины. Работы проводятся ЦНИЛом объединения

ту гидрогеологического районирования Таджикистана по условиям водоснабжения пастбищ отгонного животноводства.

Инженерно-геологические исследования в Таджикистане, начиная с 30-х годов, получили широкое развитие. Возникновение новых городов и промышленных предприятий, строительство мощных электростанций, освоение сотен тысяч гектаров засушливых земель, создание новых ирригационных систем и т. д.— все это потребовало проведения значительного объема инженерно-геологических работ. Большинство исследований, выполненных в 30-е и начале 40-х годов, посвящено выявлению инженерно-геологических условий отдельных, чаще небольших объектов. Работы велись Среднеазиатским геологическим трестом, Гидроэнергопроектом, Институтом водного хозяйства, Гипроводхозом, Теплоэнергопроектом и др. Наиболее крупными являлись инженерно-геологические исследования, проводившиеся с целью обоснования строительства Вахшского канала и мелиорации Вахшской долины (Ф. И. Воронов, Н. Ф. Безобразова, В. М. Фомин и др.), орошения Гиссарской долины (Д. Е. Гордон и др.), строительства Большого Ферганского канала, гидроэлектростанции в долине р. Варзоб (Г. К. Абрамян). Была составлена первая карта инженерно-геологической изученности Таджикистана на 1/I 1940 г. и объяснительная записка к ней (Г. П. Шраменко).

Крупными инженерно-геологическими работами ознаменовалось первое послевоенное десятилетие. Мосгидэпом велись изыскания в районе строительства Кайраккумской ГЭС на р. Сырдарье, Саогидэпом — на Головной и Перепадной ГЭС в долине р. Вахш; Сазводпроиз занимался вопросами мелиоративного улучшения и орошения земель Вахшской долины, долины р. Кызылсу в Пархарском районе, левобережья р. Сырдарьи в Науском и Пролетарском районах. Силами Геотехконторы, Гипроцветмета, Таджикского геологического управления и др. выполняются многочисленные работы для обоснования поселкового и рудничного строительства (Алтын-Топканская группа месторождений и др.).

Современный период характеризуется региональными и тематическими гидрогеологическими исследованиями, получившими широкое развитие с середины 50-х годов. Производилось бурение многих мелких и глубоких скважин, изучение ресурсов подземных вод в связи с работами по водоснабжению и орошению, специальные мелиоративные исследования, режимные наблюдения за подземными водами орошаемых массивов и т. д.

Мелиоративные работы и изучение режима грунтовых вод осуществлялись в пределах Южно-Таджикской депрессии и Северного Таджикистана. В центре внимания находилась Вахшская долина и ее мелиорация. Таджикским геологическим управлением здесь непрерывно велись и систематически обрабатывались данные режимных наблюдений по 115 водопунктам. На отдельных участках проводились исследования водно-солевого баланса; бурился ряд скважин с целью изучения динамики и химического состава грунтовых вод Вахшской долины по вертикали водоносного горизонта. Продолжались режимные наблюдения в долинах рек Кызылсу и Яхсу и в районе Кайраккумского водохранилища (Фергана). В 1959 г. государственная режимная наблюдательная сеть за подземными водами была создана в Гиссарской, Бишкентской и Нижне-Кафирниганской долинах, а также на орошаемых площадях Фархадского водохранилища в долине р. Сырдарьи. Таджикским геологическим управлением выпускались Ежегодники, в которых обобщались данные режимных наблюдений. В 1964—1966 гг. Ю. Г. Планиным по Южному Таджикистану и

М. В. Бабаевым по Северному составлены сводные работы по режиму грунтовых вод за многолетний период, в них приведено гидрогеолого-мелиоративное районирование крупных долин и межгорных впадин Таджикистана и предложен комплекс необходимых мероприятий по регулированию режима грунтовых вод. Наиболее важные выводы и рекомендации опубликованы (Планин, 1964, 1965а, б, в, 1967; Планин, Цабут, 1965; Планин, Лапшова, 1967; Бабаев, 1965, 1967а, б, в; Цабут, 1965). Совместными усилиями Таджикского геологического управления и Академии наук Тадж. ССР были организованы работы по изучению эффективности вертикального дренажа. Разрабатывались теория и методы расчета вертикальных и горизонтальных дрен при местном питании и расходовании грунтовых вод (Панкратов, 1967а, б), дана сравнительная оценка экономичности вертикального и горизонтального дренажей (Панкратов, Антонова и др., 1967). Производилось гидрогеологическое районирование орошаемых земель Южно-Таджикской депрессии для организации вертикального дренажа (Антонов, Сердюк, 1967), разрабатывалась методика составления гидрогеологических карт орошаемых районов (Антонов, 1967а).

Проблема водоснабжения и изучение ресурсов пресных подземных вод ставились в рассматриваемый период для южных и некоторых северных районов республики. Таджикским геологическим управлением была организована специальная партия, занимавшаяся бурением на воду в долинах и межгорных впадинах Южно-Таджикской депрессии. В результате проведенных работ в эксплуатацию был сдан ряд скважин, снабжающих водой такие крупные населенные пункты, как Курган-Тюбе, Арал и др. Изучался вопрос о возможности водоснабжения г. Душанбе за счет подземных вод долины р. Кафирниган и производился подсчет запасов грунтовых вод долины. Определялись запасы грунтовых вод в Вахшской, Гиссарской, Кызылсуйской и Яхсуйской долинах. Северной экспедицией Таджикского геологического управления разведывались запасы пресных подземных вод Тюябугузской горловины, Кошмуласая и межпластовых вод Мирзаратской впадины с целью водоснабжения промышленных предприятий и поселков городского типа на рудных месторождениях Карамазара и Моголтау. Той же экспедицией определялись запасы грунтовых вод на отдельных участках в долинах рек Карамазар, Гудас и др., а также в ферганской части Таджикистана (Исфара-Ляканская, Нау-Костакозская, Лякат-Саватская и другие впадины). В 1963 г. Таджикским геологическим управлением (Ю. И. Антонов, А. Г. Амелин и др.) производилось специальное гидрогеологическое районирование Таджикистана на основе расчета прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод, пригодных для водоснабжения и орошения. Ю. И. Антонов (1967б) дал характеристику основных водоносных горизонтов Таджикистана и их эксплуатационных запасов.

Планомерное изучение подземных вод Таджикистана как комплексного полезного ископаемого — детальные исследования минеральных, термальных и промышленных вод — началось с середины 50-х годов. Минеральные воды изучались специальной экспедицией, организованной Таджикским геологическим управлением в 1958 г. Этой экспедицией обследовались минеральные источники, минеральные и грязевые озера Южного Таджикистана, Памира и Центрального Таджикистана, велась разведка и подсчет запасов минеральных вод на месторождениях Ховатаг, Явроз, Сангхок и др. (Центральный Таджикистан). Доразведка минеральных вод, разведка и подсчет эксплуатационных запасов пара производились на месторождении Ходжаобигарм. По материалам работ, проведенных Институтом химии

АН Таджикской ССР, дана характеристика вод соляных месторождений Таджикистана (Осичкина, Бергман, 1958). Опубликованы работы, посвященные минеральным водам Памира (Сердюк, Антонов, 1965; Сердюк, Шапар, 1965; Сердюк, 1967), в которых рассмотрены типы минеральных вод, закономерности их размещения и высказаны соображения о генезисе. Аналогичные работы опубликованы по Центральному Таджикистану (Гордиенко и др., 1965; Гордиенко, Мальцев, 1965), в которых приведена наиболее подробная гидрохимическая характеристика термальных вод курорта Ходжаобигарм. В 1966 г. Таджикским геологическим управлением составлена сводная работа по минеральным водам республики (С. П. Тарасова). По литературным и фондовым материалам построена мелкомасштабная карта минеральных вод; в объяснительной записке к этой карте дано описание водоносных комплексов, классификация минеральных вод, типизация их и районирование территории Таджикистана с учетом распространения минеральных вод.

Изучение термальных и промышленных вод стало возможным в связи с разведочными работами на нефть и газ, которые проводились Конторой бурения Таджикского геологического управления преимущественно в Южно-Таджикской депрессии. Специальной тематической партией Таджикского управления изучались межпластовые воды как возможное комплексное полезное ископаемое (промышленные и термальные воды). Воды неогеновых, палеогеновых, меловых и юрских отложений оценены в целом как перспективные на добычу йода и брома. На январь 1967 г. подземные воды с промышленным содержанием йода и брома вскрыты на многих площадях Южно-Таджикской депрессии (А. П. Костюченко). Дана предварительная оценка запасов промышленных и термальных вод на месторождении Кичикбель, разрабатывалась технология извлечения йода и брома из вод этого месторождения. К 1968 г. завершен подсчет прогнозных запасов промышленных вод по Южно-Таджикской депрессии и началось составление технико-экономического обоснования для определения первоочередных площадей с целью организации детальной разведки промышленных вод.

На основании многолетних исследований термальных вод по всей территории республики в 1966 г. составлены мелкомасштабная карта термальных вод Таджикской ССР и карты термальных вод по кровле отдельных водоносных комплексов Южно-Таджикской депрессии, изучены закономерности размещения термальных вод, их состав, динамика и перспективы использования (А. П. Костюченко, В. Н. Крат и др.). Отмечено, что в депрессии наибольший интерес представляют термальные воды риштан-алайского, бухаро-сенонского и турон-барремского водоносных комплексов, а самым перспективным по использованию тепла Земли является Гиссарский район.

В конце 50-х годов впервые в Таджикистане сотрудниками ВСЕГИНГЕО проводились специальные поисковые гидрохимические исследования. Целью их являлась разработка, совершенствование и внедрение в практику гидрохимических методов поисков полезных ископаемых (Пищерова, 1959а, б, 1960). В результате этих исследований были установлены для Карамазара основные поисковые признаки полиметаллических месторождений, выявлены ореолы рассеяния некоторых металлов и намечены аномальные участки по содержанию рудных элементов в водах. Работы небольшого объема (в плане гидрохимических поисков) производились на Памире, где изучались водные ореолы рассеяния месторождений боросиликатов (Крайнов, Петрова, 1962а, б).

Сводные гидрогеологические и тематические исследования в рассматриваемый период основывались на результатах гидрогеологических съемок и специальных маршрутных пересечений различных районов Таджикистана. Опубликован ряд статей, в которых изложены схемы общего гидрогеологического районирования Таджикистана, базирующиеся на материалах 40-х и начала 50-х годов, когда изучались главным образом равнинные территории Таджикистана (Каменский, Толстихина и др., 1959; Зайцев, Толстихин, 1960; Зайцев, Толстихин и др., 1961; Митгарц, Толстихин, 1961; Зайцев, Толстихин, 1963 и др.). При установлении районов первого порядка большинством авторов даны для Таджикистана одинаковые схемы. На территории республики выделены районы первого порядка — бассейны трещинных вод и артезианские бассейны горноскладчатых областей; в их пределах — гидрогеологические массивы антиклинориев Тянь-Шаня и Памира, артезианские бассейны синклинальных депрессий Тянь-Шаня (Ферганский и Зеравшанский). Неопределенным осталось лишь положение Южно-Таджикской депрессии. В схеме И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1960) она отнесена наряду с Ферганской котловиной к артезианским бассейнам платформ Южного (Средиземноморского) пояса; Б. Б. Митгарц и Н. И. Толстихин (1961) рассматривали ее среди массивов трещинных вод и артезианских бассейнов горноскладчатых областей; вновь в разряд бассейнов платформенных областей депрессия попала в схеме гидрогеологического районирования ВСЕГИНГЕО, разработанной для составления томов «Гидрогеологии СССР» (1963).

Таджикским геологическим управлением производилось составление кадастров (Л. Ф. Романько). На 1/I 1959 г. составлен кадастр скважин — учетные карточки, каталоги, регистрационная мелкомасштабная карта и объяснительная записка, а на 1/I 1960 г.— кадастр по родникам, колодцам и другим водопунктам.

В последние годы ряд сводных работ по Таджикистану осуществлялся в связи с широко развернувшейся в депрессиях Таджикистана разведкой на нефть и газ. Таджикской комплексной лабораторией ВНИГНИ, ВНИИГАЗ, Геологическим управлением и другими организациями изучались глубокие межпластовые воды. Опубликованы схемы гидрогеологического районирования и произведено расчленение гидрогеологического разреза с учетом динамики и химизма пластовых вод по Южно-Таджикской депрессии (Балашов, 1960; Финкельштейн, Пашковский, 1962; Талипов, 1963, 1965, 1966а, б; Готгильф, Афанасьева, 1965; Готгильф, 1966а, б) и Ферганской котловине (Бедер, 1963, 1964; Султанходжаев, 1964, 1966 и др.). В Е Нарижной (1965) обобщены материалы по характеристике спонтанных и растворенных газов подземных вод депрессий Таджикистана, рассмотрена геохимия редких газов, опубликована сводка по наиболее важным месторождениям газа Средней Азии.

В 1962—1966 гг. Таджикским геологическим управлением выполнено несколько сводных гидрогеологических работ по заданию ВСЕГИНГЕО. Составлены обзорная гидрогеологическая карта Таджикистана, карта основных водоносных горизонтов и объяснительные записки к ним. Построена мелкомасштабная прогнозная гидрогеологическая карта Южно-Таджикской депрессии, опубликованы некоторые выводы и рекомендации (Антонов, Сердюк, 1965), составлена карта грунтовых вод республики и карта подзоны аэрации.

С 1963 г. Таджикским управлением проводились крупномасштабные комплексные гидрогеологические съемки. К настоящему времени такими съемками охвачены Гиссарская, Вахшская, Кызылсуйская и

Яхсуйская долины и западная часть Ферганской впадины (Н. И. Колесник и др., М. Т. Турсунходжаев, Л. П. Стеблевский и др.). Целью этих работ являлось определение естественных ресурсов подземных вод, детальное изучение гидрогеолого-мелиоративных условий орошаемых и вновь осваиваемых земель, расчленение четвертичных отложений, оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод, составление комплекса карт — геоморфологической, геолого-литологической, гидрогеологической, выявление участков, благоприятных для разведки подземных вод.

В 1955—1966 гг. Таджикским управлением совместно с Институтом земной коры Ленинградского университета (ИЗК) проводились гидрогеологические съемки районов Таджикистана, наиболее важных в народнохозяйственном отношении,— Северного, Северо-Восточного и Юго-Западного, осуществлялись маршрутные пересечения Центрального Таджикистана и Памира. Параллельно выполнялись различные тематические исследования. В результате работ составлялись среднемасштабные гидрогеологические карты, а по северу и югу Таджикистана — мелкомасштабные сводные карты и объяснительные записки к ним. В процессе съемочных и тематических исследований коллективом сотрудников ИЗК и Геологического управления разрабатывалась методика составления гидрогеологических карт и районирования с учетом особенностей гидрогеологических условий горных стран. Пять крупных регионов Таджикистана подразделены на более мелкие таксономические единицы — районы и подрайоны. Основанием для такого подразделения служат закономерности в распределении и формировании подземных вод и связь вод с определяющими их геологическими и физико-географическими факторами. Предлагаемые принципы картирования и районирования изложены в ряде статей (Самарина, 1959, 1961а, б, 1965; Козлов, Самарина, 1963; Мартьянова, 1966; Самарина и др., 1967). По решению редакционной коллегии тома XLI эти принципы положены в основу гидрогеологического районирования Таджикистана и рассматриваются во второй части тома.

Собранные при съемках и маршрутных пересечениях разнообразные гидрохимические материалы использовались при тематических исследованиях, выполняемых Институтом земной коры. Составлена мелкомасштабная гидрохимическая карта с элементами промышленной оценки подземных вод и объяснительная записка к ней (Козлова, Самарина, 1963; Козлова, 1965, и др.). Составлена сводная работа по растворенным и свободным газам подземных вод Таджикистана; выявленные закономерности в распределении газов изложены в статьях (Козлов и др., 1964; Мартынова, Собакин, 1964; Собакин, 1965). Дана характеристика металлоносности природных вод Таджикистана в региональном плане и произведена ориентировочная прогнозная оценка территории республики по гидрохимическим показателям, отраженная на мелкомасштабной карте (Иванов, 1965, 1966). Изучен ионно-солевой комплекс пород, участвующих в строении территории Таджикистана, с целью решения вопросов, связанных с формированием химического состава подземных вод различных гидрогеологических структур, разных гидродинамических и ландшафтно-поясных зон (Часовникова, 1968а, б).

С середины 50-х годов значительно возрос объем инженерно-геологических исследований для целей гражданского, гидротехнического, мелиоративного и линейного строительства. Таджикгипростроем проведены работы на новых жилых массивах в городах Душанбе, Ленинабаде, Курган-Тюбе, Кулябе и др. (А. А. Мусаэлян, М. М. Исмаилов, В. И. Войтов); для территории столицы республики

составлена первая крупномасштабная инженерно-геологическая карта. Гипроводхоз и Таджикгипроводхоз вели изыскания на новых массивах орошения и в районах переустройства ирригационной сети — в долинах Яванской, Обикиикской, Кызылсуйской, Яхсуйской, Бишкентской (Е. Н. Сквалецкий, З. А. Карасева, З. В. Бельская), на Кумсангырском, Уртабозском и Рохатинском плато (С. Б. Беркович, З. В. Бельская, А. П. Сеславин). Средазгипроводхлопком закончены исследования на Дальверзинских, Янтакских и других землях нового орошения в Северном Таджикистане (С. М. Вайс). Проведены работы по инженерно-геологическому и сейсмическому обоснованию схемы энергоиспользования р. Вахш (Е. С. Скрипко). Завершены исследования на Центральной, Головной и Перепадной ГЭС в долине р. Вахш.

В 60-е годы наиболее значительные инженерно-геологические исследования выполнены Саогидропроектом на Нурекской и Рагунской ГЭС, Больджуанском водохранилище на р. Кызылсу и по трассе тоннеля для подачи воды из Нурекского водохранилища в Дангаринскую впадину (Е. С. Скрипко, Э. Г. Саакян, К. С. Покаржевский и др). Таджикгипроводхозом проведены работы на Гараутинском, Кумсангырском, Караултюбинском плато и в Дангаринской впадине (Е. Н. Сквалецкий, К. А. Федермессер, А. В. Кудинов), а также инженерно-геологические исследования с целью обоснования строительства крупных промышленных комплексов — Регарского алюминиевого завода, Вахшского азотнотукового завода, Яванского электрохимического комбината, многочисленных объектов гражданского строительства (М. Ф. Волгин, В. Е. Коваль, С. М. Алтухов и др.).

В 1964 г. в системе Госстроя Таджикской ССР был создан Институт инженерных изысканий, проводивший инженерно-геологические работы на территории республики с целью обоснования всех видов строительства, кроме ирригационного, гидротехнического и линейного. В это же время в Управлении геологии Совета Министров Таджикской ССР была организована специализированная инженерно-геологическая партия, занимавшаяся изучением оползневых и селевых явлений. В 1966—1967 гг. тематической партией Управления была составлена карта инженерно-геологической изученности Таджикистана по состоянию на 1/I 1967 г. и пояснительная записка к ней (Е. Н. Сквалецкий). В атласе Таджикской ССР (1968 г.) помещены инженерно-геологические карты и карты прогноза просадочных явлений.

Часть первая

ОСНОВНЫЕ ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава I

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

ОРОГРАФИЯ

Бо́льшую часть территории Таджикской ССР занимают горы, принадлежащие к гигантским системам Средней Азии — Тянь-Шаню (Северному и Южному) и Памиру (рис. 2).

На севере Таджикистана находятся Кураминские горы, массив Моголтау и разделяющая их Мирзараватская впадина, относящиеся к Северному Тянь-Шаню. Кураминский хребет входит в пределы республики своими юго-восточными и западными склонами. Он вытянут в северо-восточном направлении, средняя абсолютная высота его составляет 2000—2700 *м*, снижение происходит с северо-востока на юго-запад. Вечные снега лежат только на самой высокой вершине — горе Бабайоб, имеющей абсолютную отметку 3768 *м*. Юго-западная часть Кураминского хребта известна под названием гор Карамазар и славится месторождениями полиметаллических руд и редких металлов. Массив Моголтау также вытянут в северо-восточном направлении, его максимальная высота не превышает 1600 *м*. Склоны Кураминского хребта и Моголтау резко расчленены, каменисты, почти лишены растительности и имеют пустынный вид. Мирзараватская впадина достигает ширины 15—18 *км*; днище ее характеризуется выровненной, слегка всхолмленной поверхностью.

К югу от Кураминских гор лежит обширная Ферганская котловина, являющаяся естественным рубежом между Северным и Южным Тянь-Шанем. На территории Таджикистана располагается западная периферия котловины. В рельефе ее выделяются адыры и центральная равнина, последняя разделена долиной Сырдарьи на две неравные части. Значительные площади правобережной равнины в настоящее время залиты водами Кайраккумского водохранилища. Абсолютные отметки равнины снижаются с востока на запад от 700 до 300 *м*. Адыры, окружающие центральную равнину, представляют собой сглаженные увалистые гряды, имеющие широтное или северо-восточное простирание и абсолютные отметки 1000—1300 *м*. Поверхность адыров сильно изрезана многочисленными саями. Между высокими хребтами, окаймляющими Ферганскую котловину, и адырами располагаются впадины, выполненные отложениями слившихся конусов выноса рек и саев. Впадины отделяются друг от друга невысокими всхолмленными водоразделами.

Обширная горная область, находящаяся к югу от Ферганской котловины, принадлежит Южному Тянь-Шаню. В ее состав входят Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты, вытянутые в субширотном направлении. На востоке, уже за пределами Таджикистана, эти хребты сливаются, образуя Алайский хребет. Туркестанский хребет (рис. 3) почти на всем протяжении поднимается выше снеговой линии, имея абсолютные отметки более 5000 *м*. Водораздельная часть его покрыта ледниками и снежниками, которые питают многочисленные реки, стекающие со склонов. Южнее тянется Зеравшанский хребет


ЛУГАНЕВЕ
ЗЕЛЕНЧУКСКИЙ
ЗЕЛЕНЧУКСКИЙ
ЗЕЛЕНЧУКСКИЙ

(рис. 4), отделенный от Туркестанского узкой глубоко врезанной долиной р. Зеравшан. Он характеризуется асимметрией склонов; водораздел его также почти на всем протяжении лежит выше снеговой линии.



Рис 3 Туркестанский хребет (фото Г. П Гусева)

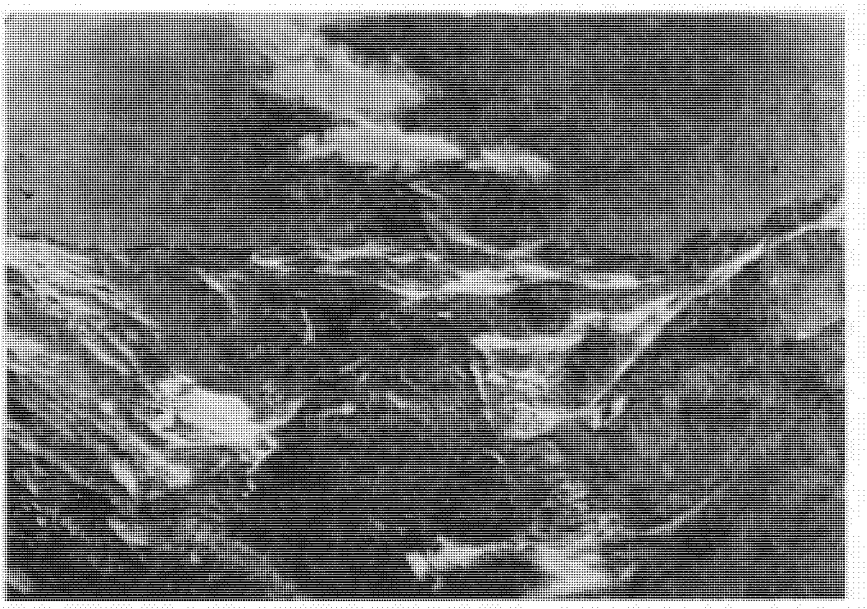


Рис. 4 Зеравшанский хребет (фото П А. Погребного)

Еще южнее проходят Гиссарский и Каратегинский хребты (рис. 5), высота которых достигает 5000—5800 *м*. Каждый из хребтов, помимо главного гребня, имеет ряд кулисообразно расположенных второстепенных хребтов и массивов, между которыми находятся сравнительно

широкие продольные долины; сами хребты и массивы изрезаны поперечными долинами, очень узкими, глубокими, нередко каньонообразными.

Горные хребты системы Тянь-Шаня отделены от Памира Афгано-Таджикской депрессией. Северо-восточная ее часть носит название Петро-Заалайской области; здесь располагаются величественные хребты Петра Первого и Заалайский с абсолютными отметками, превышающими 5000 *м*, покрытые снежниками и ледниками. Центральная и юго-западная части называются Южно-Таджикской депрессией. В ее пределах находятся сравнительно невысокие горные хребты, принадле-

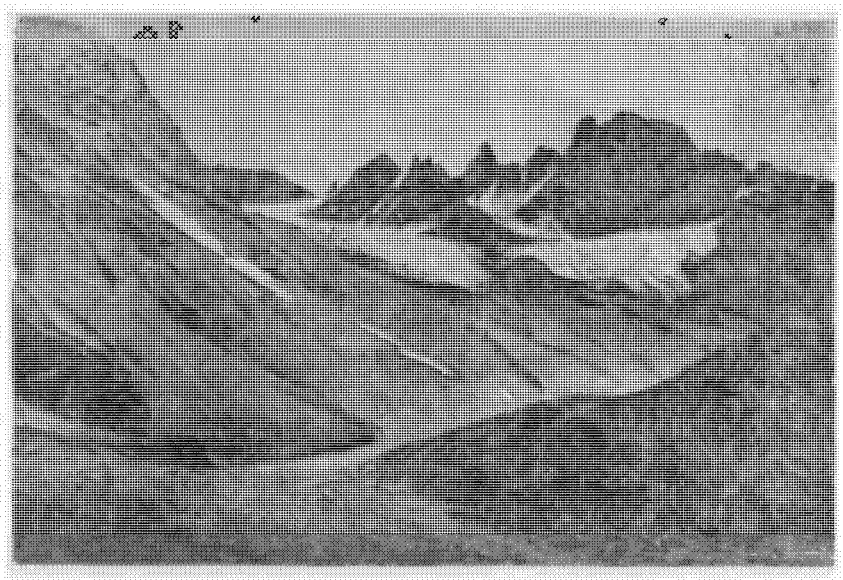


Рис. 5. Каратегинский хребет (фото П А Погребного)

жащие к виргации хребта Петра Первого На северо-востоке они сближены, максимальные отметки их достигают 3000 *м*. В центральных районах депрессии высота хребтов не превышает 2000 *м*; они отделены друг от друга впадинами шириной от 3 до 15 *км*. На юге депрессии хребты представляют собой короткие, далеко отстоящие друг от друга гряды — возвышенности с абсолютными отметками 600—1000 *м*; ширина впадин увеличивается до 20 *км*. Хребты Южно-Таджикской депрессии имеют сложно расчлененный рельеф, причем резкость расчленения и амплитуда рельефа уменьшаются в направлении с северо-востока на юго-запад; днища впадин отличаются выровненными поверхностями, к ним приурочены речные долины, орошаемые культурные земли которых составляют одно из богатств республики.

Всю восточную часть Таджикистана занимает Памиро-Дарвазская горная область. По особенностям рельефа эта область разделяется на две половины: Западный Памир (Дарваз и Бадахшан) и Восточный (собственно Памир). Границу между ними обычно проводят (Суслов, 1947) от Заалайского хребта по хребту Академии Наук и далее по линии, идущей через западный берег Сарезского озера, западный берег оз. Яшилькуль, на р. Гунт и до места слияния р. Памир с р. Вахандарьей. Рельеф Западного Памира отличается глубокой расчлененностью, огромными относительными превышениями отдельных хребтов над речными долинами (до 3000—4000 *м*), большой протяженностью

хребтов, наличием пикообразных вершин (рис. 6), увенчанных ледниками и снежниками, обилием крутых обрывов и каньонообразных ущелий (рис. 7). В пределах Западного Памира располагаются высочай-



Рис 6 Западный Памир. Среднее течение р. Бартанг (фото Ю. И. Антонова)

шие вершины — пики Коммунизма, Революции, Пактур, Карла Маркса и др., поднимающиеся на 6000 *м* и более. Восточный Памир, несмотря на очень большую высоту над уровнем моря (в среднем 6200—

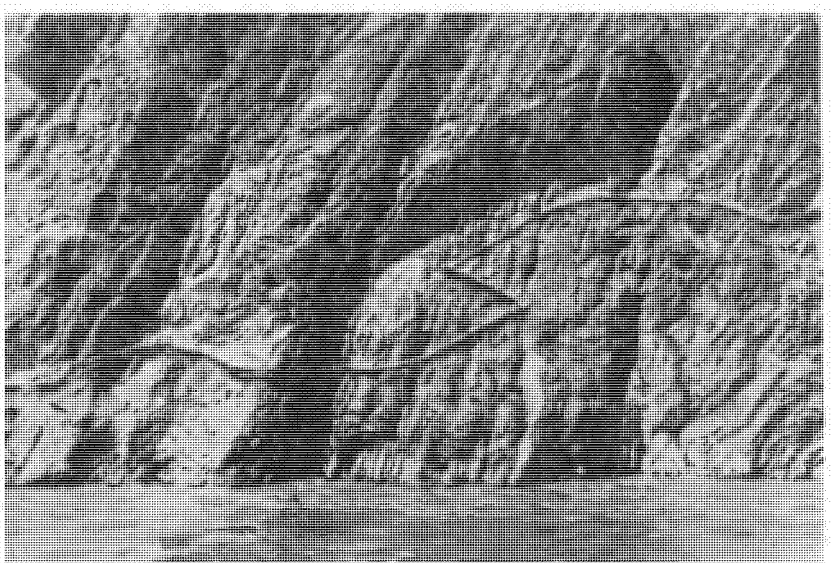


Рис. 7 Западный Памир. Ущелье р. Пяндж (фото Ю. И. Антонова)

6900 *м*), характеризуется малой изрезанностью и плавностью очертаний рельефа, небольшими относительными превышениями хребтов над днищами долин. Широкие, плоские, со следами древнего оледенения высокогорные равнины лежат здесь на высоте 3800—4000 *м*; к ним

приурочены обширные озерные котловины, крупнейшей из которых является котловина оз. Каракуль. Хребты Восточного Памира несут вечные снега и ледники, а в долинах развита многолетняя мерзлота.

Ледники и снежники в горных районах Таджикистана занимают огромную площадь, превышающую 20 тыс. $км^2$. Наиболее крупными центрами оледенения являются хребты Академии Наук, Заалайский, Рушанский, Язгулемский, Дарвазский и Петра Первого. Количество всех ледников, зарегистрированных в настоящее время, превышает 1100. Характерно повышение снеговой линии с северо-запада на юго-восток. Наиболее низко снеговая линия располагается на хребтах Петра Первого, Дарвазском, Зеравшанском и Туркестанском. Амплитуда колебания высот снеговой линии достигает 1300 *м* и нередко даже в пределах одного хребта в зависимости от экспозиции склонов составляет 600—800 *м*. Сведения о некоторых ледниках Таджикистана приведены в табл. 1.

Таблица 1

Данные о некоторых крупных ледниках Таджикистана

Хребты	Ледники	Длина, *км*	Ширина, *км*	Площадь, $км^2$	Высота языка, *м*	Высота снеговой линии, *м*
Зеравшанский и Туркестанский	Зеравшанский	24,75	0,6—1,0	25	2775	3900—4200
	Рапа, Янгисобак и другие мелкие	2,12	0,2—1,0	1,0—15,0	2800—3000	3800—4300
Петра Первого	Сугран	24,2	0,35—0,9	48	2800	4300
Академии Наук	Танымас	16	0,1—0,3	66,5	3065	4450
	Федченко	71,2	1,7—3,1	907	2900	4650
	Гармо	27,5	1,3—1,7	153,3	2980	4200—4800
	Географического Общества	21,5	0,8—1,3	81,75	2660	4000—4100
	Медвежий	13,1	0,5—0,6	24,7	2970	4270
Язгулемский	Грум-Гржимайло	36,7	0,7—1,7	160	3620	4840
	Язгулемдара	13,5	0,4—1,3	58,6	3620	4720
Дарвазский	Дарвазский	16,5		4,4	3000	4100—4300
	Мазарский	17,3	0,6—0,9	35	3200	4200
Заалайский	Коржевского	19,5	0,9—1,0	89,12	3800	4400—4700
	Большой Саукдара	25,2	0,7—1,2	69,2	3080	5220
	Курумды	17,2	0,9—1,3	60,6	4210	5000—5140

ГИДРОГРАФИЯ

Гидрографическая сеть территории Таджикской республики принадлежит к бассейнам двух крупных рек: Сырдарьи и Амударьи. Истоки этих рек находятся на высотах более 3500—4000 *м* в области вечных снегов и ледников. Дважды в год отмечается половодье: первое весной (апрель—май), когда тают снега и идут дожди, второе, более значительное, летом (июль—август) от таяния ледников. Общая длина всех рек Таджикистана превышает 17 500 *км*. Густота речной сети составляет 123 *м* длины водных артерий на каждый квадратный километр.

Реки бассейна Сырдарьи дренируют территории Кураминских гор, Моголтау, Ферганской котловины и северных склонов Туркестанского хребта. Сырдарья берет начало далеко за пределами Таджикистана. Протекая по Ферганской впадине, она имеет мощный поверхностный поток, слабомеандрирующее русло и четыре-пять уровней террас. Пра-

вобережные (Карамазарсай, Пангазсай и др.) и левобережные ее притоки (Исфара, Ходжабакирган и др.) не доносят своих вод до Сырдарьи, так как разбираются на орошение и теряются в аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса.

Один из крупных левых притоков Амударьи — р. Зеравшан — берет начало из ледника того же названия и протекает по узкой и глубокой долине между Туркестанским и Зеравшанским хребтами (рис. 8). По выходе из гор долина значительно расширяется, образуя Пенджикентский орошаемый оазис. Зеравшан принимает многочислен-

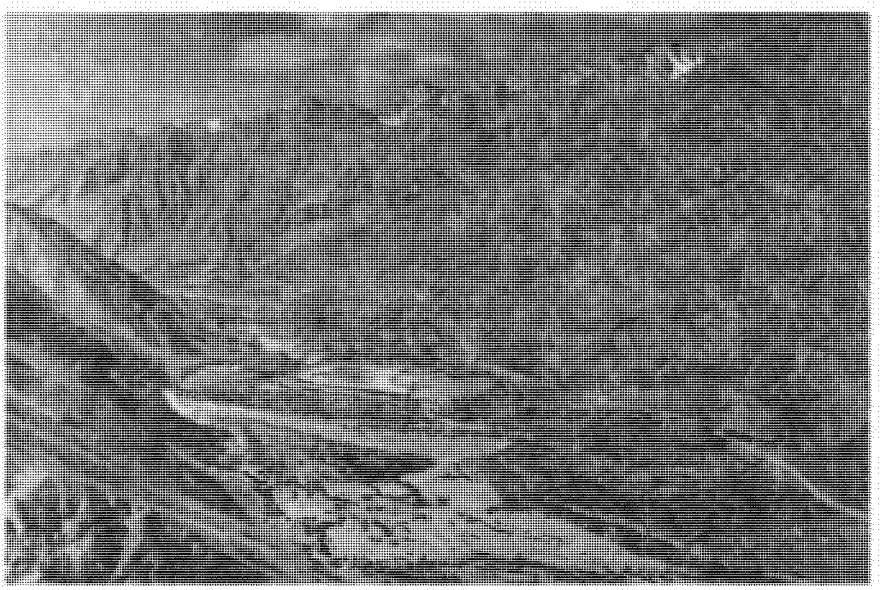


Рис. 8. Долина р. Зеравшан (фото Г. П. Гусева)

ные притоки, из которых наиболее крупным правым является р. Фандарья, а левыми — реки Кштут и Магиандарья.

Почти три четверти площади Таджикской республики принадлежит бассейну р. Пяндж — Амударьи. Она является базисом эрозии для всех рек Памира, Дарваза, Бадахшана и Южно-Таджикской депрессии. Пяндж образуется слиянием рек Вахандарьи (текущей с Гиндукуша) и Памира (берущей начало из оз. Зоркуль). Многоводный и бурный Пяндж после слияния с одним из наиболее крупных своих правых притоков — р. Вахш (рис. 9) — называется Амударьей, которая имеет более спокойный характер течения. Пяндж — Амударья имеет сотни притоков, главными из них являются: Гунт, Бартанг, Язгулем, Ванч, Обихингоу, Обиниоу, Кызылсу, Яхсу, Вахш, Кафирниган. Самое большое количество притоков (в границах СССР) Пяндж принимает на территории Памира; Кызылсу, Вахш и Кафирниган дренируют Южно-Таджикскую депрессию. Основные сведения о реках Таджикистана приведены в табл. 2.

Территория Таджикистана богата озерами. Среди них выделяются обвальные (рис. 10), моренные и котловинные озера. Первые два типа распространены в горных районах Центрального Таджикистана и Западного Памира, третий тип характерен для Восточного Памира. Отдельную группу составляют минеральные озера, содержащие лечебные грязи. Некоторые сведения об озерах приведены в табл. 3.

Таблица 2

Данные о главнейших реках Таджикистана

Реки	Площадь бассейна, тыс. км²	Среднемноголетний расход, м³/сек		Скорость течения, м/сек	Среднегодовой модуль стока, л/сек/км²	Среднегодовой слой стока, мм	Максимальная амплитуда колебания уровня воды, м		Химический состав воды	Дата опробования
		максимальный	минимальный				годовая	суточная		
Зеравшан	10,2	667	27	0,8–3,8	15,2	479	3,10	0,18	$M_{0,6}\ \frac{HCO_3\,65\ SO_4\,33\ Cl\,2}{Ca\,8\ Na\,13\ Mg\,9}$	Июль 1960 г.
Кафирниган	9,78	629	42,6	0,6–4,7	17,0	536	3,42	0,25	$M_{0,16}\ \frac{HCO_3\,75\ SO_4\,15\ Cl\,10}{Ca\,86\ Mg\,14}$	Июнь 1958 г.
Вахш	38,4	2170	135	0,5–4,6	21,2	652	7,36	0,14	$M_{0,3}\ \frac{SO_4\,43\ HCO_3\,29\ Cl\,28}{Ca\,56\ Na\,30\ Mg\,14}$	Июль 1959 г.
Яхсу	2,65	176	4,55	1,2–4,2	11,4	359	2,69	0,15	$M_{0,21}\ \frac{HCO_3\,80\ SO_4\,16\ Cl\,4}{Ca\,70\ Mg\,19\ Na\,11}$	Май 1957 г.
Ванч	1,82	233	19,2	1,1–4,9	27,7	873	2,08	0,43	$M_{0,21}\ \frac{HCO_3\,52\ SO_4\,35\ Cl\,13}{Ca\,58\ Na\,24\ Mg\,18}$	Июнь 1960 г.
Язгулем	1,94	143	8	1,3–5,6	19,1	602	2,64	0,6	$M_{0,28}\ \frac{HCO_3\,61\ SO_4\,36\ Cl\,3}{Ca\,80\ Na\,12\ Mg\,8}$	Июнь 1960 г.
Бартанг-Аксу	24,0	404	44	0,6–4,8	5,4	170	1,52	0,4	$M_{0,1}\ \frac{HCO_3\,70\ SO_4\,29\ Cl\,1}{Ca\,42\ Mg\,30\ Na\,28}$	Июнь 1960 г.
Гунт	15,8	533	2,5	0,9–4,4	6,9	217	3,05	0,32	$M_{0,1}\ \frac{HCO_3\,67\ SO_4\,28\ Cl\,5}{Ca\,53\ Na\,32\ Mg\,15}$	Июль 1960 г.
Пяндж	–	>3000	~320	0,3–5,5	20,4	642	4,72	0,26	$M_{0,14}\ \frac{HCO_3\,64\ SO_4\,34\ Cl\,2}{Ca\,60\ Mg\,38\ Na\,2}$	Июль 1960 г.
Сырдарья	264,9	1300	240	0,8–2,0	–	–	2,03	0,14	$M_{0,65}\ \frac{SO_4\,54\ HCO_3\,34\ Cl\,12}{Ca\,40\ Na\,36\ Mg\,24}$	Сентябрь 1958 г.

Таблица 3

Данные о главнейших озерах Таджикистана

Тип озер	Озера	Абсол. отметка уреза воды, м	Размеры озер: длина, км	Размеры озер: ширина, км	Размеры озер: площадь, км²	Объем воды в озере, м³	Максимальная глубина озера, м	Амплитуда колебания уровня воды, м: годовая	Амплитуда колебания уровня воды, м: суточная	Химический состав воды	Дата опробования
Обвальные	Сарезское (Памир)	3239	70,0	2,0	140	$280 \cdot 10^9$	500	11,78	0,2–0,3	$M_{0,1} \frac{HCO_3\ 72\ SO_4\ 26\ Cl\ 2}{Ca\ 45\ Mg\ 33\ Na\ 22}$	Август 1960 г.
	Яшилькуль (Памир)	3810	22,5	3,0	67,5	$33,8 \cdot 10^9$	52	1,37	0,12	$M_{0,1} \frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 28\ Cl\ 2}{Ca\ 55\ Na\ 30\ Mg\ 15}$	То же
Котловинные	Каракуль (Памир)	3914	28,5	18,5	364	$364 \cdot 10^9$	238	до 1,5	–	$M_{8,6} \frac{SO_4\ 67\ Cl\ 27\ HCO_3\ 6}{Mg\ 67\ Na\ 32\ Ca\ 1}$	Июль 1960 г.
	Рангкуль (Памир)	3783	4,3	2,8	10,75	$6,5 \cdot 10^9$	25	0,7	–	$M_{0,7} \frac{SO_4\ 47\ HCO_3\ 37\ Cl\ 16}{Mg\ 39\ Na\ 22\ Ca\ 19}$	Август 1963 г.
	Шоркуль (Памир)	3782	7,1	2,3	16,3	$16,3 \cdot 10^9$	4,0	0,7	–	$M_{1,8} \frac{SO_4\ 50\ HCO_3\ 29\ Cl\ 21}{Mg\ 61\ Na\ 30\ Ca\ 9}$	То же
	Сасыккуль (Памир)	3840	3,8	1,85	6,84	$9,6 \cdot 10^9$	3,7	0,5	–	$M_{108} \frac{Cl\ 67\ SO_4\ 31\ HCO_3\ 2}{Na\ 93\ Mg\ 7}$	Июль 1963 г.
	Аксукон (Западная Фергана)	450	13,0	1,5	8,8	$4,4 \cdot 10^9$	1,0	–	–	$M_{64} \frac{Cl\ 86\ SO_4\ 14}{Na\ 94\ Mg\ 6}$	Апрель 1958 г.
Моренные	Зоркуль (Памир)	4130	19,0	3,0	57,0	$57 \cdot 10^9$	14,0	1,3	–	$M_{0,5} \frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 30\ Cl\ 14}{Ca\ 68\ Mg\ 22\ Na\ 10}$	Сентябрь 1963 г.
	Искандеркуль (Центральный Таджикистан)	2176	2,5	1,5	3,5	$175 \cdot 10^6$	72,0	2,11	0,30	$M_{0,1} \frac{HCO_3\ 80\ SO_4\ 12\ Cl\ 8}{Ca\ 78\ Mg\ 13\ Na\ 9}$	Октябрь 1962 г.
	Маргузорские (Центральный Таджикистан)	?	до 2,2	0,2–0,6	0,5–1,4	$30 \cdot 10^6$	27	1,23	0,32	$M_{0,1} \frac{HCO_3\ 79\ SO_4\ 14\ Cl\ 7}{Ca\ 75\ Mg\ 20\ Na\ 5}$	Август 1960 г.

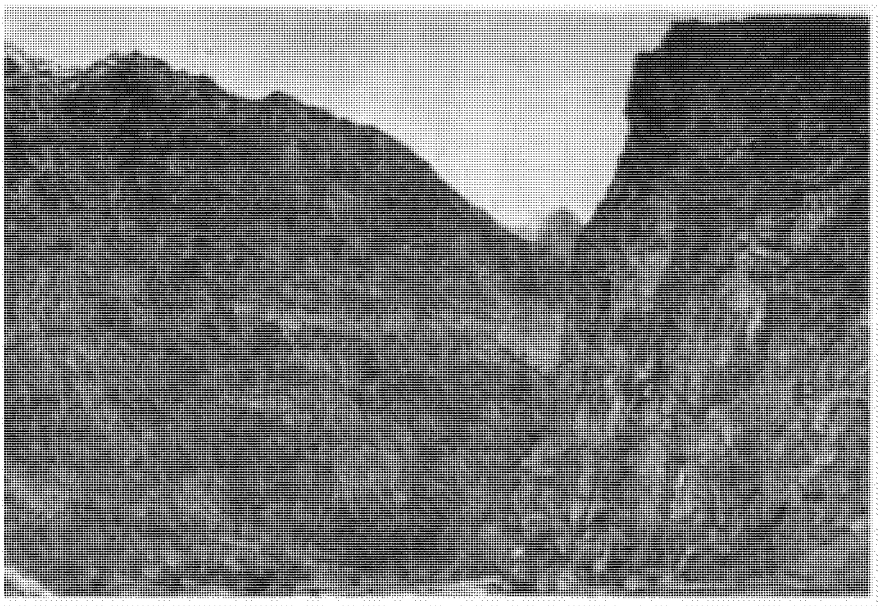


Рис 9 Долина р Вахш в районе пос Нурек (фото Г П Гусева)

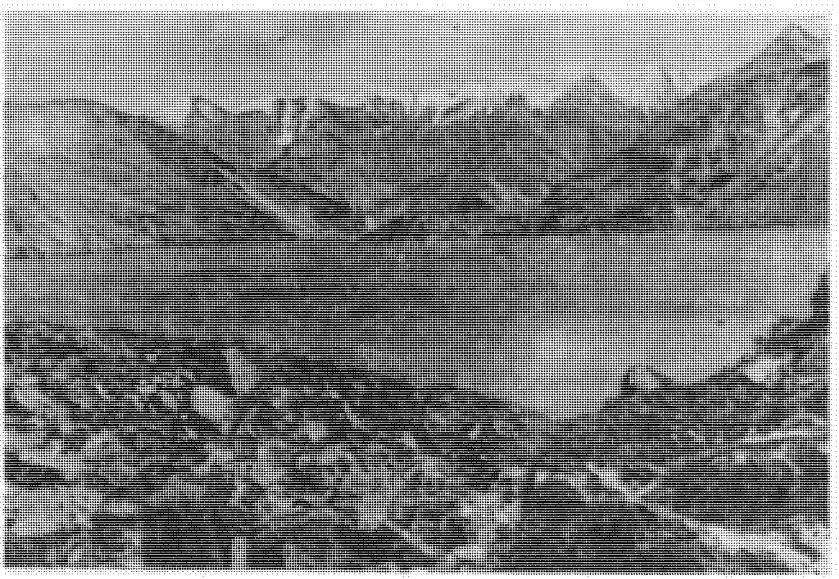


Рис 10 Памир Сарезское озеро (фото Ю И Антонова)

КЛИМАТ

Климат Таджикской республики резко континентальный и на значительной части территории аридный. Континентальность выражается в довольно сильном колебании всех климатических параметров по временам года и суток. Аридность обусловлена большой продолжительностью солнечного сияния, интенсивностью солнечной радиации, малым количеством атмосферных осадков и пр. Как указывает Б. А. Бугаев (1946), смягчающие океанические влияния приходят на территорию Таджикистана круглый год со стороны Атлантического океана и летом от арктических морей. Однако большая удаленность республики от океанов и морей сильно ослабляет эти влияния, особенно летом. В холодное время года наиболее существенными являются вторжения влажного воздуха со стороны Средиземного моря. Сезон зимних дождей определяется в основном этими вторжениями. Влияние Индийского океана почти полностью исключается благодаря экранированию высокими горными хребтами Гималайской системы и Гиндукуша. Летняя термическая депрессия, типичная для юга Средней Азии, отличающаяся очень высокими температурами при безоблачном небе, принадлежит к числу важных климатообразующих факторов для многих долин Таджикистана.

В целом для республики характерен следующий режим погоды. В холодный период идут дожди, что связано с прорывами циклонов с юга Каспийского моря. Сезон дождей начинается в ноябре и продолжается до апреля — мая; весенние осадки имеют вид ливневых. В марте происходит быстрое потепление. В течение июня, июля и августа осадки практически отсутствуют. Самым жарким месяцем является июль.

Весьма типично для Таджикистана вторжение холодных воздушных масс арктического и сибирского происхождения, которые периодически меняют погоду. Летом они смягчают жару и сухость воздуха, в остальное время вызывают резкое похолодание, особенно зимой. Вторжения сопровождаются зимой сильными ветрами северного, северо-западного и западного направлений, а также осадками в виде дождя и снега.

Географическое положение Таджикской республики и особенности ее рельефа определяют широкие колебания наиболее важных климатических параметров по площади. Так, среднегодовое количество атмосферных осадков в разных ее частях изменяется от 69,9 до 1278 *мм* в год, среднегодовая температура воздуха — от —4 до +16,8° С, абсолютная влажность — от 2,5 до 11 *мб*, относительная влажность — от 43 до 64%, дефицит влажности — от 2,6 до 14 *мб* (табл. 4). Сильно расчлененный рельеф территории обусловливает отсутствие преобладающих направлений потоков воздуха; все данные метеостанций свидетельствуют о том, что режим ветра связан с особенностями рельефа в районе каждой определенной метеостанции и не может быть распространен на большие расстояния. Средняя годовая скорость ветра в целом по республике невелика и колеблется от 1 до 5 *м/сек*; максимальная скорость достигает 20 *м/сек*.

Таджикистан отличается продолжительным периодом солнечного сияния. Например, общее число часов солнечного сияния в год составляет в Курган-Тюбе 2727, в Душанбе — 2731. Минимум облачности приходится на июль—август, максимум — на зимние и весенние месяцы. Снеговой покров во многих районах республики отличается эпизодическим характером и высота его колеблется от 9 до 26 *см*. В высокогорных районах Центрального Таджикистана снег лежит продолжи-

Таблица 4

Среднегодовые значения некоторых метеорологических параметров по многолетним данным

Местоположение станции	Абсолютные отметки, *м*	Осадки, *м*	Температура воздуха, °С	Абсолютная влажность, *мб*	Относительная влажность, %	Дефицит влажности, *мб*
Шаартуз	381	164,2	16,7	9,4	54	14,0
Курган-Тюбе	426	276,1	15,3	11,0	64	10,4
Куляб	600	544,6	16,4	9,8	55	12,1
Ленинабад	414	179,6	14,1	8,3	58	12,1
Душанбе	806	646,8	13,9	9,4	60	9,9
Ашт	698	188,6	13,4	6,9	54	11,7
Анзобский перевал	3349	424,1	—2,1	3,2	58	2,6
Гушары	1859	1278,7	9,7	7,1	55	8,7
Хорог	2076	296,4	8,3	5,3	50	8,8
Мургаб	3592	69,9	—1,0	2,5	43	4,9

тельный период и максимальная мощность его достигает 396 *см*. Есть районы (в Центральном Таджикистане и на Западном Памире), где горные вершины заняты «вечным» снегом. На равнинах Восточного Памира, исключительно бедных влагой, снежный покров имеет очень малую мощность; в отдельные годы снега здесь не бывает совсем.

Для наглядного отображения особенностей климатических условий Таджикистана на основе данных по 52 метеостанциям за период с 1950 по 1960 г. построена схема климатического районирования (рис. 11). При составлении схемы использована методика выделения зон увлажнения, по Н. Н. Иванову (1941), а также способ районирования А. А. Григорьева и М. И. Будыко (1959), основанный на учете ресурсов тепла и влаги в различных ландшафтных поясах.

Аридным климатом обладает территория равнинной части Ферганской котловины. В границах Таджикистана она принадлежит, по Н. Н. Иванову, к зоне с ничтожным увлажнением и характеризуется сухим, очень теплым климатом. Сумма годовых осадков составляет здесь менее 160 *мм*, среднегодовая температура воздуха 13—15° С. Осадки приходятся в основном на зимне-весенний период; максимум их отмечается в марте—апреле. По мере повышения абсолютных отметок местности при переходе к горному обрамлению Ферганской котловины климатические условия меняются. В районе Кураминского хребта количество осадков постепенно увеличивается от 220 до 600 *мм* и более, а среднегодовая температура понижается до 7—10° С.

Более сложно изменяется климат в пределах Центрального Таджикистана (хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский). Количество осадков с увеличением высоты здесь сначала возрастает, достигая 750—1000 *мм* в интервале высот 1500—3000 *м*, а затем начинает падать и не превышает 400 *мм* в районе Анзобского и Шахристанского перевалов, имеющих абсолютные отметки соответственно 3349 и 3391 *м*. Помимо гипсометрии, на распределение и количество осадков большое влияние оказывает расположение склонов хребтов по отношению к основным воздушным течениям. Максимальное количество влаги поступает на территорию республики с юго-западными ветрами. Южные склоны Гиссарского хребта, открытые этим ветрам, характеризуются наиболее высокой суммой годовых осадков, тогда как Зеравшанский хребет и южные склоны Туркестанского, защищенные от них, по-

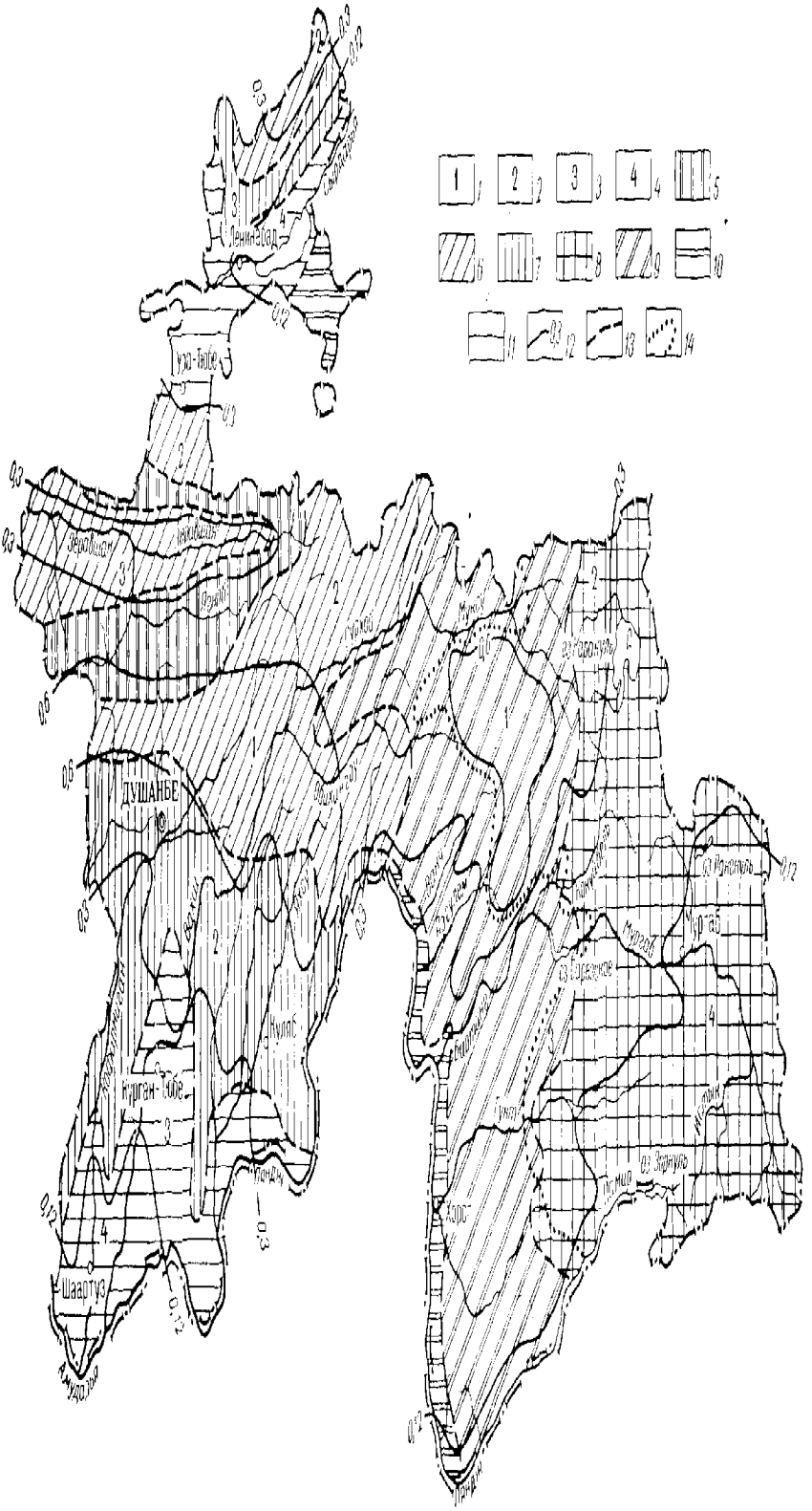


Рис. 11. Схема климатического районирования. Климатические зоны увлажнения (по Н. Н. Иванову):

1 – умеренного ($K>0,6$), *2* – недостаточного ($K=0,3–0,6$); *3* – скудного ($K=0,12–0,3$); *4* – ничтожного ($K<0,12$). Типы климатов (по М. И. Будыко): *5* – умеренно теплый, недостаточно влажный; *7* – очень теплый, недостаточно влажный; *8* – холодный, сухой; *9* – умеренно теплый, сухой; *10* – теплый, сухой; *11* – очень теплый, сухой; *12* – изолинии коэффициентов увлажнения; *13* – границы между районами с различным типом климата; *14* – предполагаемая западная граница распространения многолетнемерзлых пород

лучают гораздо меньшее количество влаги. Среднегодовая температура воздуха в пределах Центрального Таджикистана с высотой постепенно понижается и составляет в районе Анзобского перевала —2,1° С.

Аридный климат типичен и для территории Афгано-Таджикской впадины. Основные климатические параметры изменяются здесь в широких пределах в зависимости от гипсометрических отметок отдельных участков. Так, среднегодовая сумма осадков составляет 124 *мм* на юго-западе впадины и достигает 750 *мм* на северо-востоке. В этом же направлении падает среднегодовая температура воздуха, дефицит влажности и пр. По схеме климатического районирования Н. Н. Иванова во впадине выделяются зоны ничтожного, скудного, недостаточного и умеренного увлажнения, сменяющие друг друга с юго-запада на северо-восток по мере увеличения абсолютных отметок рельефа.

Разнообразием климатических условий отличается Памир. В его западной части (Дарваз и Бадахшан) отчетливо выражена зависимость изменения основных климатических параметров от гипсометрии. Годовая сумма осадков максимальная здесь в интервале высот 1500—2000 *м* и составляет 530—550 *мм*. При увеличении высоты количество осадков постепенно падает и на отметках 3000—3500 *м* не превышает 100—120 *мм*. Максимум осадков в предгорьях выпадает весной (в апреле), а в пределах бóльших высот — летом. Среднегодовая температура воздуха в предгорьях достигает 13—14° С; при увеличении высоты она становится отрицательной.

Весьма своеобразен климат Восточного Памира. Обширные высокогорные равнины его обладают исключительно суровым климатом. Отгороженные со всех сторон от проникновения влажных ветров они характеризуются крайне малым количеством атмосферных осадков (70—74 *мм* в год, а в отдельные годы не более 37 *мм* в год). Максимум осадков приходится на май—июль; выпадают они в виде дождя, снега и града По схеме климатического районирования большая часть Восточного Памира располагается в зонах ничтожного и скудного увлажнения и имеет сухой холодный климат. Среднегодовая температура воздуха достигает отрицательных значений (от —1 до —4° С), влажность воздуха ничтожна. Морозы бывают во все времена года, снежные бураны бушуют круглый год. В связи с отрицательными среднегодовыми температурами воздуха на Восточном Памире распространена многолетняя мерзлота. Пустыни Восточного Памира окружены высокими горами. По данным метеостанции ледника Федченко, в пределах этих гор выпадает сравнительно много атмосферных осадков (874 *мм* на леднике Федченко), а среднегодовая температура воздуха колеблется от —7 до —9° С.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА

Территория Таджикистана расположена в зоне сочленения разнородных геоструктурных областей юга СССР: палеозойского геосинклинального пояса Тянь-Шаня и Северного Памира — Куэнлуня и мезозойского геосинклинального пояса Каракорума. В неоген-четвертичное время эти области испытали исключительное по тектонической активности горообразование. В новейшей структуре оба пояса представляют собой ветви Центрально-Азиатского поднятия, охватывающего огромную часть Азиатского материка (Синицын, 1955; Резвой, 1964).

В геологическом строении территории Таджикистана участвуют отложения различного возраста — от докембрийских до современных. Сильно метаморфизованные образования докембрия в виде гнейсов, различных кристаллических сланцев и мраморов обнажаются в пределах Центрального Таджикистана, Северного и Юго-Западного Памира.

Фаунистически охарактеризованные известняково-сланцевые отложения кембрия известны в Туркестанском хребте и в Центральном Памире. Кроме того, на основании палеонтологических данных к кембрию относят известняково-терригенные отложения южного склона Гиссарского хребта и низы нижнепалеозойских песчано-сланцевых толщ Северного Таджикистана и Северного Памира, верхи которых датируются как ордовик. В наиболее полном разрезе фаунистически доказываются все три отдела отложений ордовикской системы, представленные преимущественно эффузивно-известняково-терригенными толщами (Центральный Памир). В бассейне р. Язгулем в Зеравшанском и Гиссарском хребтах имеются выходы нерасчлененных пород ордовика и среднего—верхнего отделов этой системы в песчано-сланцевых фациях. Силурийские отложения наиболее широко развиты в Центральном Таджикистане. Оба отдела сложены известняково-песчано-сланцевыми отложениями. В Центральном Памире, где силурийские отложения на отделы не делятся, среди известняков и сланцев отмечаются прослои эффузивных пород.

Девонская система в Таджикистане представлена всеми тремя отделами. К ней относятся главным образом сланцево-известняковые или эффузивно-сланцево-известняковые (в Северном Таджикистане) образования. Повсеместно, за исключением Северного Таджикистана, где девонские отложения залегают несогласно на силурийских, они фациально связаны с породами силурийского возраста и с трудом отделяются от последних. Верхняя возрастная граница отложений девона более четкая, однако в Центральном Таджикистане присутствует своеобразная известняково-кремнисто-сланцевая толща со смешанной фауной от среднедевонского до нижнекаменноугольного (турнейский ярус) возраста.

Каменноугольная система в пределах республики также представлена всеми отделами. В Северном и на южной периферии Центрального Таджикистана разрез каменноугольных отложений насыщен эффузивно-пирокластическим материалом, что определяет в целом вулканогенный облик каменноугольной толщи. В остальной части Центрального Таджикистана и на Памире (перевал Акбайтал) эти отложения представлены сланцами и известняками. На Северном Памире нижний карбон эффузивно-пирокластический, а средний и верхний — известняковый. Каменноугольная система в Центральном Памире характеризуется однообразной, не расчлененной на отделы сланцевой толщей с прослоями эффузивов. На Юго-Восточном Памире к этой системе условно относят низы терригенно-сланцевой толщи, верхи которой содержат пермскую и триасовую фауну.

Пермская система в Таджикистане представлена обоими отделами. Нерасчлененные терригенные пермские отложения, фациально связанные с накоплениями триасового возраста, обнажаются на Центральном и Юго-Восточном Памире. На Северном и Юго-Восточном Памире широко развиты нижнепермские терригенно-сланцево-известняковые породы, в Центральном и Северном Таджикистане — эффузивно-пирокластические образования. Верхнепермские терригенно-карбонатные отложения обособляются только на Северном Памире. В пределах Северного и Центрального Таджикистана к верхней перми

относятся эффузивно-терригенные толщи, обнаруживающие тесную фациальную связь с накоплениями нижнетриасового возраста. На Юго-Восточном Памире верхняя пермь и триас сложены терригенно-карбонатными породами.

На Центральном Памире хорошо различаются известняки нижнего—среднего триаса и терригенно-сланцевые отложения верхнего триаса, причем севернее г. Хорог последние литологически неотделимы от осадков пермского возраста. Триасовые отложения, обнажающиеся вдоль северной границы Памира, представлены терригенными и терригенно-эффузивно-пирокластическими образованиями. В Центральном Таджикистане нижнетриасовые отложения неотделимы от верхнепермских, а осадки среднего и верхнего триаса являются латеритовой корой выветривания либо терригенно-угленосными накоплениями рэтского возраста, залегающими на предмезозойской поверхности выравнивания в основании мезозойского разреза.

Юрские отложения, к которым относятся песчаники, сланцы, известняки и туфогенные породы, широко развиты на Центральном и Юго-Восточном Памире, где, за исключением центральной части Юго-Восточного Памира (Истыкское поднятие), залегают согласно с нижележащими толщами. На Истыкском участке разрез юры начинается с доггера. Обычно же нижняя часть разреза (лейас—доггер) представлена терригенно-угленосными или терригенными осадками, средняя (доггер—мальм) — известняково-терригенными или терригенными. К верхам юры относятся терригенно-гипсово-соленосные отложения, участвующие в образовании солянокупольных структур Южно-Таджикской депрессии. На севере Памира в строении нижне-среднеюрских пород участвуют эффузивы.

Меловые отложения наиболее широко развиты в Южно-Таджикской депрессии; в остальных районах они распространены ограниченно. Разрез меловых осадков характеризуется пестротой и изменчивостью фаций, причем нижний мел сложен преимущественно красноцветными терригенными, а верхний мел — сероцветными известняково-песчано-глинистыми толщами.

Палеогеновые отложения территориально связаны с породами мелового возраста. Их разрез начинается лагунно-морскими и морскими осадками и заканчивается красноцветными песчано-глинистыми, постепенно переходящими в мощные неогеновые молассы орогенических впадин Ферганского и Юго-Западного Таджикистана.

Четвертичные отложения палеонтологически охарактеризованы плохо, поэтому местные стратиграфические схемы построены главным образом на основании изучения вещественного состава отложений и в меньшей степени палеонтологических и археологических находок.

К нижнечетвертичному отделу в Северном Таджикистане относятся аллювиальные и пролювиальные отложения (сохский комплекс), представленные конгломератами, галечниками, песками и песчаниками, максимальной мощностью до 400 *м*. В Южно-Таджикской депрессии это аллювиальные, аллювиально-озерные, аллювиально-пролювиальные и эоловые отложения (кулябский и вахшский комплексы) мощностью до 500 *м*. На Памире (восточно-памирский и кокбайский комплексы) распространены преимущественно морены, озерные глины древнего оледенения и аллювиальные галечники, приуроченные к фрагментам высоких террас.

Породы среднечетвертичного возраста в Северном Таджикистане участвуют в строении древних речных террас и межгорных впадин (ташкентский комплекс); в верхней части разреза террас они сложены

лёссовидными суглинками и супесями, в нижней — галечниками, конгломератами и песками, мощность более 200 *м*. Широко развитые в Южно-Таджикской депрессии среднечетвертичные отложения (илякский комплекс) образуют «главный лёссовый покров» мощностью 200—300 *м*. Представлены они аллювиальными и аллювиально-пролювиальными образованиями трех высоких регионально прослеживающихся террас. На Памире к среднечетвертичному отделу (бартангский и мургабский комплексы) относятся аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, склоновые и ледниковые отложения; последние представлены моренами древнего оледенения.

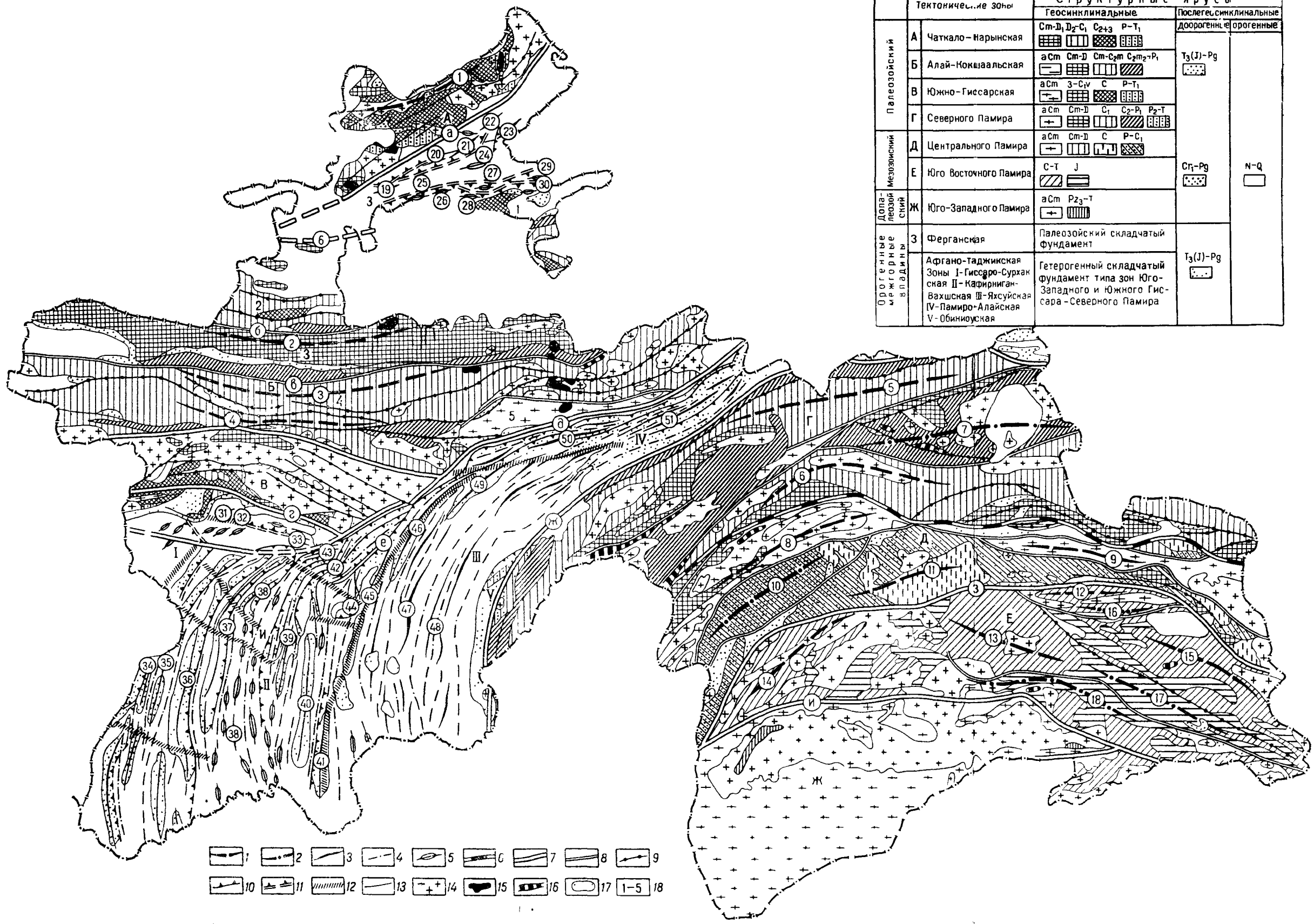
Верхнечетвертичные отложения в Северном Таджикистане развиты на площади всех межгорных впадин, а также участвуют в строении второй надпойменной террасы р. Сырдарьи (голодностепский комплекс); в их состав входят конгломераты, галечники, пески, гравий, лёссовидные суглинки и супеси, максимальная мощность более 300 *м*. В Южно-Таджикской депрессии породы верхнечетвертичного возраста (душанбинский комплекс) слагают ряд надпойменных террас современной гидрографической сети. В верхней части разреза террас — это лёссовидные породы, в нижней — галечники и пески; максимальная мощность их 500 *м*. На Памире к верхнечетвертичным (бадахшанский и аличурский комплексы) относятся аллювиальные отложения низких террас переуглубленных долин, а также ледниковые образования, отвечающие последнему оледенению.

Породы современного отдела (сырдарьинский комплекс в Северном Таджикистане и амударьинский на остальной территории) повсеместно являются отложениями русел, пойм и первых надпойменных террас речных долин; на Памире они сопрягаются с конечными стадиальными моренами последнего оледенения или с языками современных ледников. Наибольшую мощность, превышающую 400 *м*, породы современного отдела имеют в Ферганской впадине.

Интрузивные породы широко развиты на территории Таджикистана. Более всего распространены интрузии гранитового и гранодиоритового состава палеозойского (Северный, Центральный Таджикистан и Северный Памир) и мезозойского (Памир) возраста. Интрузивные породы основного, ультраосновного и щелочного состава занимают незначительные площади.

До настоящего времени многие проблемы тектоники Таджикистана, в частности вопрос о границе альпийской складчатой области и характере сочленения Памира и Тянь-Шаня, имеют различные толкования.

На тектонических картах СССР Памир и прилегающая к нему часть Афгано-Таджикской впадины отнесены к области альпийской (средиземноморской) складчатости. В то же время, по мнению ряда исследователей, рубеж между альпийской зоной и «эпиплатформенной орогенной областью», куда относятся Тянь-Шань и Афгано-Таджикская впадина, проходит не по периферии Памира, а вдоль границ Северной и Центральной его зон. Так, Б. П. Бархатов (1964) рассматривает этот рубеж, совпадающий с Акбайтальским глубинным разломом, как границу герцинид Северного Памира — Куэньлуня и мезо-кайнозойской складчатой области Памира — Каракорума. Д. П. Резвой (1964) и другие исследователи относят Каракорум и его продолжение на Памире (зоны Центрального и Юго-Восточного Памира) к мезозоидам Средней Азии, а Юго-Западный Памир — к допалеозойскому (байкальскому) Гиндукуш-Гималайскому складчатому поясу; при этом подчеркивается своеобразие и независимость новейшего горообразования от развития альпийской геосинклинальной системы. Послед-


Тектонические зоны
Структурные ярусы
Геосинклинальные
Послегеосинклинальные
доорогенные
орогенные
Палеозойский
Мезозойский
Допалеозойский
Орогенные межгорные впадины
А Чаткало-Нарынская
Б Алай-Кокшаальская
В Южно-Гиссарская
Г Северного Памира
Д Центрального Памира
Е Юго Восточного Памира
Ж Юго-Западного Памира
З Ферганская
Афгано-Таджикская
Зоны I-Гиссаро-Сурхан
ская II-Кафирниган-
Вахшская III-Яхсуйская
IV-Памиро-Алайская
V-Обиниоуская
Палеозойский складчатый фундамент
Гетерогенный складчатый фундамент типа зон Юго-Западного и Южного Гиссара-Северного Памира
N-Q
Рис. 12. Тектоническая схема территории Таджикской ССР. Составил Я. А. Беккер, по Б. П. Бархатову (Памир), П. Д. Виноградову, М. М. Кухтикову, А. П. Марковскому, Д. П. Резвому, Н. М. Синицину, П. К. Чихачеву
Складчатые структуры: 1 — антиклинории; 2 — синклинории; 3 — антиклинали; 4 — синклинали; 5 — погребенные антиклинали. Разрывные структуры: 6 — граница герцинид и мезозоид — Акбайтальский глубинный разлом; 7 — важнейшие глубинные разломы а — Северо-Ферганский, б — Южно-Ферганский, в — Главный Гиссарский, г — Южно-Гиссарский, д — Илякский, е — Вахшский, ж — Северо-Памирский, з — Рушанско-Пшартский, и — Гуитско-Аличурский. 8 — глубинные разломы второго порядка; 9 — прочие региональные разломы; 10 — крупнейшие скоскладчатые кайнозойские взбросо-надвиги. Разломы и флексуры в погребенном фундаменте: 11 — установленные, 12 — предполагаемые; 13 — прочие разрывные нарушения. Интрузивные образования: 14 — кислого и среднего состава; 15 — щелочные; 16 — основные и ультраосновные Прочие обозначения 17 — соляные «шляпы» выжатой по разрывам и растекшейся массы солей верхнего мальма, 18 — структурно-фациальные подзоны I — Карачатырская, 2 — Туркестано-Алайская, 3 — Зеравшано-Туркестанская, 4 — Зеравшано-Гиссарская, 5 — Гарм-Хаитская Цифры в кружках Антиклинории 1 — Кураминский, 2 — Туркестанский, 3 — Зеравшанский, 4 — Северо-Гиссарский, 5 — Калайхумб-Сауксайский, 6 — Дарваз-Сарыкольский, 8 — Ванч-Язгулемский, 9 — Музкол-Раингкульский, 11 — Сарезско-Пшартский, 12 — Пшартский, 13 — Базардаринский, 14 — Рушанский, 15 — Тахтамышский Синклинории: 7 — Каракульский, 10 — Язгулемский, 16 — Мургабский, 17 — Истыкский, 18 — Аличур-Гурумдинский. Антиклинали 19 — Дембай, 20 — Акчоп, 21 — Акбель, 22 — Кызылджар, 23 — Сулетау, 24 — Махрам, 25 — Костакозская, 26 — Тузлук, 27 — Ниязбек, 28 — Аксарай, 29 — Рават, 30 — Нефтеабад, 31 — Шаамбары, 32 — Комсомольская, 33 — Андыген Антиклинальные поднятия 34 — Бабатагско-Туюнтауское, 35 — Каршитау-Пайрягатауское, 36 — Рангон-Актауское, 37 — Аруктауское, 38 — Джетымтау-Кызылтумшукское, 39 — Северное Каратауское, 40 — Чалтау-Тереклитауское, 41 — Южное Каратауское, 42 — Сурхку-Сарсарякское, 43 — Тианское, 44 — Гулизиндан-Вахшское, 45 — Джиланытау-Кангуртское, 46 — Кызылсуйско-Руюртское, 47 — Пушионское, 48 — Кичиктеряй-Кугитекское, 49 — Нуранчское, 50 — Полиминское, 51 — Сорбулакское

няя точка зрения приобретает все бо́льшую популярность и подтверждается новейшими данными по геологии Памира и смежных областей (Брата́ш, 1967; Гансер, 1967). Она же принята и в настоящем томе (рис. 12).

Тектоническое строение территории Таджикистана сложно, что обусловлено особенностями геологической истории Южно-Тянь-шаньской палеозойской геосинклинали и сопряженных с нею среднепалеозойских геоантиклиналей: Кураминско-Ферганской и Южно-Гиссарской (Резвой, 1959). Выделение перечисленных крупных глубинных палеозойских тектонических структур отвечает схеме тектонической зональности Тянь-Шаня, предложенной В. А. Николаевым (1944), П. Д. Виноградовым, Е. И. Зубцовым, А. Е. Довжиковым и В. Н. Огневым (1958).

В соответствии с этой схемой в пределах рассматриваемой части Тянь-Шаня устанавливаются три крупные структурно-формационные зоны: Чаткало-Нарынская, Алай-Кокшаальская и Южно-Гиссарская.

Южная половина *Чаткало-Нарынской зоны* (Каржантау-Кураминская подзона, по Н. М. Синицыну, 1957) входит в состав Таджикской ССР, охватывая районы Кураминских гор, гор Моголтау и Мирзаратской впадины. Она сложена преимущественно верхнепалеозойскими вулканогенными и интрузивными образованиями (см. рис. 13); значительно меньше распространены нижне- и среднепалеозойские терригенные и карбонатные отложения, меловые и третичные осадки встречаются лишь в виде ничтожных выходов.

Древнейшие структуры (каледонские) известны в юго-западной оконечности гор Моголтау и в районе Карамазара. Простирание их северо-западное, близкое к широтному. На каледонском складчатом основании с резким угловым несогласием залегают карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона, дислоцированные в результате проявления раннегерцинской фазы складчатости (на границе нижнего и среднего карбона). С данной фазой (доакчинской) связаны мощные внедрения гранитоидов карамазарского типа, приуроченные к сводам крупных антиклиналей. Верхнепалеозойское время характеризуется энергичным прогибанием территории, охватившим доакчинские грабен-синклинальные впадины, и накоплением в них терригенных и пирокластических толщ огромной мощности. На рубеже каменноугольного и пермского периодов формируется система складок северо-восточного простирания и в основном оформляется позднегерцинская структура Каржантау-Кураминской подзоны. К верхнепалеозойскому этапу относится внедрение интрузий диоритов, диорит-сиенитов и щелочных гранитов, а также многочисленного и разнообразного дайкового комплекса. Наиболее поздним проявлением вулканической деятельности является излияние лав кислого состава, охватившее позднепермское—раннетриасовое время.

Структура Кураминского хребта и гор Моголтау в целом представляет собой сложный антиклинорий, простирание которого резко меняется с северо-западного и широтного на северо-восточное и меридиональное, что подчеркивается расположением основных систем складок второго порядка и преобладающими простираниями разломов. Последние играют весьма важную роль в структуре Кураминского антиклинория; к ним относятся Железный, Баштавакский, Тарыэканский и другие разломы, имеющие северо-восточное простирание. Смещения по разломам достигают сотен метров, иногда нескольких километров; подвижки происходили в среднем и верхнем палеозое. Почти все разломы «омоложены» альпийскими движениями и участвовали в создании новейших структурных форм. Многочисленны более мелкие раз-

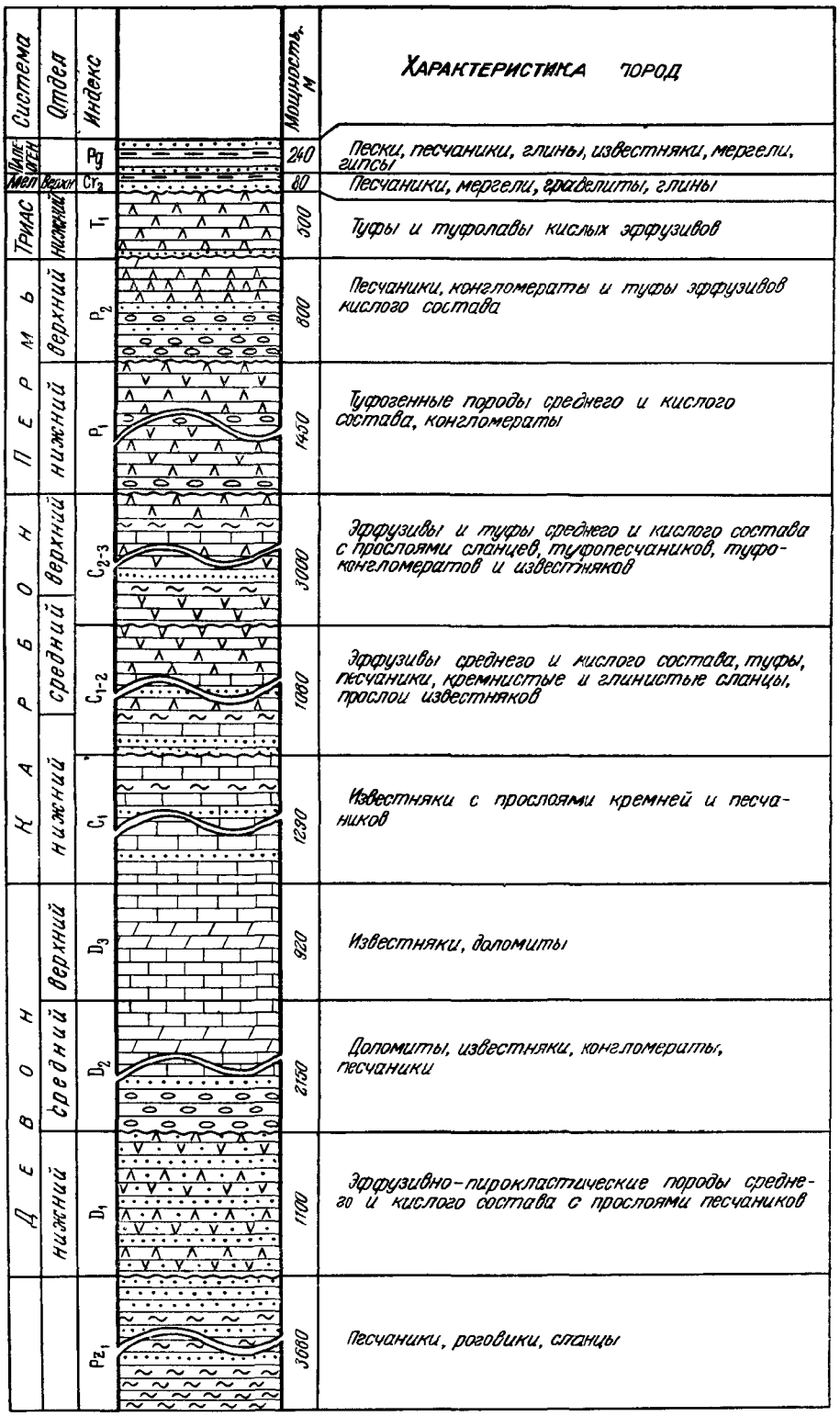


Рис 13 Сводная стратиграфическая колонка пород Каржантау-Кураминской подзоны

рывы: сбросы, взбросы, сдвиги и их комбинации, оперяющие главные швы и создающие зоны интенсивной трещиноватости.

В новейшей структуре Кураминский хребет и горы Моголтау образуют сводообразное поднятие — мегантиклиналь северо-восточного простирания, осложненную разломами. Главный и наиболее приподнятый Центрально-Кураминский блок с абсолютными отметками до 3500 *м* образует «ось» мегантиклинали. К югу и северу от центрального блока склоны Кураминского хребта ступенчаты. Поверхности ступеней-блоков представляют собой останцы древнего (позднепалеозойско-раннемезозойского) пенеплена. Фрагменты мезозойско-палеогенового чехла, сохранившиеся местами на поверхности пенеплена, очень полого наклонены в стороны от «оси» хребта, а смятия этих пород наблюдаются лишь близ разрывов.

С юга по линиям разломов глубинного характера к Чаткало-Нарынской зоне примыкает *Алай-Кокшаальская* структурно-формационная зона Южного Тянь-Шаня. На территории Таджикистана эта зона включает Туркестанский, Зеравшанский, Каратегинский хребты и северный склон Гиссарского хребта. Нижняя часть разреза зоны представлена толщами докембрийских образований, к которым относятся кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы, прорванные протерозойскими и более молодыми гранитоидами; гранитоиды выходят на поверхность в Гарм-Хаитской подзоне. Верхнюю часть разреза образуют мощные развитые на площади всей зоны терригенные, карбонатные и вулканогенные геосинклинальные отложения палеозоя и маломощные платформенного типа отложения мезозоя и кайнозоя.

Окончательно оформившаяся в позднекаменноугольное — раннепермское время структура Алай-Кокшаальской зоны отличается исключительной сложностью. С учетом особенностей геологической истории здесь выделяется ряд структурно-фациальных подзон, различных по стратиграфии, магматизму и структурным формам. Схемы тектонического районирования этой территории или отдельных ее частей были разработаны Н. М. Синицыным (1949), Д. П. Резвым (1954, 1959), П. Д. Виноградовым (1962), М. М. Кухтиковым (1962, 1964) и др. В стратиграфических колонках сведены разрезы отложений Туркестано-Алайской (рис. 14), Зеравшано-Туркестанской (рис. 15) и Зеравшано-Гиссарской (рис. 16) подзон.

Структура Алай-Кокшаальской зоны имеет складчато-чешуйчато-глыбовый характер. Складчатые формы большей частью фрагментарны и восстанавливаются с большим трудом. Это очень крутые изоклинальные и пережатые складки, опрокинутые и веерообразные, нарушенные многочисленными разрывами. Наиболее распространенными структурными формами являются моноклинали, осложненные мелкой складчатостью и разрывами. Они образуют сложные комбинации чешуй, надвинутых друг на друга в северном и южном направлениях.

Главное простирание структурных элементов широтное с отклонением на западе к северо-западу, на востоке — к северо-востоку. В целом Алай-Кокшаальская зона и ее западное продолжение в Кызылкумах образуют гигантскую складчатую дугу, выпуклую к югу.

Крупнейшими структурными элементами описываемой зоны являются Туркестанский, Зеравшанский и Северо-Гиссарский антиклинории, разделенные узкими синклинориями — Северо-Туркестанским, Северо-Зеравшанским и Пасруд-Ягнобским. Антиклинории имеют веерообразное строение, с тенденцией к опрокидыванию и надвиганию подчиненных им структурных элементов к северу и югу от антиклинорных осевых зон. Синклинории, возникшие на месте узких верхнепалео-

зойских приразломных прогибов, часто с двух сторон зажаты встречными надвигами.

К югу от Алай-Кокшаальской зоны располагается *Южно-Гиссарская* структурно-формационная зона, охватывающая южный склон Гиссарского хребта. Нижнепалеозойские отложения (рис. 17), к кото-

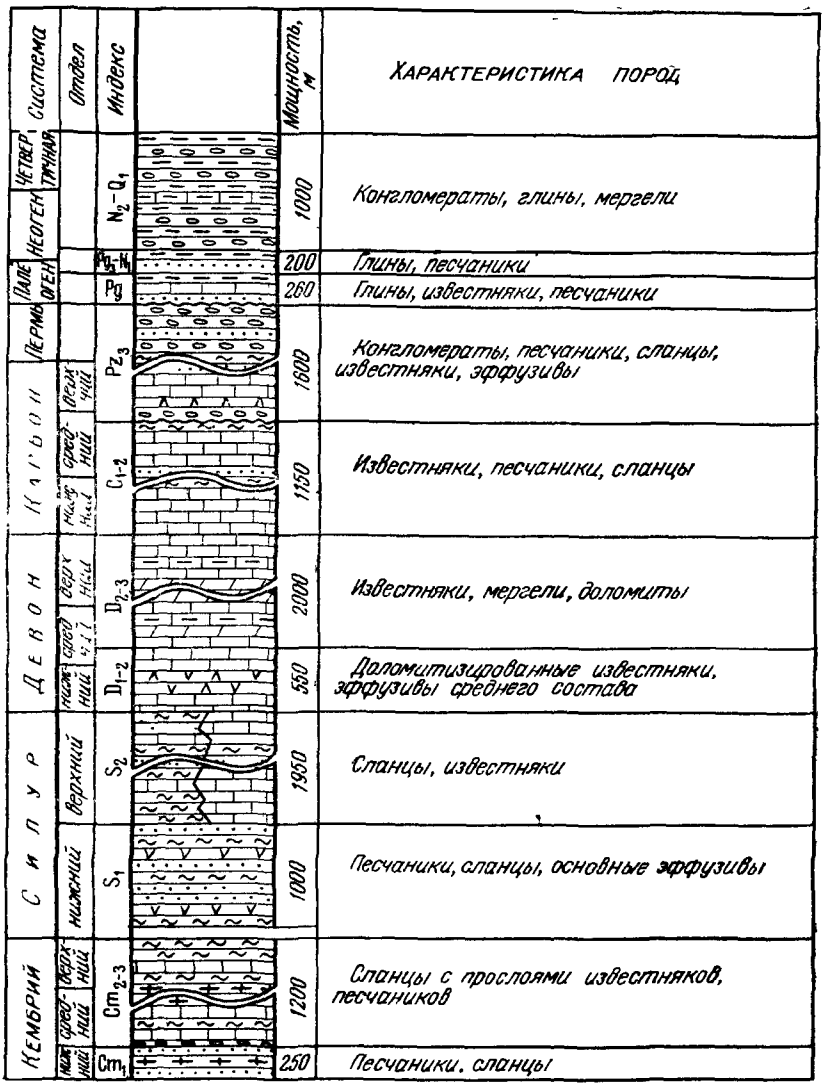


Рис. 14. Сводная стратиграфическая колонка пород Туркестано-Алайской подзоны

рым относят комплекс метаморфических пород, выделяются здесь условно; средний палеозой (карбонатные и терригенные накопления) известен на отдельных участках; чрезвычайно широко развиты вулканогенные и интрузивные образования нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского возраста. Осадочно-вулканогенный комплекс распространен в южной части зоны; северную ее часть слагают гранитоиды Гиссарского батолита, содержащие крупные ксенолиты осадочно-метаморфических пород. Герцинская структура зоны сформировалась в основном к концу верхнего карбона. Пермо-триасовые породы (эффузи-

вы и терригенные красноцветные толщи) в виде сравнительно слабодислоцированного покрова залегают резко несогласно на нижележащих сложноскладчатых образованиях, а также на гранитоидах Гиссарского батолита. Из-за обилия интрузивных тел и широкого развития разрывных нарушений структура каменноугольного осадочно-вулканогенного комплекса расшифровывается с большим трудом. Складки часто сильно нарушены разрывами и представлены отдельными фрагментами, некоторые участки имеют чешуйчатое строение.

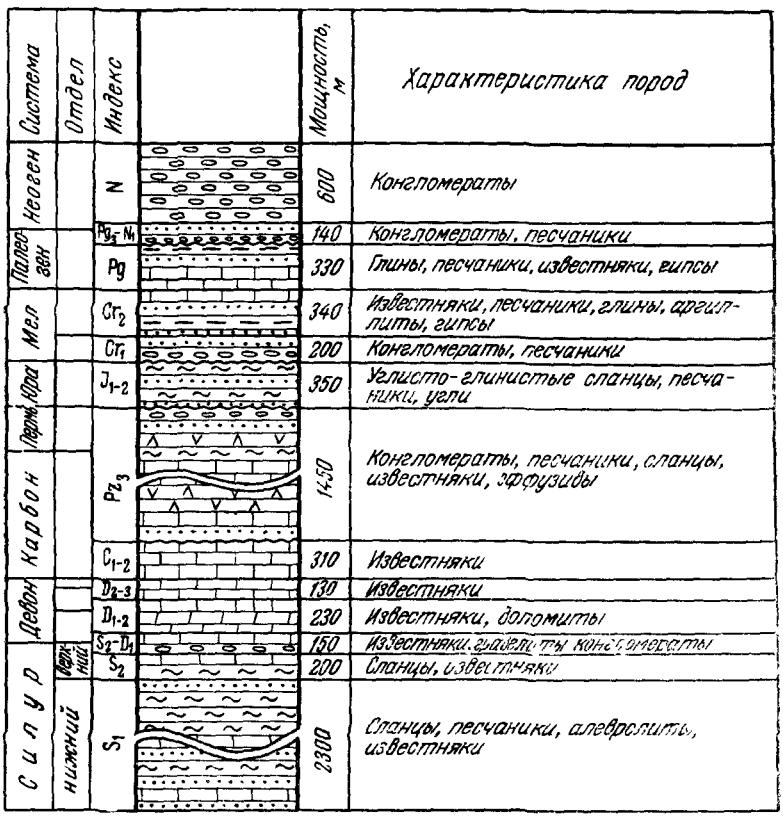


Рис. 15. Сводная стратиграфическая колонка пород Зеравшано-Туркестанской подзоны

Консолидация палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня, окончательно завершившаяся к началу мезозойской эры, привела к формированию эпигерцинской платформы. В мезозое и палеогене складчатое основание платформы было частично перекрыто маломощным осадочным чехлом. В неоген-четвертичный этап развития Южный Тянь-Шань испытал энергичное воздымание и превратился в высокогорное сводово-глыбовое сооружение, состоящее из частных поднятий: Туркестано-Алайского, Зеравшанского, Гиссарского и Гиссаро-Каратегинского. Важнейшая роль в структуре этих поднятий принадлежит разломам. *Зоны крупных глубинных разломов* ограничивают Южно-Тяньшаньское поднятие с севера и юга и отделяют его от межгорных впадин — Ферганской и Афгано-Таджикской. Длительно развивающимися разломами ограничены и мезо-кайнозойские грабены, разделяющие частные поднятия Южного Тянь-Шаня. Пенджикентский и Зеравшанский грабены, вытягивающиеся вдоль зоны Зеравшанского разлома, располагаются между Туркестанским и Зеравшанским поднятиями, Фараб-

ский и Фан-Ягнобский грабены, приуроченные к крупной единой зоне разломов,— между Зеравшанским и Гиссарским поднятиями. Другая полоса мезо-кайнозойских грабенов протягивается вдоль зоны Глав-

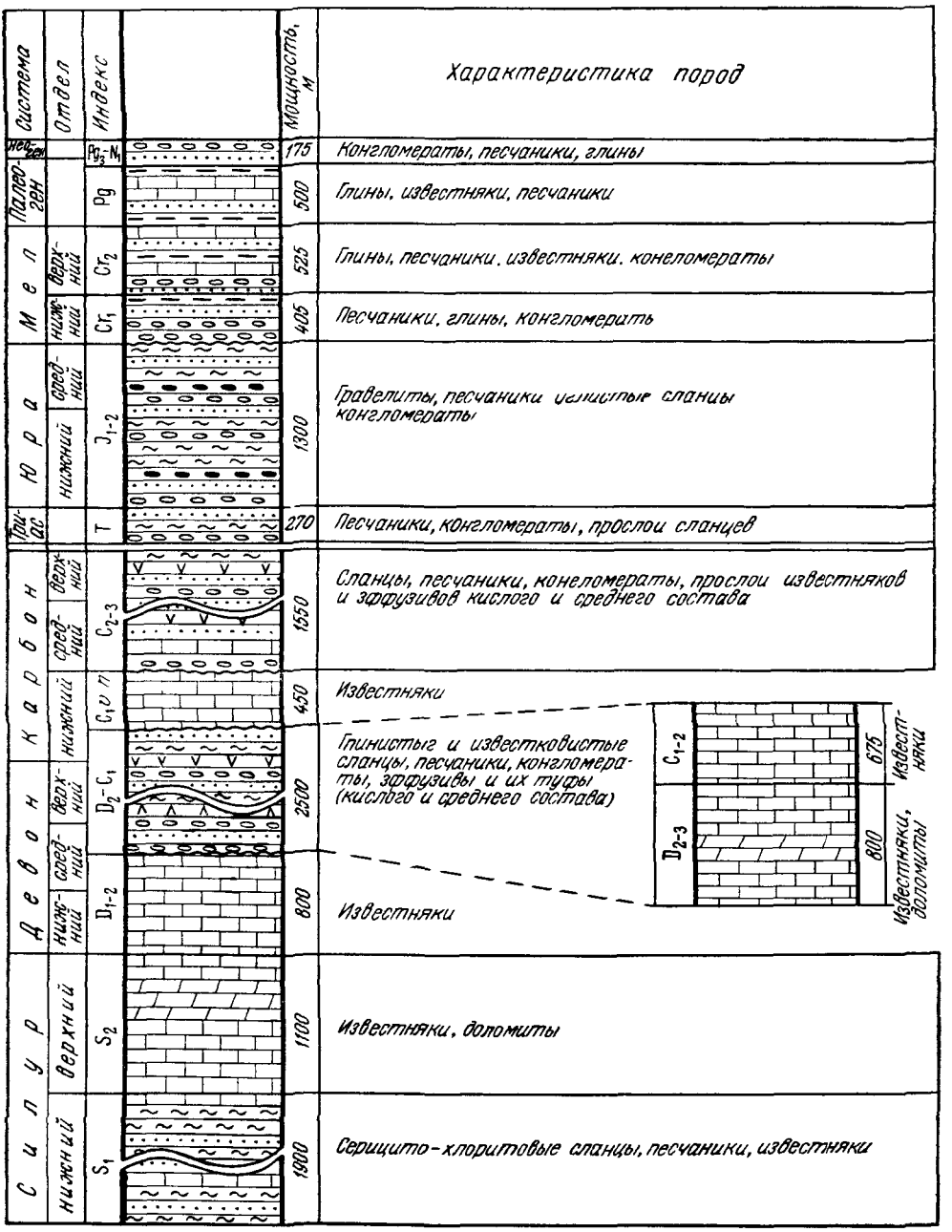


Рис. 16. Сводная стратиграфическая колонка пород Зеравшано-Гиссарской подзоны

ного Гиссарского разлома. Покров мезо-кайнозойских осадков, выполняющих прогибы, интенсивно дислоцирован лишь непосредственно близ взбросовых поверхностей.

Унаследованными от палеозоя и активными в новейший этап развития являются также северо-западная и северо-восточная системы сбросов, взбросов и сдвигов, смещающих разломы широтного простирания. Разломы северо-западной системы широко распространены на южном склоне Гиссарского хребта в пределах Гиссарского батолита. Они раз-

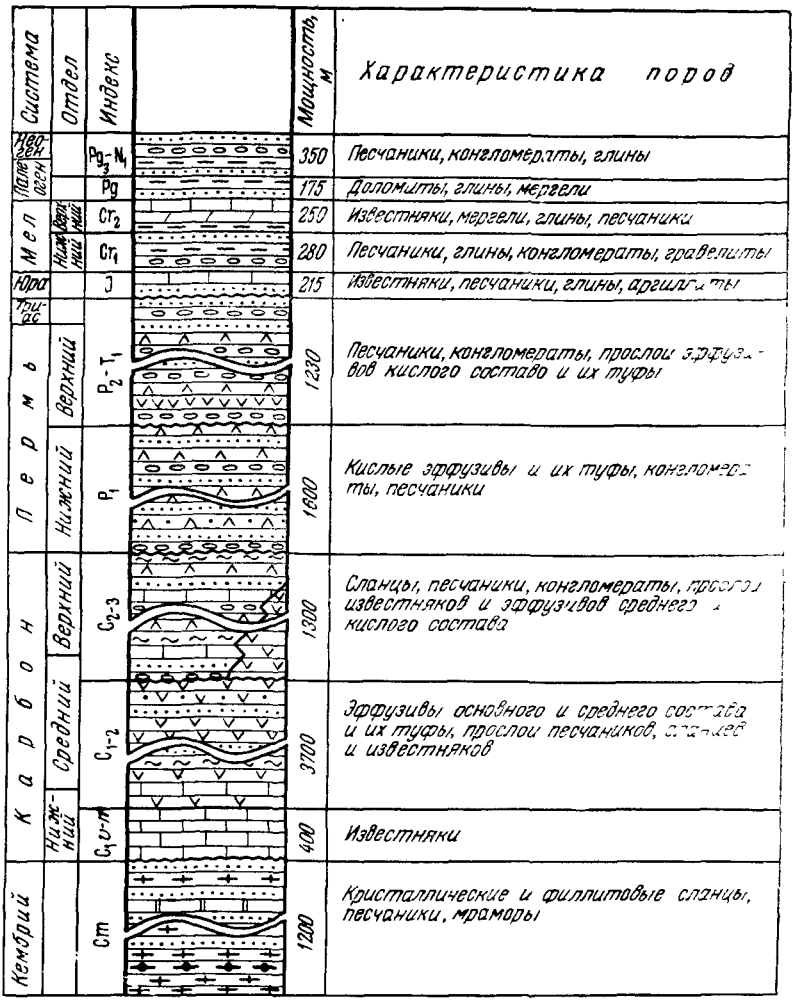


Рис. 17. Сводная стратиграфическая колонка пород Южно-Гиссарской зоны

деляют последний на многочисленные блоки, в которых покров мезозойских и палеогеновых пород имеет пологие наклоны и изгибы, повторяющие деформации поверхности древнего (домезозойского) пенеплена. Лишь вблизи взбросовых поверхностей отложения чехла резко смяты и запрокинуты. Гиссарская северо-западная система разломов с востока отсекается молодой, возникшей в мезозое сложной системой нарушений, тяготеющих к долине Вахша—Сурхоба. Эти нарушения в совокупности образуют зону Вахшского глубинного разлома, отделяющего Южно-Тяньшаньское поднятие от Афгано-Таджикской впадины.

Между Северным и Южным Тянь-Шанем располагается *Ферганская впадина,* западная окраина которой входит в состав Таджики-

стана. Палеозойский фундамент впадины глубоко погружен по системе крутых и значительных по амплитуде сбросов, достаточно четко устанавливаемых геофизическими методами (Петров, 1961 г.; Тальвирский, 1962). Эти сбросы, по-видимому, совпадают с зонами Северо-Ферганского и Южно-Ферганского глубинных разломов. Ферганская впадина выполнена мощными неоген-четвертичными молассами, вдоль южной ее периферии развиты отложения триаса, юры, мела и палеогена (рис. 18). Триас, юра и нижний мел представлены преимущественно континентальными терригенными отложениями, верхний мел и палеоген — морскими и лагунно-морскими терригенными и карбо-

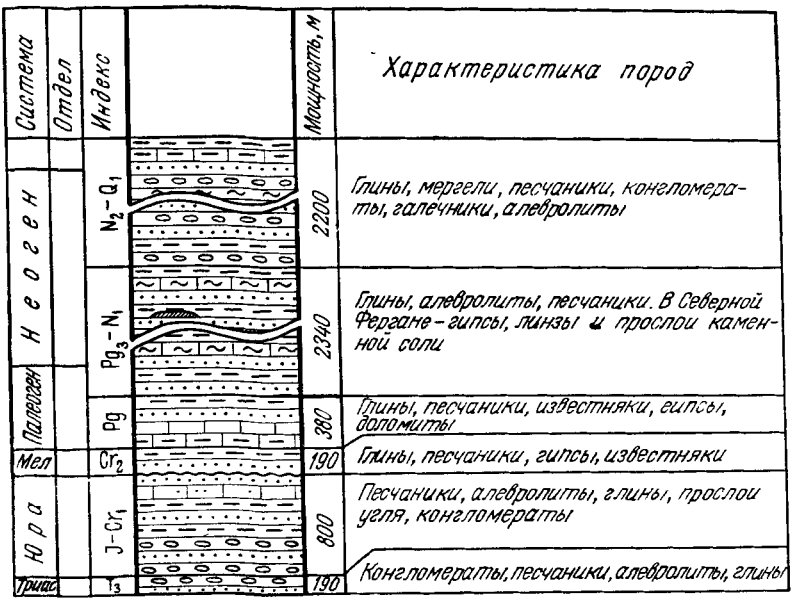


Рис. 18. Сводная стратиграфическая колонка пород Ферганской впадины

натными образованиями. В строении неоген-четвертичных моласс принимают участие терригенные, местами гипсово-соленосные отложения. Суммарная мощность осадочного чехла Ферганской впадины, по геофизическим данным, превышает 10 000 *м*. Структура ее сформировалась в процессе альпийских тектонических движений. В целом — это межгорная впадина на палеозойском складчатом основании Каржантау-Кураминской и Карачатырской подзон. В чехле впадины развита система довольно крутых, часто асимметричных конседиментационных брахиантиклиналей и линейных складок, усложненных местами в поверхностной части проявлениями соляной тектоники. Простирание складок согласуется со структурным планом палеозойского обрамления Ферганы, а дислокации мезо-кайнозойского чехла впадины в целом отчетливо подчинены особенностям блокового строения фундамента (Казимиров, 1959; Костогрыз, 1964).

По С. Н. Симакову, В. Г. Клейнбергу и др. (1957), в пределах таджикской части Ферганской впадины выделяются три тектонические зоны: Северная, Центральная и Южная. Северная зона включает серию антиклинальных складок Дигмай-Супетауской гряды, Самгарскую и Камышкурганскую (Шайданскую) синклинальные впадины. Эта зона отличается от двух других максимальной мощностью неогеновых отложений (3500 *м*) и относится к области наибольшего погру-

жения в неогене; восходящие движения она испытала лишь в четвертичное время. Центральная зона включает необращенную часть Ферганы, охватывающую Каракчикум-Канибадамскую впадину. Это тектонический прогиб, о геологическом строении которого можно судить лишь по данным геофизических исследований; глубина залегания палеозойского фундамента здесь составляет, по-видимому, 8000—10 000 *м*. Южная зона охватывает Нау-Костакозскую впадину, серию антиклинальных складок Белесынык-Наугандинской гряды, Каратаускую и Оильминскую группы антиклиналей, Исфара-Ляканскую, Акбелес-Ташраватскую и Лякат-Саватскую синклинальные впадины. Антиклинальные и синклинальные структуры простираются главным образом в широтном, реже в северо-восточном направлениях. Большинство складок представляют собой асимметричные брахиантиклинали, наклоненные на юг. В рельефе они выражены двумя хорошо прослеживающимися адырными грядами, разделенными межгорными впадинами. В целом Южная зона характеризуется неглубоким залеганием палеозойского фундамента и сравнительно маломощным покровом мезо-кайнозойских пород.

К южной части палеозойского геосинклинального пояса относится зона *Северного Памира,* сформировавшаяся в позднегерцинское время. В разрезе этой зоны выделяются следующие формации (рис. 19): терригенно-карбонатная (докембрий—девон), терригенно-вулканогенная (нижний карбон), терригенно-вулканогенно-карбонатная в одних подзонах и флишоидная в других (средний карбон—пермь), а также молассоидная (поздняя пермь—ранний триас). Интрузивный магматизм проявился в раннем карбоне и в период от среднего карбона до поздней перми.

Главнейшими элементами герцинской структуры Северного Памира являются Калайхумб-Сауксайский и Дарваз-Сарыкольский антиклинории и Каракульский синклинорий. Подчиненные им структурные элементы представляют собой сложные складки второго порядка, нарушенные надвигами и сбросами. Общее простирание складок меняется с северо-восточного на широтное и юго-западное. В целом структуры Северного Памира образуют крутую, выпуклую к северу дугу. Во внешней части дуги в пределах Калайхумб-Сауксайского антиклинория породы запрокинуты и надвинуты к северу и западу на мезо-кайнозойские образования Афгано-Таджикской впадины. В южной части Северного Памира структуры Дарваз-Сарыкольского антиклинория опрокинуты на юг и местами надвинуты на прилегающие к ним складчатые сооружения зоны Центрального Памира.

Мезо-кайнозойский период геологической истории Северного Памира распадается на два этапа: платформенный и орогенический. В платформенный (мезозойско-палеогеновый) этап осадконакопление на Северном Памире было крайне незначительным и локализовалось главным образом в периферических его частях. Это маломощные континентально-лагунные образования юры, мела и палеогена, залегающие с резким угловым несогласием на палеозойском фундаменте. В неоген-четвертичное время Памир испытывает грандиозное воздымание и превращается в одно из высочайших горных сооружений «Высокой Азии».

К югу от палеозойского пояса протягиваются мезозойские складчатые сооружения, расположенные на западном продолжении Каракорума. В границах СССР к ним относится Памир, исключая его Северную зону. Основной рубеж, отделяющий области проявления палеозойской и мезозойской геосинклинальной складчатостей, проходит внутри Памира по Центрально-Памирскому (Акбайтальскому) разло-

му. Южнее этого разлома в пределах Памира выделяют три зоны (Бархатов, 1964): Центральную, Юго-Восточную и Юго-Западную.

Зона *Центрального Памира* характеризуется длительностью геосинклинального развития — от протерозоя до конца мезозоя — и слож-

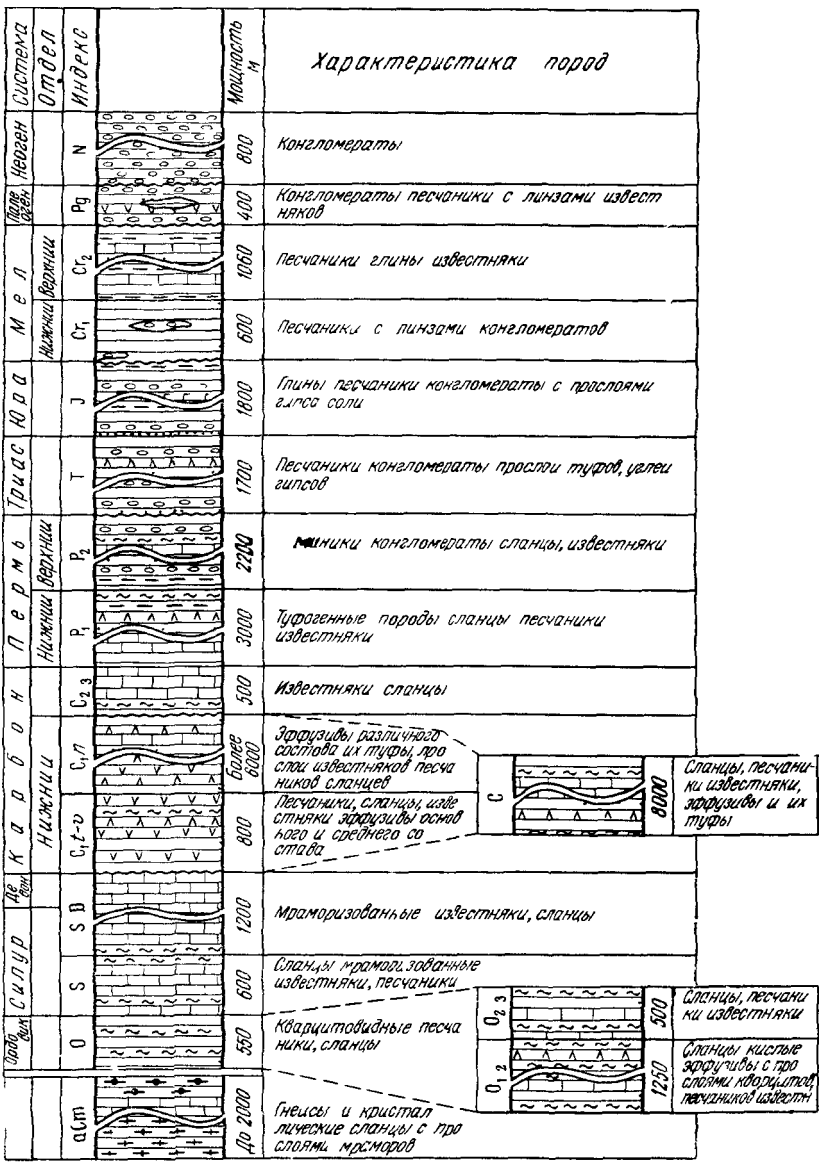


Рис 19 Сводная стратиграфическая колонка пород зоны Северного Памира

ной структурой. Докембрий представлен здесь мощным терригенно-карбонатным сильно метаморфизованным комплексом пород. Интрузивный магматизм проявился внедрением небольших согласных тел гранито- и аплито-гнейсов Докембрийская складчатость осталась незавершенной К палеозойскому геосинклинальному комплексу относятся следующие ярусы кембрийский — девонский (рис 20), образованный терригенно-карбонатной формацией, отражающей начальный этап развития геосинклинали; каменноугольно-пермский, представлен-

ный терригенно-вулканогенной формацией, отражающей еще один ранний этап геосинклинального развития. Триасовые и юрские, а возможно, и нижнемеловые образования характеризуют средний этап

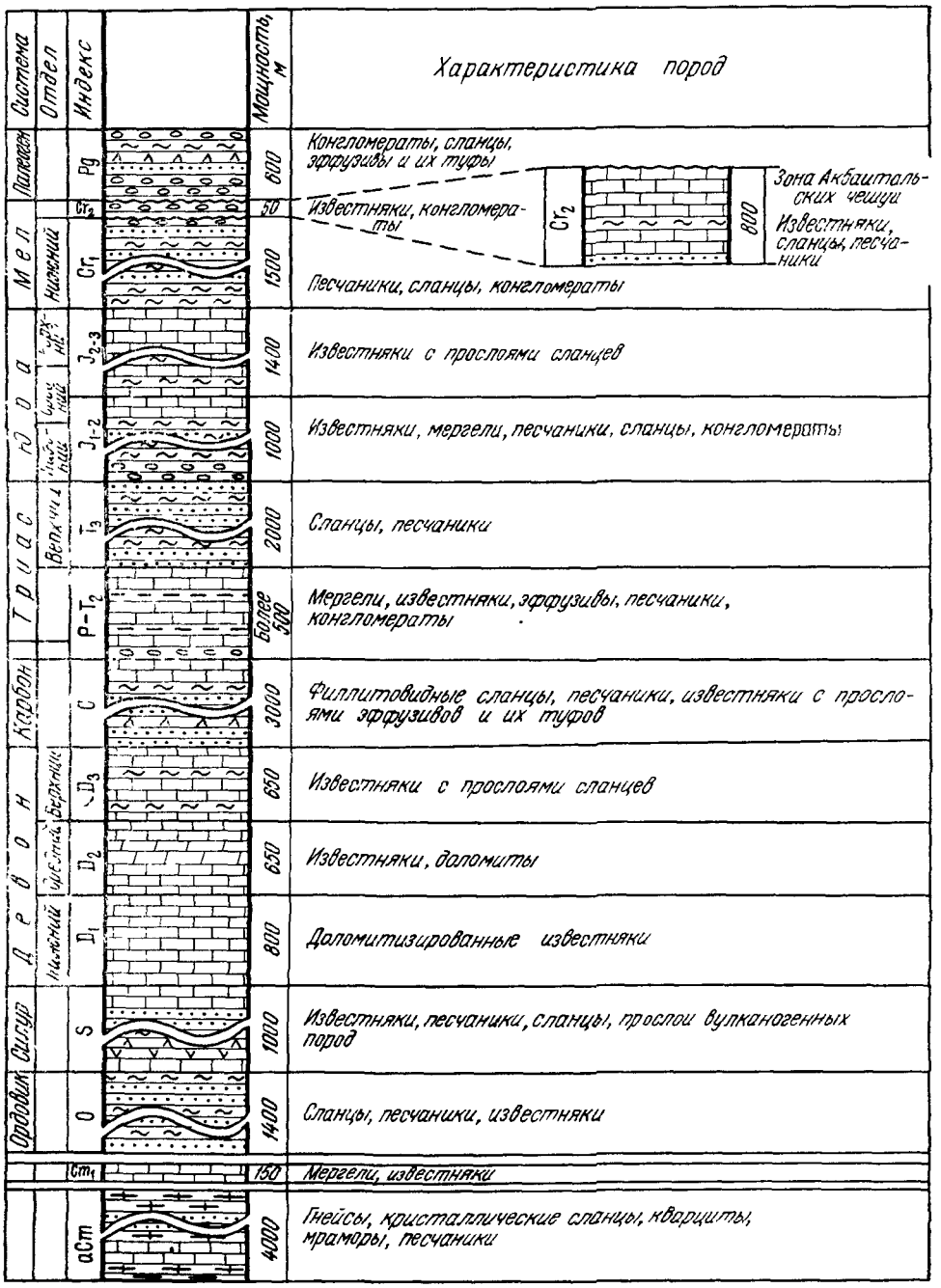


Рис. 20. Сводная стратиграфическая колонка пород зоны Центрального Памира

жизни геосинклинали и представлены в основном терригенно-карбонатной (юра) и флишоидной (верхний триас) формациями. В конечную и переходную стадии развития геосинклинали, в позднем мелу —

палеогене, происходит формирование (во внутренних локальных прогибах, а часто и вдоль краевых разломов) карбонатной (верхний мел) и пестроцветной терригенно-вулканогенной (палеоген?) формаций. Главная масса гранитоидных интрузий внедрилась в позднеюрское — раннемеловое время, т. е. по завершении среднего этапа развития геосинклинального прогиба. В конечную стадию развития внедряются малые интрузии гранитоидов, прорывающие отложения палеогена. В неоген-четвертичное время территория испытала значительное дифференцированное поднятие (орогенический этап развития).

В структурном отношении Центральный Памир представляет собой складчато-глыбовое сооружение, в пределах которого выделяются Ванч-Язгулемский, Музкол-Рангкульский и Сарезско-Пшартский антиклинории, Язгулемский синклинорий, Ванчская и Акбайтальская приразломные чешуйчатые зоны. Ванч-Язгулемский и Музкол-Рангкульский антиклинории сложены в основном протерозойскими и палеозойскими образованиями и принадлежат к числу горст-антиклинориев, отделенных от сопряженных с ними структур разломами. Подчиненные им структурные элементы второго порядка являются крутыми, часто асимметричными брахискладками, прорванными интрузиями, ограниченными и нарушенными многочисленными круто- и пологопадающими разрывами, которые обусловливают блоковую, местами чешуйчатую структуру антиклинориев. Более сложное строение имеет Сарезско-Пшартский антиклинорий, возникший в результате инверсии верхнепалеозойско-нижнемезозойского прогиба. Антиклинорий сложен комплексом пород от ордовика до палеогена. В структуре его выделяется ряд сложных и крутых, нередко опрокинутых и лежачих складок второго и третьего порядков, усложненных мелкой складчатостью и нарушенных разрывами. В местах сгущения разрывов отдельные участки антиклинория имеют чешуйчатое и чешуйчато-блоковое строение. В этих же участках нередки тектонические покровы. Язгулемский синклинорий сложен на крыльях триас-юрскими, в ядре - меловыми и палеогеновыми породами. Структура его образована двумя антиклинальными и разделяющей их синклинальной складками второго порядка. Синклинорий надвинут к северу на структуры Ванч-Язгулемского антиклинория по поверхности Язгулемского надвига

Зона *Юго-Восточного Памира* отделяется от Центрального по линии Рушанско-Пшартского краевого разлома. Заложение геосинклинального прогиба в пределах зоны произошло на докембрийском складчатом основании. В строении более молодого комплекса пород выделяются следующие формации (рис. 21): терригенно-вулканогенная, охватывающая отложения от карбона до конца триаса; глинисто-карбонатная, включающая породы юрского и, возможно, нижнемелового возраста; пестроцветная терригенно-вулканогенная, включающая отложения предположительно верхнего мела и палеогена.

Интенсивная складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитоидов, произошла здесь на границе триасового и юрского времени. Завершающими геосинклинальный этап развития были движения в позднеюрское — раннемеловое время, когда внедрилась основная масса гранитоидов.

В структурном отношении Юго-Восточный Памир представляет собой мегасинклинорий, образованный системой сложных складчатых структур второго порядка (Базардаринский, Пшартский, Тахтамышский и Рушанский антиклинории, Мургабский, Истыкский и Аличур-Гурумдинский синклинории).

Рушанский антиклинорий слагает крайнюю западную часть Юго-Восточного Памира. В строении его участвуют метаморфические обра-

зования рушанского комплекса, по возрасту относящиеся к верхнему палеозою — триасу и прорванные многочисленными интрузиями гранитоидов Простирание антиклинория юго-западное. Структура его представляется в виде веера очень крутых складок и разрывов, направленных от осевой части к северо-западу и юго-востоку. С востока антиклинорий отделен многочисленными крупными гранитоидными массивами от Базардаринского антиклинория. Структурные элементы последнего

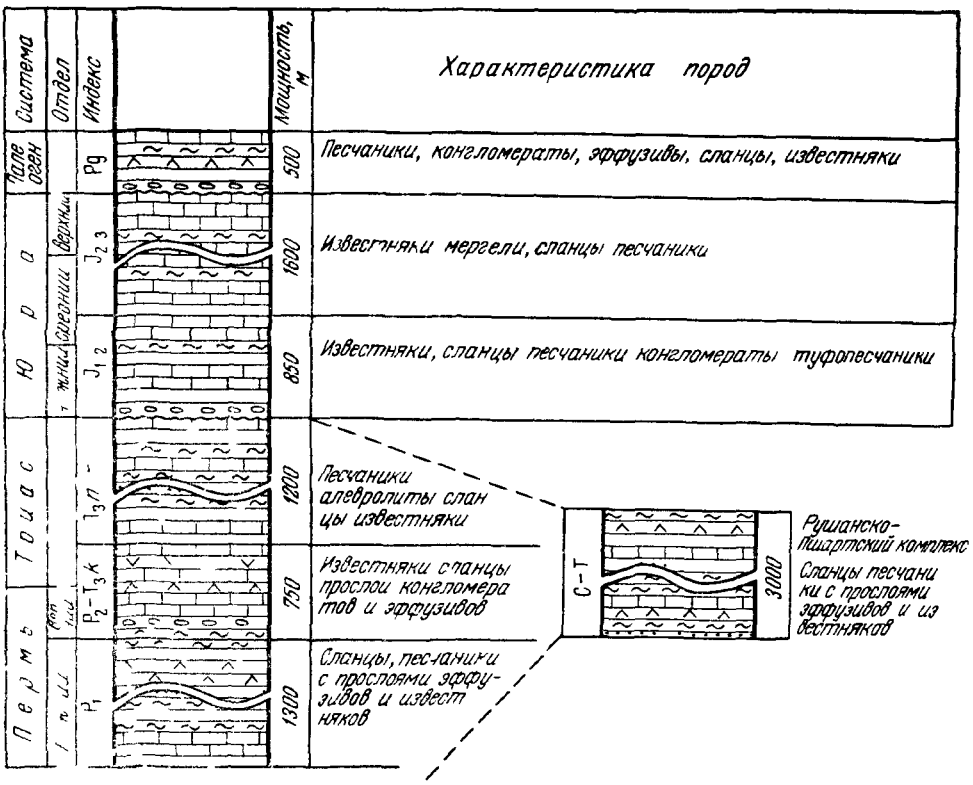


Рис 21 Сводная стратиграфическая колонка пород зоны Юго-Восточного Памира

имеют субмеридиональное простирание и принадлежат к числу сжатых брахискладок с часто и резко ундулирующими шарнирами На погружении этих складок и вдоль периферии антиклинория развиты юрские отложения, слабее дислоцированные Наибольшие сгущения разрывов наблюдаются на его южной и восточной частях, где они представлены главным образом сбросами и взбросами

Пшартский антиклинорий, расположенный северо-восточнее Базардаринского, образован системой широтно вытянутых и сильно сжатых линейных складок, сложенных верхнепалеозойскими и триасовыми образованиями и прорванных в осевой части конкордантными телами гранитов В строении Тахтамышского антиклинория выделяется ряд крутых антиклиналей, ядра которых сложены триасовыми и юрскими отложениями Юрский комплекс образует более простые, часто брахиформные складки Простирание антиклинория северо-западное

В строении Мургабского, Истыкского и Аличур-Гурумдинского синклинориев, помимо пермо-триасовых и юрских отложений, участвуют палеоген-неогеновые, неравномерно и в целом слабодислоцированные, часто образующие наложенные синклинальные структуры

Наиболее сложные формы дислокаций свойственны пермо-триасовому структурному ярусу. Складки, построенные юрскими отложениями, более простые и смещены по отношению к простиранию структур пермо-триаса.

Следующая далее к югу зона *Юго-Западного Памира* отделяется от Юго-Восточного Гунтско-Аличурским краевым разломом. Эта зона принадлежит к числу наиболее древних структурных элементов Памира и рассматривается как докембрийский срединный массив, северная окраина которого была переработана киммерийскими движениями (Бархатов, 1964). В строении зоны принимает участие комплекс метаморфических пород, преимущественно гнейсов, с подчиненными прослоями мраморов и кристаллических сланцев (рис. 22). Значительные участки занимают мигматиты, контактово-метаморфические породы и разнообразные тектониты. Предполагается архейско-протерозойский возраст этих пород. На юге территории отмечены известняки и метаморфические сланцы, условно отнесенные к пермо-триасу. Спорадически встречаются олигоцен-миоценовые конгломераты. В метаморфических образованиях отмечены многочисленные интрузии главным образом кислых пород. Метаморфические породы подверглись интенсивной складчатости в докембрийское время, а затем в юрско-меловую эпоху. Движения послепалеогенового времени создали разрывы преимущественно субмеридионального простирания. Строение Юго-Западного Памира отличается большой сложностью; здесь сочетаются крупные и простые антиклинали и синклинали, образованные мезозойскими движениями, с древними структурными формами — складками волочения, течения, плойчатости, зонами катаклазитов и бластомилонитов.

Между Тянь-Шанем и Памиром расположена *Афгано-Таджикская* межгорная впадина, выполненная мощными толщами сложноскладчатых отложений мезозоя и кайнозоя.

Существуют различные представления о тектонической природе Афгано-Таджикской впадины, ее районировании, основных закономерностях в строении чехла, характере и масштабах дисгармонии в строении надсолевого (мел—неоген) и подсолевого комплексов, о взаимоотношении структурных планов фундамента и чехла. В новейших схемах районирования, нашедших отражение на тектонической схеме (см. рис. 12), описываемая территория рассматривается как орогенная межгорная впадина, возникшая на месте мезозойско-палеогеновой синеклизы юго-восточного окончания Каракумской платформы (Туаев, 1962; Широков, 1964; Дикенштейн и др., 1963). Другие исследователи (Шатский, 1957; Богданов, 1961; Яншин, 1966) разделяют советскую часть Афгано-Таджикской впадины на западную — «притяньшаньскую» зону, относящуюся к эпигерцинской платформе, и восточную — «припамирскую», принадлежащую краевому прогибу альпийской области.

Мезо-кайнозойский чехол Афгано-Таджикской впадины дислоцирован в систему сложных, сильно нарушенных складок субмеридионального и северо-восточного простирания. Среди осадочных образований (рис. 23) выделяются два формационно-различных комплекса: платформенный (юрский — палеогеновый) и орогенный (неоген — четвертичный). Первый комплекс образован сложным сочетанием морских и лагунных карбонатных, глинистых и гипсово-соленосных образований с континентальными угленосными (лейас — доггер) и красноцветными (нижний мел). Мощные карбонатные толщи характерны для нижнего мальма, верхнего сенона — палеоцена. Преимущественно глинистыми породами с подчиненным количеством терригенно-карбонатных и гипсоносных представлены отложения сеномана, турона, нижнего сенона и эоцена. Значительным распространением в разрезе пользуются гип-

соносные и соленосные отложения, достигающие большой мощности в верхнем мальме и нижнем палеоцене. Мощность платформенного комплекса колеблется в разных частях впадины от 2000 до 3500—4500 *м*. Верхний орогенный комплекс образован толщами континен-

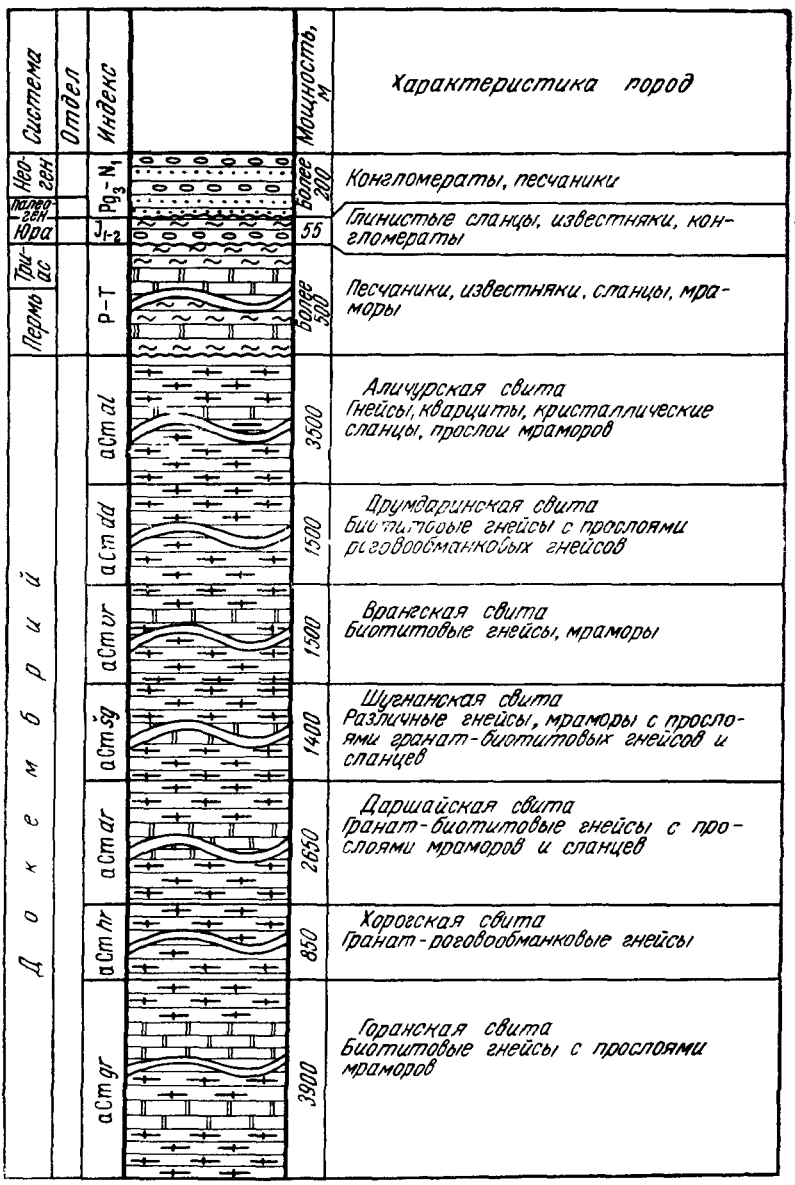


Рис. 22. Сводная стратиграфическая колонка пород зоны Юго-Западного Памяра

тальных красноцветных и сероцветных моласс, мощность которых достигает 5000—8000 *м*.

Огромная мощность чехла, пестрый и «разнокомпонентный» его состав, наличие пластичных глинистых, гипсоносных и соленосных толщ наряду с «жесткими» карбонатными и песчаными привели к формированию в чехле на фоне дифференцированных блоковых движений

фундамента чрезвычайно сложной складчатости. Широкое развитие в чехле получает внутрипокровная дисгармоничная складчатость разных порядков и «глубинности»: от мелких изоклинально-чешуйчатых складок высших порядков, не выходящих за пределы отдельных пластов, пачек и толщ, до крупных, охватывающих весь надсолевой комп-

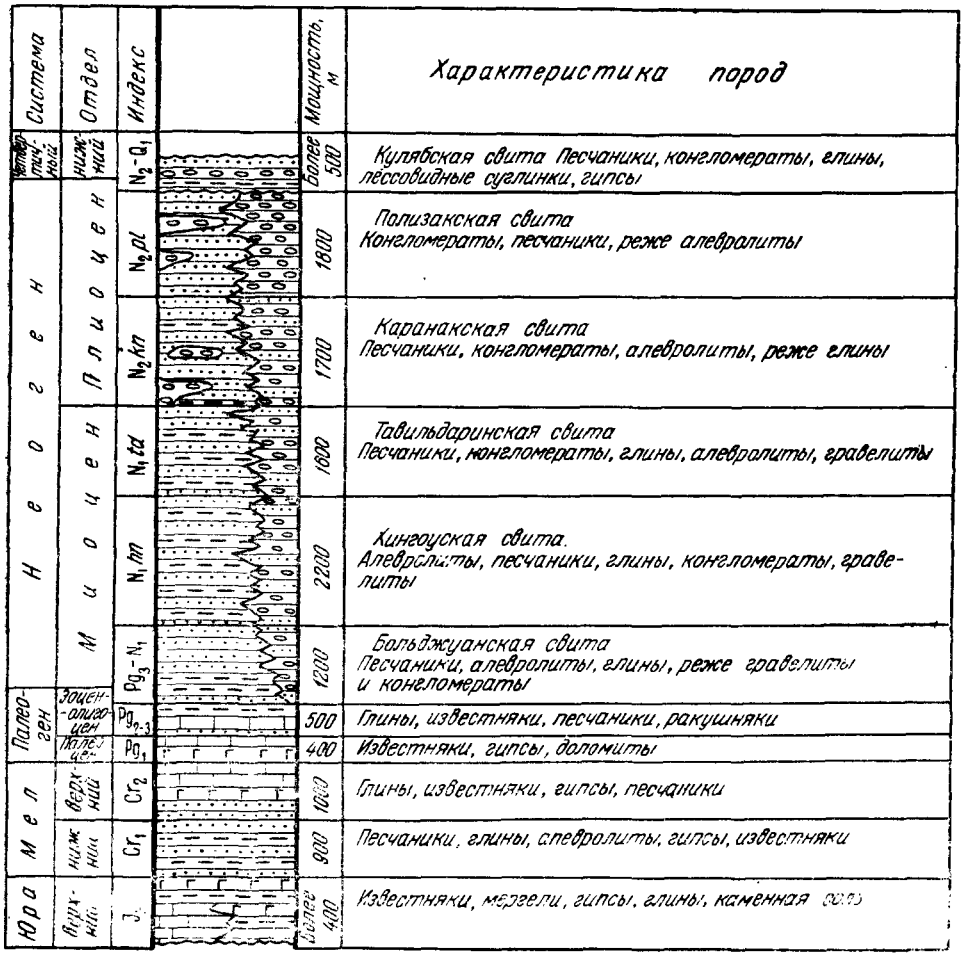


Рис. 23. Сводная стратиграфическая колонка пород Афгано-Таджикской впадины (Южно-Таджикской депрессии)

лекс (мел — неоген) и дисгармонично построенных по отношению к подсолевым структурам.

Складчатый фундамент впадины неоднороден: северную (предгиссарскую) его окраину слагают структуры Южно-Гиссарской зоны, восточную — зоны Северного Памира; в центральной части впадины фундамент построен, по-видимому, по типу Юго-Западного Гиссара, что подтверждается данными магнитных аномалий. Преимущественным развитием здесь пользуются докембрийские метаморфические образования, на которых залегают терригенно-вулканогенные каменноугольные толщи, перекрытые местами нижнепермскими эффузивами. Фундамент Афгано-Таджикской впадины глубоко погружен (от 3—4 до 10—12 *км*), рельеф его поверхности пока достоверно не выявлен. Судя

по геофизическим и геологическим данным, фундамент имеет мозаично-блоковое строение и сложный тектонический рельеф.

В пределах Афгано-Таджикской впадины по особенностям тектонических структур чехла и фундамента, фациальному составу и мощностям мезозойских и кайнозойских отложений выделяется ряд тектонических зон (см. рис. 12).

Гиссаро-Сурханская зона охватывает Сурханский субмеридиональный и Гиссарский широтный неоген-четвертичные прогибы, выполненные мощными (до 4—5 *км*) толщами моласс. Сурханский прогиб (мегасинклиналь) протягивается вдоль юго-западных отрогов Гиссарского хребта, отделяя их от Кафирниганского поднятия. Отложения неогена вдоль северного борта прогиба очень круто падают к югу, отражая резкое погружение в этом направлении кровли фундамента. Отметки последней уже в 8—10 *км* от крайних выходов фундамента на поверхность (где отметки достигают 2000 *м* и более) уменьшаются до минус 7000—8000 *м*. По-видимому, здесь имеют место ступенчатые разрывы в фундаменте, отраженные флексурами и складками в осадочном чехле. Восточный борт прогиба со стороны хребта Бабатаг широкий и пологий. По данным электроразведки и гравиметрии в северо-восточной центриклинальной части прогиба намечается ряд погребенных поднятий. Гиссарский грабенообразный прогиб расположен в зоне разломов, развитых вдоль границы Афгано-Таджикской впадины и Гиссарского хребта. Эти разломы в герцинской структуре разделяли Южно-Гиссарскую зону и Южно-Таджикский срединный массив. На фоне общего синклинального строения в восточной части и вдоль северного борта Гиссарского прогиба выделяется ряд антиклинальных складок (Андыгенская, Гумбулакская, Рохатинская, Комсомольская, Шаамбаринская и др.). Ряд погребенных антиклинальных поднятий отмечен по геофизическим данным в центральной, наиболее погруженной, части Гиссарского прогиба.

Кафирниган-Вахшская зона состоит из двух крупных поднятий (мегантиклиналей): Кафирниганского и Вахшского, разделенных Яванским четвертичным прогибом.

В структуре Кафирниганской мегантиклинали выделяются параллельно расположенные линейные сложные антиклинальные поднятия, разделенные более простыми синклиналями. С запада на восток здесь установлены: Бабатагско-Туюнтауское, Каршитау-Пайрягатауское, Рангон-Актауское, Даганакиикско-Аруктауское и Джетымтауское антиклинальные поднятия. В их строении принимают участие в основном меловые и палеогеновые отложения. С востока перечисленные поднятия ограничены крупными разрывами — главным образом взбросо-надвигами, по поверхности которых породы надвинуты в восточном и северо-восточном направлениях на прилегающие долины-синклинали, сложенные неогеновыми молассами. Древнейшими образованиями, выходящими на поверхность, являются верхнеюрские (кимеридж-титонские) соляно-гипсовые, обнажающиеся вдоль разрывов. Антиклинальные поднятия представлены цепочками кулисообразно расположенных коробчатых, реже гребневидных антиклиналей, усложненных мелкими складками и разрывами. Широко развиты крупные моноклинали и флексуры, приуроченные к северным частям антиклинальных поднятий, где эти структуры выступают в качестве главных элементов поднятий и обычно рассматриваются как фрагменты антиклинальных складок. Близ южного борта Гиссарского прогиба структуры Кафирниганской мегантиклинали поворачивают к востоку, приобретая северо-восточное и широтное простирание. В районе Сангпарского тектоническо-

го узла наблюдается сложное сочленение их с системой тектонических чешуй Вахшской мегантиклинали.

Вахшская мегантиклиналь в северной части имеет очень сложное чешуйчатое строение. Здесь развиты преимущественно оборванные разрывами моноклинали и сильно сжатые складки, опрокинутые и надвинутые друг на друга в северо-западном направлении. В южной части строение мегантиклинали становится несколько более простым и характеризуется чередованием линейных антиклинальных поднятий — Северного Каратауского, Сарсарякского, Санглакского и др., оборванных с запада крупными надвигами и взбросами. Северные концы этих поднятий и разрывов в районе Нурекской петли Вахша повернуты к востоку. Отклонение простираний структур сначала к югу, а затем к западу характерно для Гулизиндан-Вахшского антиклинального поднятия в районе Туткаула. К югу от Туткаульского тектонического узла строение Вахшской мегантиклинали несколько упрощается. Здесь имеются крупные асимметричные антиклинали коробчатого облика (Чалтау-Тереклитауская и Южная Каратауская). На продолжении Северного Каратауского антиклинального поднятия в пределах Вахшской долины геофизическими методами и бурением установлен ряд погребенных антиклиналей (Донгуз, Ташрабат, Кичикбель, Акбаш и др.). По морфологическим и генетическим особенностям эти складки не отличаются от складок, обнажающихся в Кафирниганской и Вахшской мегантиклиналях. Структуры северо-восточного продолжения Вахшской мегантиклинали (Джангоуская, Фаркоджуручская, Ионахшская, Гашинская и др.) с востока обрываются крупным Гулизиндан-Вахшским взбросо-надвигом. Это нарушение прослеживается в основании западного склона Вахшского хребта (моноклинали) от северного борта Дангаринской впадины до р. Сурхоб, где оно отсекается Вахшским разломом. По поверхности Гулизиндан-Вахшского взбросо-надвига моноклиналь Вахшского хребта на всем протяжении последовательно надвинута на перечисленные структуры.

Яванская мегасинклиналь в северной части (в пределах Яванской долины) изучена недостаточно. В южной части (Нижне-Вахшская долина) она представляет собой широкий четвертичный прогиб, наложенный на юго-западное окончание Вахшской и юго-восточную часть Кафирниганской мегантиклиналей. В неоген-палеогеновом ложе этого прогиба в пределах Яванской долины может быть выделена Яванская синклиналь, на которую с запада и востока надвинуты антиклинальные поднятия Джетымтау и Каратау. Южнее ложем четвертичного прогиба являются погребенные структуры Вахшской и Кафирниганской мегантиклиналей, расположенные на продолжении Северного Каратауского, Джетымтауского и Даганакиик-Аруктауского антиклинориев.

Яхсуйская зона (мегасинклиналь) возникла на месте глубокого прогиба, выполненного в неогене мощными (до 7—8 *км*) молассовыми отложениями. В четвертичное время этот прогиб испытал значительные поднятия, особенно в северной части. Яхсуйская мегасинклиналь состоит из узких коробчатых и гребневидных антиклиналей и широких, более простых по строению, синклиналей, сложенных неогеновыми отложениями. В ядрах некоторых антиклиналей обнажаются палеогеновые, а в северной части мегасинклинали — меловые толщи. Складки характеризуются линейностью и значительной протяженностью. Северная центриклинальная часть мегасинклинали высоко поднята. К югу структуры ее несколько расходятся и погружаются. Здесь строение мегасинклинали усложнено проявившимися в четвертичное время процессами соляной тектоники.

К северу от Яхсуйской зоны располагается узкая *Памиро-Алайская зона,* охватывающая систему линейных, сильно сжатых и нарушенных разрывами складок хребтов Петра Первого и Заалайского, образующих сложно построенный, опрокинутый и надвинутый в северном направлении антиклинорий.

С востока и юго-востока структуры Яхсуйской мегасинклинали и хребта Петра Первого отделены от Северного Памира — Дарваза сложной зоной разломов. Непосредственно между последним и структурами Яхсуйской мегасинклинали расположена *Обиниоуская приразломная зона,* состоящая из нескольких ограниченных разломами блоков, в пределах которых отложения мезозоя и палеогена испытывают значительные колебания в мощностях и составе. Рассматриваемая зона развилась на окраине мезозойско-палеогеновых морских бассейнов, занимавших территорию Юго-Западного Таджикистана. Ее формирование тесно связано с тектонической активностью в мезо-кайнозое Северо-Памирского (Дарваз-Каракульского) глубинного разлома, разделяющего области, длительное время испытывавшие противоположные тенденции в своем развитии, наиболее проявившиеся в неоген-четвертичное время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

При составлении геоморфологического очерка использованы данные детальных тематических исследований территории Таджикистана, выполненных в последние годы коллективом сотрудников Таджикского геологического управления и Московского государственного университета под научным руководством Н. П. Костенко и О. К. Чедия. В результате этих исследований было произведено расчленение форм рельефа на возрастные комплексы. Выделено три основных яруса рельефа, соответствующих определенным этапам осадконакопления и развития гидрографической сети; под ярусом рельефа понимается система ровных водораздельных (и террасовых) поверхностей с примыкающими к ним сверху склонами.

Возрастные комплексы рельефа Таджикистана выделены по принципу корреляции синхронных аккумулятивных и эрозионных уровней в горах и межгорных впадинах. Возраст аккумулятивного чехла отдельных уровней устанавливался на основании фаунистических находок, а также по ряду косвенных признаков (минералогическому, гранулометрическому составу лёссовидных пород, величине их пористости, характеру разрезов и пр.). Такой подход позволил выделить на территории Таджикистана однородные поверхности как в генетическом, так и в возрастном отношении и расшифровать ярусность рельефа, обусловленную определенными ритмами тектонических движений. Все ярусы сформировались в период от олигоцена до современной эпохи и отвечают новейшей орогенической истории развития территории Таджикистана.

Наряду с ярусами рельефа, отражающими последний орогенический этап развития, в пределах горных систем Таджикистана различаются остатки древнего денудационного рельефа — фрагменты пенепленов,— играющих в общем облике Тянь-Шаня и Памира небольшую роль. Поверхности эти выработаны на дислоцированных породах различного возраста и занимают неодинаковое гипсометрическое положение. Например, на территории Гиссарского хребта фрагменты древнего пенеплена фиксируются на абсолютных отметках от 2300—2600 до 4000—4300 *м*, что объясняется неравномерным перемещением их по

разломам. Эти фрагменты характеризуют доорогенический этап развития и датируются предмезозойским временем.

В соответствии со схемой геоморфологического районирования на территории Таджикистана выделяются две провинции — гор и межгорных впадин. Первые отличаются преимущественным развитием денудационного типа рельефа, вторые — аккумулятивного.

Денудационный рельеф

Устанавливаются три главных яруса денудационного рельефа. Верхний ярус располагается в водораздельных частях горных хребтов и представляет собой реликт наиболее древнего рельефа. Возрастная датировка его — олигоцен — нижний неоген — основана на корреляции с одновозрастными образованиями, выполняющими смежные области прогибания — Афгано-Таджикскую и Ферганскую межгорные впадины.

На территории Памира верхний ярус рельефа имеет самые высокие гипсометрические отметки (4800—6000 *м*) и приурочен к главнейшим водоразделам. В пределах Западного Памира этот ярус утратил свои первоначальные морфологические черты. Выровненные поверхности под действием экзарации и нивальных процессов к настоящему времени превратились в узкие гребни с острыми зубчатыми вершинами. Реликты выровненных поверхностей встречаются лишь изредка между бесчисленным количеством ледниковых цирков и карров, заполненных фирном и льдом. На Восточном Памире, наоборот, выровненные поверхности сохранились хорошо и нарушаются лишь отдельными пиками с относительной высотой до 1500 *м*.

В Центральном Таджикистане (хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский) верхний ярус рельефа имеет абсолютные отметки около 4000 *м* на западе и 5500 *м* — на востоке. В связи с интенсивными новейшими движениями и активной эрозией выровненные поверхности сохранились лишь в немногих местах среди острозубчатых пиков и гребней.

В Северном Таджикистане (Кураминский хребет) верхний ярус денудационного рельефа приурочен к водораздельным частям хребта в пределах абсолютных отметок 3200—3500 *м*. Морфологически это узкие, однако порой сильно выположенные гребни, несущие нередко фрагменты плоских поверхностей, срезающих дислоцированные палеозойские породы

Для межгорных впадин верхний ярус денудационного рельефа нетипичен. На территории Ферганской впадины он отсутствует; небольшое развитие имеет он и в Афгано-Таджикской впадине, главным образом в ее северо-восточной части. Здесь фрагменты выровненных поверхностей верхнего яруса находятся на водораздельных частях хребтов Петра Первого и Заалайского, имеют абсолютные отметки от 4500—4600 до 5000 *м* и выходят на дневную поверхность из-под синхронных им по возрасту отложений больджуанской свиты нижнего неогена.

Средний ярус денудационного рельефа по возрасту датируется как неоген-нижнечетвертичный. К нему принадлежит система ступенчатых субсеквентных долин, унаследованно развивавшихся в течение этого времени.

На территории Памира средний ярус характеризуется отметками примерно от 4000 до 5000 *м*. В пределах Западного Памира развиты узкие долины и крутые скалистые склоны, иногда лишь несущие фрагменты выровненных поверхностей. Обширные денудационные поверх-

ности сохранились в отдельных местах, например, в верховьях долины р. Шахдара, где они имеют слабовсхолмленный рельеф, выработанный на докембрийских гнейсах. На Восточном Памире средний ярус рельефа является одновременно и самым нижним, поскольку эрозионный врез среднечетвертичного — современного этапов развития гидрографической сети здесь не выражен. Выровненные поверхности среднего яруса пользуются на Восточном Памире широким развитием, причем нижняя часть яруса, относящаяся к нижнечетвертичной эпохе, чаще всего представляет днища крупных долин и впадин, законсервированные четвертичной аккумуляцией.

В Центральном Таджикистане средний ярус рельефа заключен в интервале высот 1500—1700 и 3500—3800 *м* и отчетливо выражен тремя ступенями, располагающимися гипсометрически ниже олигоцен-миоценовой поверхности. Ступени имеют неодинаковую сохранность и прослеживаются в пределах второстепенных водоразделов между боковыми притоками основных долин.

В Кураминском хребте средний ярус рельефа также характеризуется отчетливо ступенчатым строением с отметками 1500—1800 и 2500—2800 *м*. В современном рельефе этот ярус соответствует водоразделам второго порядка. Узкие, выположенные поверхности водоразделов имеют однообразные высоты и являются фрагментами днищ древних долин.

В межгорных впадинах средний ярус денудационного рельефа занимает сравнительно небольшие площади и отмечен главным образом в Афгано-Таджикской впадине. Он фиксируется в хребтах Заалайском и Петра Первого и в отдельных пунктах Южно-Таджикской депрессии. В названных хребтах в пределах развития среднего яруса рельефа с абсолютными отметками от 2400 до 4000 *м* отчетливо видны три региональные ступени, соответствующие трем разновозрастным древним долинам. В настоящее время это в основном крутые склоны с фрагментами плоских или слабоволнистых поверхностей — днищ древних долин. Особенно хорошо выражена нижняя ступень среднего яруса, имеющая прекрасную сохранность и слабовсхолмленный платообразный рельеф. В Южно-Таджикской депрессии к среднему ярусу (являющемуся наиболее высоким на этой территории) относятся ровные, иногда всхолмленные водораздельные поверхности главных хребтов; абсолютные отметки их достигают 2000—2500 *м* на северо-востоке и снижаются до 1400—1800 *м* в центральных частях депрессии.

Нижний ярус денудационного рельефа датируется временем Q_{II}—Q_{IV}. Ему отвечают крутосклонные и щелистые долины, врезанные в днища нижнечетвертичных долин.

На Восточном Памире этот ярус практически отсутствует, так как эрозионный врез времени Q_{II}—Q_{IV}, обусловленный Пянджским базисом эрозии, выражен здесь лишь по долинам одной-двух рек. На Западном Памире к нижнему ярусу относятся узкие, глубоковрезанные долины, нередко имеющие вид ущелий или каньонов.

Также узкими, глубоковрезанными долинами характеризуется нижний ярус рельефа на территории Центрального Таджикистана. Нижняя часть этого яруса включает днища современных переуглубленных долин, отличающихся крутыми склонами и V-образной конфигурацией поперечных профилей.

В Кураминском хребте к нижнему ярусу относятся крутосклонные долины, несущие до трех эрозионных или эрозионно-аккумулятивных поверхностей, сопрягающихся с аккумулятивными террасами ташкентского (Q_{II}) комплекса центральной части Ферганской впадины.

Нижний ярус денудационного рельефа развит как в Ферганской, так и в Афгано-Таджикской впадинах, причем в Фергане ему принадлежит сравнительно небольшая роль. Он охватывает здесь молодые гряды — антиклинальные поднятия, сложенные олигоцен-нижнечетвертичными молассами, и представлен сериями эрозионных террас. Не менее трех эрозионных террас выделяется также в пределах рассматриваемого яруса и на территории Южно-Таджикской депрессии.

Аккумулятивный рельеф

Аккумулятивный рельеф развит весьма широко в межгорных впадинах и пользуется ограниченным распространением в горах. Ярусность аккумулятивного рельефа выражена весьма отчетливо. Формы этого типа рельефа представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными и моренными подтипами. Во впадинах выделяются в основном нижний и частично средний ярусы рельефа, подразделяющиеся на четыре террасовых комплекса, имеющих региональное развитие.

Средний ярус аккумулятивного рельефа на территории Афгано-Таджикской впадины охватывает нижнечетвертичные террасы. В настоящее время они либо погребены в частных впадинах района, либо почти нацело уничтожены последующей эрозией и денудацией Цокольные террасы этого времени сохранились в виде отдельных фрагментов в приводораздельных частях хребтов Таджикской депрессии и располагаются на абсолютных отметках более 2000 *м*.

Фрагменты нижнечетвертичных террасовых поверхностей сохранились и в Ферганской впадине в пределах абсолютных высот 900—1000 *м* Они характеризуются холмистым рельефом с ровными участками, имеющими наклон к северу

Нижний ярус аккумулятивного рельефа пользуется наиболее широким распространением в межгорных впадинах. К нему относится комплекс средне-, верхнечетвертичных и современных террас.

В Афгано-Таджикской впадине в среднечетвертичном (илякском) комплексе выделяются три региональные террасы; две верхние обычно являются цокольными и располагаются на склонах хребтов, нижняя — аккумулятивная с хорошо выраженным уступом и ровной поверхностью известна в центральных частях впадины Верхняя терраса укладывается в интервал высот от 700—1000 до 1800—2000 *м*, средняя от 600—800 до 1500—1700 *м* и нижняя от 500—720 до 1000—1300 *м*. Такие же три хорошо выраженные региональные террасы наблюдаются в верхнечетвертичном (душанбинском) комплексе. Высота уступов их — максимальная в низовьях рек, к верховьям постепенно снижается. Весьма большие площади занимают террасы современного (амударьинского) комплекса. Верхняя, самая древняя, терраса этого комплекса часто образует обширные аллювиальные равнины, достигающие 20—25 *км* ширины (например, в долине р. Вахш) К наиболее молодому аккумулятивному рельефу относятся низкие и высокие поймы рек, где происходит накопление и перемыв обломочного материала.

В пределах Ферганской впадины широко развит пролювиальный подтип аккумулятивного рельефа, в меньшей степени — аллювиальный. К пролювиальному подтипу относятся разновозрастные комплексы конусов выноса и предгорных шлейфов, занимающие большие площади вдоль южной периферии Кураминского хребта и окаймляющие с севера и юга Ферганскую впадину. Древние (среднечетвертичные) генерации этого подтипа рельефа расчленены гидрографической сетью и восстанавливаются лишь по фрагментам выровненных и наклоненных

в южном направлении поверхностей. Аллювиальный подтип рельефа наиболее распространен вдоль южных предгорий Ферганской впадины, где особенно большие площади занимает равнина среднечетвертичного возраста. Террасовые поверхности, датированные верхнечетвертичным временем, отмечены главным образом по левому берегу р. Сырдарьи, а также по ее левым притокам. Современные равнины и террасы Сырдарьи большей частью залиты водами Кайраккумского водохранилища.

В горах аккумулятивный рельеф развит слабо. Распространен он только на Восточном Памире в долинах и озерных котловинах; возраст его Q_{II} и Q_{III-IV}. Среди аккумулятивных форм рельефа на Восточном Памире преобладают конусы выноса — средне-, верхнечетвертичные и современные их генерации, а также рельеф ледниковой аккумуляции. На Западном Памире к аллювиальным формам относятся фрагменты преимущественно цокольных террас, конусы выноса и рельеф моренных отложений.

Весьма небольшие площади заняты аккумулятивными формами рельефа в пределах Кураминского хребта и хребтов Центрального Таджикистана. Основную роль здесь играет аллювиальный подтип рельефа — фрагменты террас, среди которых наиболее хорошо выражены и сохранились террасы верхнечетвертичного и современного возраста.

Данные по гипсометрии главных ярусов рельефа территории Таджикистана сведены в табл. 5.

История развития рельефа

В палеогене эпиконтинентальное море заливало, по-видимому, бо́льшую часть Таджикистана. С олигоцена, т. е. со времени вступления рассматриваемой территории в орогенический этап развития, происходила дифференциация ее на области поднятия и опускания; О. К. Чедия (1962) указывает более ранний срок начала этого процесса (палеоцен). Мелкообломочный характер олигоцен-миоценовых отложений Ферганской и Афгано-Таджикской впадин свидетельствует о том, что разность высот между поднимающимися и опускающимися областями была очень невелика, составляя не более 200—500 *м* и увеличиваясь на Памире до 1000—1500 *м*.

Неоген-четвертичный этап развития Таджикистана характеризовался резким нарастанием темпа поднятия горных областей и усилением их денудации; одновременно впадины испытывали значительные прогибания. Суммарное поднятие гор к концу этого этапа достигало 3000—3500 *м*, а в районах наиболее интенсивных движений — 5000 *м*. Ступенчатость рельефа среднего яруса в горах указывает на ритмичный характер воздымания. Миграция речных дельт к центральным частям Ферганской впадины и вовлечение неогеновых конгломератов в поднятия на северо-востоке Таджикской депрессии являются свидетельством прогрессивного разрастания поднятий за счет прилегающих впадин. С начала неоген-нижнечетвертичного этапа развития происходит дифференциация Ферганской и Афгано-Таджикской впадин на частные впадины и поднятия. Последние в конце этого времени получили выражение в рельефе в виде структурных хребтов высотой от нескольких десятков метров до 300—700 *м*. Также с конца рассматриваемого этапа вместе с замедлением темпов тектонических движений развивалось оледенение, носившее полупокровный характер на Восточном Памире и долинный в остальных областях Памира и Центрального

Таблица 5

Гипсометрическая характеристика главных ярусов рельефа (абс. отм., *м*)

Регионы		Денудационный рельеф			Аккумулятивный рельеф		
		верхний ярус ($Pg_3 - N_1$)	средний ярус ($N_2 - Q_I$)	нижний ярус ($Q_{II} - Q_{IV}$)	верхний ярус ($Pg_3 - N_1$)	средний ярус ($N_2 - Q_I$)	нижний ярус ($Q_{II} - Q_{IV}$)
Памир	Западный и Восточный	4800 - 6000	4000 - 5000	<4000 Нет	Нет	Нет	Нет <4000
Центральный Таджикистан		4000—5500	1500—1700 3500—3800	<1500 <3500	„	Почти не развит	Развит фрагментарно
Северный Таджикистан		3200—3500	1500—1800 2500—2800	<1500 <2500	„	То же	То же
Ферганская впадина		Нет	Нет	600—900 1000—1600	„	900—1000	400—500 700—1000
Афгано-Таджикская впадина	Южно-Таджикская депрессия	„	1400—1800 2000—2500	<1400 <2000	„	>2000	740—1000 и 1800—2000 600—800 и 1500—1700 500—720 и 1000—1300 <500
	Петро-Заалайская область	4500—5000	2400—4000	<2400	„	Почти не развит	Развит фрагментарно

Таджикистана. Максимальные размеры ледники имели на территории Памира и Дарваза, минимальные — в Алайской области.

Среднечетвертичный — современный этап развития начинается новым резким увеличением амплитуд поднятия, что вызвало новый интенсивный врез гидрографической сети и ее перестройку, к концу среднечетвертичной эпохи речная сеть приобретает черты, близкие к современным. Большую роль в этом процессе играют молодые поперечные положительные структуры (перемычки), явившиеся причиной образования сквозных долин на многих участках (например, меридиональное колено р. Пяндж, долины р. Фандарьи, р Обихингоу и др.). Во впадинах — Ферганской и Афгано-Таджикской — в связи с интенсификацией движений произошел рост антиклиналей-хребтов, приведший к увеличению крутизны углов падения мезо-кайнозойских пород и к дислокации ранее образовавшихся нижнечетвертичных отложении

Размеры ледников, сократившиеся к началу рассматриваемого периода, вновь увеличиваются, поскольку поднятия вызывают новое похолодание климата Максимум развития оледенения приходится на конец среднечетвертичной эпохи Во впадинах в это время формируются мощные толщи аллювиальных и пролювиальных отложений (илякский и ташкентский комплексы).

Верхнечетвертичный этап развития территории Таджикистана характеризовался снижением темпов региональных поднятий, что привело к усиленной аккумуляции осадочных отложений во впадинах Этому способствовало широкое развитие ледников на Северо-Западном Памире и значительное увеличение их в Гиссаро-Алае, ледники в изобилии поставляли обломочный материал Основные центры оледенения располагались в районах максимальных высот. Такими центрами являлись (как и в современную эпоху) бассейн ледника Федченко, ледники Гарминской группы и др В направлении к Восточному Памиру оледенение значительно сокращалось, вплоть до образования лишь мизерных карровых ледников Такое неравномерное распределение ледников между Западным и Восточным Памиром, по-видимому, объясняется тем, что выше поднятая к этому времени западная часть Памира являлась коллектором влаги, приносимой западными ветрами. Поэтому осадки, достаточные для накопления снега и льда, не поступали на Восточный Памир

Именно с этого этапа Восточный Памир начал превращаться в высокогорную пустыню (Чедия, 1962). Восточный Памир в верхнечетвертичную — современную эпоху стал интрагляциальной областью, где оледенение имеет более или менее значительные размеры лишь в районах, тяготеющих к современным центрам оледенения

Современный этап развития территории Таджикистана ничем существенно не отличается от предыдущего, верхнечетвертичного, являясь его органическим продолжением Происходила лишь незначительная перестройка гидрографической сети и колебания ледников Деформация самых низких (молодых) террас, а также широко распространенные в Таджикистане сейсмические явления свидетельствуют о продолжающемся орогеническом этапе развития этой территории

Обобщая данные о геологическом строении, геоморфологических условиях и истории развития рельефа Таджикистана, можно сделать следующие краткие выводы:

1. Территория республики расположена в зоне сочленения разнородных структурных элементов юга СССР — палеозойского (Тянь-Шань и Северный Памир) и мезозойского (Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир) геосинклинальных поясов В новейшей тектонической структуре оба пояса представляют собой ветви огром-

ного Центрально-Азиатского поднятия, охватывающего бо́льшую часть Азиатского материка; они одновременно (с конца палеогена — начала неогена) испытали исключительное по своей тектонической активности горообразование. Именно с этого времени началось формирование рельефа территории Таджикистана.

2. В результате интенсивного воздымания образовались высочайшие складчато-блоковые сооружения Средней Азии — Тянь-Шань и Памир, с максимальными абсолютными отметками на Памире более 6000 *м*, в Центральном Таджикистане до 5500 *м*, в Северном Таджикистане до 3500 *м*. Благодаря прерывистости поднятий рельеф горных сооружений получил ярусное строение. Выделяются три главных яруса рельефа, имеющие во всех горных сооружениях Таджикистана один и тот же возраст (Pg_3—N_1; N_2—Q_I; Q_{II}—Q_{IV}), но различные гипсометрические отметки из-за разницы в амплитуде поднятий, которые были максимальными на Памире и минимальными на территории Северного Таджикистана.

3. В результате значительного опускания сформировались крупные межгорные прогибы (наметившиеся еще в мезозое) — Ферганский и Афгано-Таджикский, палеозойский фундамент которых опущен на глубину до 8—12 *км*. Вследствие дифференцированности движеиий произошло расчленение прогибов на частные впадиины и поднятия, а ритмичность движений обусловила ярусность рельефа территории прогибов. Поскольку расчленение началось в неоген-нижнечетвертичный этап развития, самый древний (Pg_3—N_1) ярус рельефа в пределах Ферганского и Афгано-Таджикского прогибов отсутствует. Более молодые ярусы (N_2—Q_I и Q_{II}—Q_{IV}) пользуются широким развитием, образуют ряд ступеней с абсолютными отметками, составляющими в Ферганской впадине 400—1600 *м*, в Афгаио-Таджикской — 300—2500 *м*.

4. Особое положение занимает Петро-Заалайская область, входящая в состав Афгано-Таджикской впадины. В геоморфологическом отношении эта область является промежуточной между Таджикской депрессией и граничащими с ней Гиссаро-Алайской и Памирской горными системами. Ярусность рельефа здесь выражена также весьма отчетливо, причем устанавливаются все три яруса с абсолютными отметками от 2000 до 5000 *м*.

5. Большие амплитуды вертикальных движений орогенического этапа развития территории Таджикистана, прерывистость движений и их различный знак привели к весьма резкой климатической дифференциации этой территории. Климатические зоны ничтожного увлажнения пустынь и полупустынь Таджикистана, характеризующиеся ничтожным количеством атмосферных осадков и огромной величиной испаряемости, с увеличением гипсометрической высоты сменяются зонами умеренного и нормального увлажнения, где сумма осадков превышает 1000 *мм* в год и где осадки компенсируют возможное испарение. Вследствие своеобразного расположения горных хребтов, преграждающих путь проникновению влажных ветров, формируются высокогорные пустыни, обладающие исключительно суровым климатом и отличающиеся широким развитием многолетней мерзлоты.

6. Учитывая особенности геологического строения Таджикистана, всю его территорию можно разделить на ряд крупных разновозрастных частей:

а). Складчато-глыбовую область Тянь-Шаня и Памира. К ней относятся районы: Северо-Таджикский, включающий Каржантау-Кураминскую структурно-формационную подзону (каледониды и герциниды), Центрально-Таджикский, в состав которого входят Алай-Кокшаальская и Южно-Гиссарская зоны (герциниды), и Юго-Восточный,

к которому принадлежат Северная (герциниды), Центральная, Юго-Восточная и Юго-Западная зоны Памира (киммериды).

б). Межгорные впадины — наложенные на палеозойский субстрат структуры, сформировавшиеся в новейшее время в пределах Центрально-Азиатского поднятия. Среди них Северо-Восточный район, занимающий западную периферию Ферганской впадины, и Юго-Западный, приуроченный (в границах СССР) к юго-западной части Афгано-Таджикской впадины.

в). Как самостоятельную часть нужно, по-видимому, рассматривать Петро-Заалайский район — складчатую область, занимающую северо-восток Афгано-Таджикской впадины, отличающуюся от сопредельных территорий рядом геологических и геоморфологических черт.

Часть вторая

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ИХ РАЙОНИРОВАНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ

Глава III

О ПРИНЦИПАХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И ХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По современным представлениям при общем гидрогеологическом районировании районы первого порядка выделяются с учетом геоструктурных признаков, определяющих условия формирования, движения и разгрузки подземных вод. Большинство гидрогеологов, следуя за И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным (1963), понимают под районами первого порядка бассейны подземных вод и различают среди них два типа: артезианские бассейны, связанные преимущественно с платформенными структурами и межгорными впадинами, и бассейны трещинных вод, приуроченные к горноскладчатым областям и кристаллическим массивам (гидрогеологические массивы). В настоящее время такое представление является, по-видимому, общепризнанным; оно положено в основу монографии «Гидрогеология СССР» и использовано в данном томе при выделении районов первого порядка (регионов) в пределах Таджикистана.

В соответствии с принятой в «Гидрогеологии СССР» схемой районирования территория Таджикистана является частью «Тянь-Шаньско-Джунгарско-Памирской гидрогеологической складчатой области с системой межгорных артезианских бассейнов». Отдельные части этой территории принадлежат: а) к системе гидрогеологических складчатых зон, межгорных и предгорных артезианских бассейнов Западного Тянь-Шаня, куда относятся гидрогеологические массивы и малые артезианские бассейны (Северо-Таджикский и Центрально-Таджикский регионы), сложные межгорные артезианские бассейны (Северо-Восточный и Юго-Западный регионы); б) к системе гидрогеологических складчатых зон, предгорных и межгорных артезианских бассейнов Памира, куда включаются гидрогеологические массивы Памира и Дарваза (Юго-Восточный регион). В схеме гидрогеологического районирования СССР не был учтен Петро-Заалайский район; в настоящем томе он рассматривается как отдельный гидрогеологический регион — бассейн трещинных вод (?).

Для разделения гидрогеологических регионов (районов первого порядка) * на более мелкие таксономические единицы (районы второго и третьего порядков) авторы XLI тома разработали свою схему районирования. Принципы районирования и их подробное обоснование опубликованы в ряде статей (Самарина, 1961, 1965; Самарина и др., 1967). Кратко они сводятся к следующему:

1. По вертикали разреза земной коры выделяются две гидродинамические зоны: верхняя, или зона свободного водообмена, и нижняя, или зона замедленного и весьма замедленного водообмена. Воды каждой зоны районируются отдельно (Ильин, 1925; Личков, 1931; Альтовский, 1956, и др.). Поскольку необходимые гидродинамические крите-

* Порядок определен применительно к территории Таджикистана; в схеме районирования СССР регионы относятся к районам третьего порядка.

рии для определения границы между зонами по Таджикистану не установлены, условная граница верхней зоны проводится по региональному эрозионному врезу — коренному ложу наиболее крупных речных долин, включая «зону захвата».

Как известно, воды, циркулирующие выше регионального вреза, разгружаются в гидрографическую сеть, зависят от геологического строения территории и находятся под интенсивным воздействием физико-географических факторов (климата, рельефа и пр.). Сумма факторов (геологических и физико-географических) обусловливает естественноисторическую горизонтальную зональность подземных вод верхней зоны, которая была впервые четко показана для грунтовых вод европейской части СССР В. С. Ильиным. На равнинах эта зональность проявляется при переходе от высоких широт к более низким, в горах она имеет вид «вертикальной» зональности, поскольку следует за гипсометрией. Воды, циркулирующие ниже регионального вреза (нижняя зона), в гораздо меньшей степени испытывают влияние внешних физико-географических факторов. Особенности их определяются геологическим строением — структурой и палеогеографической историей развития того или иного участка земной коры. Для них характерна (вместе с водами верхней зоны) вертикальная зональность — дифференциация по гидродинамике, термике и химическому составу в разрезе земной коры.

Таким образом, опираясь на учение о зональности подземных вод, при гидрогеологическом районировании вод верхней зоны необходимо учитывать в равной мере геологические и физико-географические факторы, нижней — преимущественно геологические. Такой подход позволит установить в результате районирования конкретные формы проявления зональности. Поскольку при районировании подземных вод верхней и нижней гидродинамических зон должны приниматься во внимание разные факторы, границы районов по каждой из зон не совпадают и даже в пределах одних и тех же литолого-стратиграфических подразделений будут различными.

2. В бассейнах трещинных вод горных областей и в верхней гидродинамической зоне артезианских бассейнов межгорных впадин при расчленении гидрогеологического разреза выделяются укрупненные водоносные комплексы, которые нередко объединяют породы, существенно различающиеся по литологии и возрасту.

В бассейнах трещинных вод необходимость выделения укрупненных комплексов обосновывается тем, что в различных по литологическому составу и возрасту толщах в верхней гидродинамической зоне формируются главным образом трещинно-грунтовые воды. Из-за высокой метаморфизованности и дислоцированности пород, участвующих в строении бассейнов, трещинно-грунтовые воды разных литолого-стратиграфических комплексов обычно гидравлически связаны, не образуют отдельных водоносных горизонтов и залегают на сравнительно небольшой глубине; последняя контролируется глубиной проникновения активной трещиноватости пород, не превышающей 80—100 *м*. Породы, относящиеся к одному и тому же циклу геотектонического развития, независимо от литологии (исключая карстующиеся толщи), характеризуются примерно однотипной трещиноватостью, в связи с чем приуроченные к ним трещинно-грунтовые воды имеют более или менее одинаковые количественные показатели. Структуры бассейнов трещинных вод, занимающих высокое гипсометрическое положение, являются «открытыми» и интенсивно промываются, вследствие чего в породах разного литологического состава формируются трещинно-грунтовые воды, сходные и по качественным показателям.

Особая роль в бассейнах трещинных вод принадлежит порово-пластовым водам. В связи со сложным блоковым строением этих бассейнов — наличием поднятых и опущенных блоков (грабен-синклиналей), в последних пластовые воды, приуроченные к осадочному чехлу, имеют самостоятельное гидрогеологическое значение и объединяются в отдельные укрупненные водоносные комплексы.

Площади, в пределах которых распространены подземные воды преимущественно какого-либо одного укрупненного водоносного комплекса, рассматриваются как гидрогеологические районы второго порядка. В поднятых блоках горных территорий они соответствуют бассейнам трещинных вод, в грабен-синклиналях — малым артезианским бассейнам.

В высокогорных областях (Памир, Центральный Таджикистан), где влияние литологии и структурных особенностей водовмещающих пород на свойства подземных вод выражено слабо, гидрогеологические районы второго порядка охватывают обширные территории, нередко включающие отдельные структурно-формационные зоны или даже несколько зон. В областях со средне- и низкогорным рельефом (Северный Таджикистан), где литологии пород и структуре в гидрогеологических процессах принадлежит бóльшая роль, районы второго порядка обычно занимают части структурно-формационных зон.

В межгорных артезианских бассейнах пéрвого порядка, характеризующихся сравнительно невысокой метаморфизацией и дислоцированностью пород осадочного чехла, выделение гидрогеологических районов второго порядка вод верхней гидродинамической зоны производится по тому же принципу — устанавливаются укрупненные водоносные комплексы. Однако в связи с тем, что пластовые воды бассейнов подвержены значительному влиянию вмещающих пород, районы охватывают обычно сравнительно небольшие площади — тектонические подзоны или их части, где распространены породы, одинаковые по фациальной принадлежности.

Границами районов второго порядка (верхней гидродинамической зоны) гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов являются региональные базисы эрозии — наиболее крупные на данной территории реки или подножия возвышенностей, окаймляющих межгорные впадины.

Укрупненные водоносные комплексы устанавливаются методом вычисления фоновых (преобладающих) значений модулей трещиноватости пород и содержания в породах водорастворимых солей, фоновых величин дебитов водопунктов, модулей родникового стока, химического и газового состава подземных вод, приуроченных к тому или иному литолого-стратиграфическому комплексу пород. Перечисленные показатели классифицируются или в соответствии с общепринятыми градациями (например, дебиты водопунктов подразделяются по интервалам — менее 0,1; 0,1—1,0; 1—5 *л/сек* и т. д.; минерализация — менее 0,1; 0,1—0,3; 0,3—0,5; 0,5—1; 1—3 *г/л* и т. д.), или с учетом конкретных значений, установленных для данного района (например, модули трещиноватости подразделяются по интервалам — менее 1; 1—5; 5—10% и т. д., количество солей в породах — менее 0,1; 0,1—0,5; 0,5—1% и т. д.). Величины, встречаемость которых превышает 65% (и более), рассматриваются как преобладающие, фоновые. Комплексы пород, характеризующиеся сходными фоновыми величинами всех показателей, объединяются в укрупненные водоносные комплексы. Четвертичные отложения при этом во внимание не принимаются, поскольку в горных районах воды их обычно не имеют самостоятельной гидрогеологической

роли; в межгорных впадинах их особенности находят отражение при выделении районов третьего порядка.

3. При выделении районов третьего порядка (гидрогеологических подрайонов) вод верхней гидродинамической зоны учитывается влияние на подземные воды рельефа — его ярусности и климата.

Ярусы рельефа, формирующиеся в процессе прерывистого поднятия гор, отвечают новейшей истории их геологического развития. Каждая выровненная поверхность, входящая в состав яруса,— это бывшая поверхность подножия горного сооружения или отдельной его части, а в гидрогеологическом отношении — бывший региональный базис дренирования (Личков, 1948). Множественность базисов эрозии в горах, поднятых на различную высоту, создает расчленение стока подземных вод верхней гидродинамической зоны на отдельные этажи или подзоны. Последние ступенчато сменяют друг друга от вершины к подножию горной системы, а приуроченные к ним подземные воды характеризуются различными свойствами, которые незначительно колеблются в пределах каждой подзоны и закономерно изменяются при переходе от одной подзоны к другой. Такая закономерность, четко проявляющаяся в горах, отражает горизонтальную зональность подземных вод горных сооружений.

Площади, в пределах которых распространены подземные воды какого-либо одного яруса рельефа, рассматриваются как гидрогеологические районы третьего порядка вод верхней гидродинамической зоны. Принцип выделения этих районов одинаков для бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов межгорных впадин, хотя закономерности расположения районов по площади различны. В бассейнах трещинных вод районы третьего порядка как бы опоясывают горное сооружение, спускаясь ступенями от вершины к его подножию. В межгорных артезианских бассейнах вследствие дифференцированности тектонических движений, расчленивших бассейны на частные впадины и поднятия, районы, опущенные и приподнятые в рельефе, нередко чередуются друг с другом.

Границы районов третьего порядка совпадают с геоморфологическими, которые отделяют возрастные комплексы различных ярусов рельефа друг от друга. Совпадение объясняется тем, что ярус или ступень рельефа включает склон и расположенную у его основания денудационную поверхность — местный базис эрозии подземных вод.

Конкретные формы выражения горизонтальной зональности устанавливаются по каждому укрупненному водоносному комплексу путем определения фоновых (преобладающих) значений дебитов родников, модулей родникового стока, температуры, химического и газового состава подземных вод, распространенных на территории различных ярусов рельефа (с учетом климатических зон). Основой при этом служат геоморфологическая карта с показанными на ней возрастными и генетическими комплексами форм рельефа и карта климатического районирования.

4. К нижней гидродинамической зоне в горноскладчатых областях принадлежат трещинно-жильные воды бассейнов трещинных вод и глубокие пластовые воды межгорных артезианских бассейнов.

Трещинно-жильные воды в Таджикистане развиты локально и на фоне зональных трещинно-грунтовых вод они азональны. По комплексу показателей — температуре, газовому и химическому составу, наличию бальнеологически ценных микрокомпонентов — они нередко относятся к числу минеральных и районируются в соответствии с принципами, предложенными В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым (1964).

Глубокие воды межгорных артезианских бассейнов Таджикистана районируются с учетом геоструктурных факторов и гидродинамических показателей. Районами второго порядка являются частные бассейны мегасинклинориев. В пределах последних бассейны третьего порядка приурочены к синклинальным структурам. В Южно-Таджикской депрессии это структуры надсолевых мел-палеогеновых отложений, в Фергане — юрских и мел-палеогеновых. В связи с упрощением структуры обеих депрессий Таджикистана на глубине (см. Тектонический очерк) воды более древних пород отдельных частных бассейнов, по-видимому, сообщаются. Поскольку вопрос о поведении пьезометрических поверхностей напорных вод артезианских бассейнов Таджикистана не изучен, границы между частными бассейнами проводятся по косвенному признаку — выходам на поверхность в ядрах антиклинальных структур самых древних пород.

Расчленение гидрогеологического разреза артезианских бассейнов — выделение водоносных комплексов — производится с учетом литологии пород и гидродинамических показателей. Водоносные комплексы объединяют серии водоносных горизонтов (и относительно водоупорных пород), между которыми имеется гидравлическая связь. Наличие последней устанавливается путем анализа величин приведенных напоров, определявшихся различными методами в зависимости от закономерностей изменения пластовых давлений и минерализации вод с глубиной (Силин-Бекчурин, 1949; Ягодин, 1957; Алексин, 1962, и др.). Границами между отдельными комплексами являются мощные, регионально выдержанные водоупоры.

Из сказанного следует, что использованная в XLI томе схема гидрогеологического районирования — выделение таксономических единиц второго и третьего порядков — принципиально отличается от известных в гидрогеологической литературе схем: а) подземные воды верхней и нижней гидродинамических зон районируются отдельно; б) районирование подземных вод верхней гидродинамической зоны производится по прямым признакам — основным свойствам подземных вод, а не по косвенным показателям (геологической структуре, гидрографическим водоразделам и пр.); в) при выделении районов второго и третьего порядков учитывается влияние на подземные воды верхней гидродинамической зоны, геологических и физико-географических факторов, что позволяет отразить горизонтальную зональность подземных вод; г) вследствие раздельного районирования подземных вод верхней и нижней гидродинамических зон и неодинакового подхода к расчленению гидрогеологического разреза границы между районами второго и третьего порядков подземных вод каждой из зон не совпадают.

5. Изложение фактического материала, характеризующего подземные воды Таджикистана, произведено в томе по отдельным регионам с учетом распространения подземных вод в тех или иных литолого-стратиграфических комплексах пород. Комплексы пород выделены по их фациальной принадлежности, литологическому составу и типу подземных вод по условиям залегания.

При систематизации вод по условиям залегания использована классификация И. К. Зайцева (1961). Для отнесения вод к типу пластовых или трещинных приняты во внимание геотектонические показатели. Трещинными (грунтовыми, карстовыми и жильными) являются воды, приуроченные к породам геосинклинальных формаций Таджикистана; вследствие высокой метаморфизованности и дислоцированности эти породы (в том числе и осадочные) уплотнились и оказались разбитыми на отдельные, часто очень мелкие, блоки. Пластовыми (поро-

выми, трещинными и карстовыми) являются воды, связанные с породами формаций платформенного и орогенического этапов развития.

Рассмотрение подземных вод по литолого-стратиграфическим комплексам пород позволяет использовать в монографии общепринятый подход к изложению гидрогеологического материала — произвести описание подземных вод, распространенных в данном комплексе в обеих гидродинамических зонах. Закономерности распределения вод в каждом комплексе и зональность их отражены в районировании (выделении районов второго и третьего порядков). Формирование подземных вод рассматривается для всей территории Таджикистана на основе палеогеографического анализа с наиболее детальным освещением современного периода гидрогеологического развития.

К дискуссионным относится вопрос о химической классификации подземных вод. Как известно, целью классификации является оценка вод с точки зрения возможности их практического использования и выяснения условий формирования химического состава. Генетическая химическая классификация, по-видимому, должна удовлетворять двум основным требованиям: а) учитывать все части химического состава природных вод, которые рассматриваются как сложная система компонентов порода — вода — газ — живое вещество; б) классификационные единицы должны быть увязаны с «природными обстановками» формирования вод. Среди классификационных схем, предложенных различными авторами, ни одна целиком не удовлетворяет этим требованиям. Все схемы можно разделить на две группы (Самарина, 1966): чисто химические, основывающиеся на абсолютном преобладании макрокомпонентов (или главных ионов) в химическом составе воды, и генетические. Последние только условно могут быть названы генетическими. Они опираются на главные ионы — «специфические» их сочетания — и поэтому не охватывают генетические типы природных вод во всем их многообразии. К первой группе относятся классификации Щукарева, Александрова, Приклонского, Бродского, Альтовского, Бозояна, Джикии и др., ко второй — Курнакова—Валяшко, Сулина, Алекина, Каменского, Тагеевой, Овчинникова и др.

На материалах по химическому составу подземных вод Таджикистана авторами настоящего тома подробно рассмотрены возможности использования той или иной классификации применительно к Таджикистану. Выводы опубликованы в ряде статей (Самарина, 1966; Мартынова, Самарина, 1966; Самарина, Мартынова, 1966). Эти выводы положены в основу при систематизации гидрохимических данных и кратко сводятся к следующему:

1. Для решения вопросов, связанных с формированием химического состава вод, из генетических схем наиболее рациональной является классификация Курнакова—Валяшко. Она позволяет для природных вод любой степени минерализации устанавливать направление, по которому идет преобразование вод (метаморфизация), потому что дает возможность выделять «специфические» компоненты, характерные для равновесных систем, отвечающих основным типам вод: карбонатному (гидрокарбонатному натриевому), сульфатному и хлоридному (хлоридному кальциевому).

2. Наряду с использованием классификации Курнакова—Валяшко необходимо разделять воды и по преобладающим компонентам. Нельзя согласиться с М. Г. Валяшко (1955), который писал, что «химическая классификация природных вод по относительному содержанию отдельных компонентов непоказательна, так как всегда отражает закономерную смену анионов и катионов с изменением минерализации воды». Фактический материал по Таджикистану (Мартынова, Сама-

рина, 1966), показавший различие поведения катионогенных элементов (а в ряде случаев и анионогенных) в одних и тех же интервалах минерализации, свидетельствует о том, что только совместное использование обоих принципов — выделение «специфических» и преобладающих компонентов — может дать наиболее хорошие результаты при систематизации вод по химическому составу.

3. Поскольку для всех классификационных схем, основанных на преобладающих компонентах, характерен определенный произвол в подходе к установлению главной таксономической единицы (из-за необходимости какие-то компоненты отбрасывать), целесообразно для выведения формулы химического состава воды пользоваться методом построения статистических кривых*. Они дают возможность: а) выявить закономерности поведения отдельных ионов в зависимости от минерализации в водах изучаемой территории; б) установить отклонения от нормы (путем сравнения с кривыми М. Г. Валяшко, 1955) в поведении ионов во всем диапазоне изменения величины минерализации; в) вывести формулу воды по средним «взвешенным» значениям содержания ионов для всех интервалов минерализации, типичных для природных вод отдельных районов.

Таким образом, при выделении химического типа вод в томе использована классификация Курнакова—Валяшко, состав вод установлен по преобладающим компонентам, выявленным методом построения статистических кривых; содержание компонентов в отдельных водопунктах дано в виде формулы Курлова с полным написанием всех главных ионов.

4. Как известно, среди исследователей нет единого мнения и о принципах классификации природных вод по величине минерализации (Валяшко, 1955; Зайцев, 1961; Гуревич, Толстихин, 1961, и др.). Этот вопрос подробно рассмотрен авторами тома на материалах по Таджикистану (Самарина, Мартынова, 1966). Узловые значения минерализации «сняты» с кривых, отражающих зависимость поведения главных ионов и «специфических» компонентов от минерализации воды. Поскольку в узлах — местах пересечения отдельных кривых — происходит перестройка химического состава воды, они (т. е. узловые значения минерализации) могут быть положены в основу при подразделении вод по величине минерализации. Для Таджикистана принята следующая классификация вод:

очень пресные . .	$<0{,}1$ *г/л*;
пресные	0,1—1,0 *г/л* (среди них 0,1—0,3; 0,3—0,5; 0,5—1,0),
соляные	1—35 *г/л* (среди них 1—3, 3—5, 5—10; 10—35);
рассолы	>35 *г/л* (среди них 35—75, 75—150 и т. д).

Глава IV

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРО-ТАДЖИКСКОГО РЕГИОНА**

Северо-Таджикский регион охватывает юго-западную часть Кураминского хребта, обособленный горный массив Моголтау, Мирзаратскую и Сардобскую впадины; на юге по Северо-Ферганскому краевому

* По оси абсцисс откладывается величина минерализации, по оси ординат — содержание компонента в *экв*-%.

** В схеме районирования СССР входит как район третьего порядка в систему гидрогеологических массивов и малых артезианских бассейнов Западного Тянь-Шаня.

разлому он граничит с Ферганским артезианским бассейном. В его пределах развиты преимущественно трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды, пластово-поровые и пластово-трещинные воды распространены во впадинах, пластово-поровым водам основная роль принадлежит в долинах рек и саев.

В Северо-Таджикском регионе выделяются:

1) воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных четвертичных отложений (Q) — пластовые поровые;

2) воды пролювиально-аллювиальных средне- и верхнечетвертичных отложений (Q_{II-III}) — пластовые поровые;

3) воды верхнемеловых—палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные и поровые;

4) воды отложений верхнего палеозоя (Pz_3) — трещинные: грунтовые и жильные;

5) воды отложений среднего девона — нижнего карбона (D_2—C_1) — трещинные: грунтовые, карстовые и жильные;

6) воды нерасчлененных отложений девона (D) — трещинные: грунтовые и жильные;

7) воды отложений нижнего палеозоя (Pz_1) — трещинные грунтовые.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q)

Пролювиально-аллювиальные отложения четвертичного возраста (нерасчлененные) развиты в долинах рек и саев Кураминского хребта и гор Моголтау. Представлены они валунами, галечниками, песками, реже супесями и суглинками. Характерно изменение литологического состава четвертичных отложений по мере удаления от истоков саев: в верховьях залегают главным образом валуны и галечники, в устьях в разрезе толщи увеличивается роль песков. Почти повсеместно четвертичные отложения перекрывают палеозойские и лишь в устьях отдельных саев залегают на мел-палеогеновых отложениях. Мощность их изменяется в широких пределах (от 1—5 до 50—100 *м* и более) и зависит от протяженности рек и саев, уклона их русел, постоянства водных потоков и пр. Коэффициент фильтрации песков и супесей около 20 *м/сутки*, песков и галечников 35—75 *м/сутки*, галечников и валунов более 100 *м/сутки*.

Грунтовые воды нерасчлененных четвертичных отложений питают многочисленные родники, а также вскрываются скважинами и колодцами. Режим их уровня свидетельствует о тесной гидравлической связи с трещинно-грунтовыми водами палеозойских магматических пород.

Глубина залегания грунтовых вод в верховьях саев 1—3 *м*; в некоторых случаях они выходят на поверхность, давая начало родникам. Последние приурочены к суженным местам долин, их дебиты несколько литров, иногда десятки литров в секунду. По мере движения потоков вод вниз по долинам глубина залегания зеркала грунтовых вод возрастает до 10—30 *м*.

Водообильность четвертичных отложений связана с их литологическим составом. Дебиты скважин, вскрывающих потоки грунтовых вод в саях, колеблются от десятых долей литра в секунду до 20 *л/сек* и более. В Сардобсае, Карамазарсае и Гудассае наиболее водообильны отсортированные валунно-галечниковые отложения пойменной и первой надпойменной террас. В приустьевых частях отдельных саев (Карамазарсай, Пунуксай и др.) воды четвертичных отложений обладают напором, а дебит скважин при самоизливе достигает 2—3 *л/сек*.

Грунтовые воды рек и саев пресные. Наиболее низкая минерализация (0,1—0,2 *г/л*) характерна для их верховьев. При движении вод вниз по уклону русел минерализация возрастает до 0,3— 0,6 *г/л*. Преобладают гидрокарбонаты кальция, реже сульфаты кальция.

Режим грунтовых вод тесно связан с атмосферными осадками и расходом поверхностных потоков. Годовая амплитуда колебания их уровня составляет 5—6 *м*. Наиболее высокое положение зеркала вод отмечается в апреле—мае, низкое — в зимние месяцы.

Естественные ресурсы грунтовых вод определены по долинам многих саев и рек. Они значительно колеблются по сезонам года и увеличиваются с приближением к устьям. Так, по Сардобсаю расход потока грунтовых вод составляет в верховьях 16 *л/сек* (максимум) и 8,6 *л/сек* (минимум), в устье соответственно 250 и 72 *л/сек*. В отдельных саях подсчитаны эксплуатационные ресурсы грунтовых вод.

Грунтовые воды четвертичных отложений имеют большое народнохозяйственное значение и широко используются для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II-III})

В Мирзараватской и Сардобской впадинах обнажаются только верхнечетвертичные отложения, скважинами вскрыты также среднечетвертичные Вся нерасчлененная средне-верхнечетвертичная толща (Q_{II-III}) сложена валунно-галечниковыми и гравийно-галечниковыми отложениями; выдержанных по площади водоупоров в ней нет, поэтому водоносность толщи рассматривается в целом. Характерна неоднородность толши по литологическому составу, что связано с условиями ее формирования· она образована потоками вод, спускавшихся с гор, и представляет собой слившиеся конусы выноса отдельных рек и саев. Мощность четвертичных отложений в северо-восточной части Мирзараватской впадины не превышает 15—20 *м*, к западу она возрастает и у юго-западной окраины впадины достигает 274,5 *м*. Аналогично изменяется мощность четвертичных отложений и на Сардобской впадине: в раионе устья Сардобсая она составляет около 50 *м*, а близ селения Янтак 394 *м*.

В Мирзараватской впадине в зоне аэрации коэффициент фильтрации четвертичных отложений колеблется от 0,03 до 3 *м/сутки*; наблюдается увеличение его по мере приближения к окружающим впадину горам В зоне насыщения коэффициент фильтрации составляет 5—16,5 *м/сутки*. Засоленность грунтов по площади неодинакова. Наибольшее количество водорастворимых солей в верхней части разреза (до глубины 1,5—2 *м*) обнаружено на востоке и северо-востоке впадины и достигает по данным водных вытяжек из пород 1,1%; основной солью является гипс. В юго-западном направлении засоленность уменьшается и у периферии впадины не превышает 0,1%; в составе солей начинают преобладать гидрокарбонаты кальция и натрия.

Грунтовые воды четвертичных отложений не имеют сплошного распространения; они движутся в виде отдельных потоков в отложениях переуглубленных русел древних и современных долин. Разведочными работами выявлены два крупных потока. Один приурочен к отсортированным гравийно-галечниковым отложениям древней долины р. Уткемсу, проходящей через «Тюябугузскую горловину», а другой примерно совпадает с сухим руслом реки. Наиболее детально изучен поток грунтовых вод, движущийся в сторону «Тюябугузской горловины» шириной около 350 *м*; воды этого потока приурочены к сравни-

тельно однородной песчано-галечниковой и валунно-галечниковой толще мощностью до 60 *м*. Хуже изучен поток грунтовых вод, направление которого совпадает с современным руслом р. Уткемсу. Данные по обоим потокам приведены в табл. 6.

Таблица 6

Некоторые параметры потоков грунтовых вод Тюябугуз и Уткемсу

Наименование потока	Глубина залегания воды, *м*	Удельные дебиты скважин, *л/сек*	Суммарный расход потока, *л/сек*		Минерализация воды, *г/л*	Химический тип воды
			макс. (август)	мин. (январь)		
Тюябугуз	~ 15	До 18	252	234	0,67	Сульфатный (SO_4 — Na)
Уткемсу	18—58	0,0048	88,5	—	0,64—1,0	Сульфатный (SO_4 — Na)

Наименование потока	Азотистые соединения, *мг/л*		Данные по растворенному газу			Микроорганизмы
	NO_2^-	NH_4^+	Газовый состав	Газонасыщенность, *мг/л*	$\frac{He + Ne}{Ar}$	
Тюябугуз	0,1	0,2	$N_2 — O_2 — CO_2$	15,8	0,0036	Денитрификаторы
Уткемсу	0,01	0,2	Не определялись			

Кроме этих крупных потоков, по-видимому, имеется еще ряд более мелких — в пролювиальных отложениях саев, пропиливающих горы Карамазар и Моголтау. Воды их, за редким исключением, не разгружаются на поверхность, а уходят по хорошо проницаемым четвертичным отложениям конусов выноса на глубину. Известен лишь один случай, когда воды подруслового потока сая, берущего начало в горах Моголтау у перевала Бадамбек, разгружаются во впадине у кишлака Ханрават. Здесь известно несколько родников. По данным режимных наблюдений максимальный расход (2,8 *л/сек*) одного из наиболее крупных родников отмечен в конце апреля, минимальный (0,1 *л/сек*) — в январе. Температура воды изменяется от 12° С в зимне-весеннее время до 19° С — в августе. Вода пресная, минерализация 0,72 *г/л*. Химический тип сульфатный (SO_4—Na), состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Растворенный газ азотно-углекисло-кислородный, газонасыщенность 16,33 *мл/л*, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,0017.

Сплошное зеркало грунтовых вод наблюдается у юго-западной периферии впадины (рис. 24), где, по данным В. Е. Онуфрея, все скважины, расположенные примерно по линии, идущей в меридиональном направлении юго-восточнее сел. Янтак, вскрыли воду. Глубина до воды на этом участке колеблется от 22 *м* на севере впадины до 53 *м* в ее центральной и до 66 *м* в южной частях. Максимальная мощность водоносного горизонта около 220 *м*, максимальные удельные дебиты скважин достигают 16 *л/сек*, минерализация воды 0,5—0,6 *г/л*. Наибольшие водопритоки характерны для скважин, расположенных в центральной и северной частях впадины. Сплошное зеркало грунтовых вод у ее юго-

западной окраины, по-видимому, образуется в результате слияния потоков вод впадины с водами аллювиальных отложений Дальверзинской равнины.

Режим грунтовых вод неодинаков в различных частях впадины. На площадях, примыкающих к современному руслу р. Уткемсу, режим грунтовых и поверхностных вод совпадает. Наиболее высокое положение уровня грунтовых вод отмечается в мае, низкое — в декабре. В «Тюябугузской горловине» максимальное положение уровня установлено в октябре, минимальное — в марте.

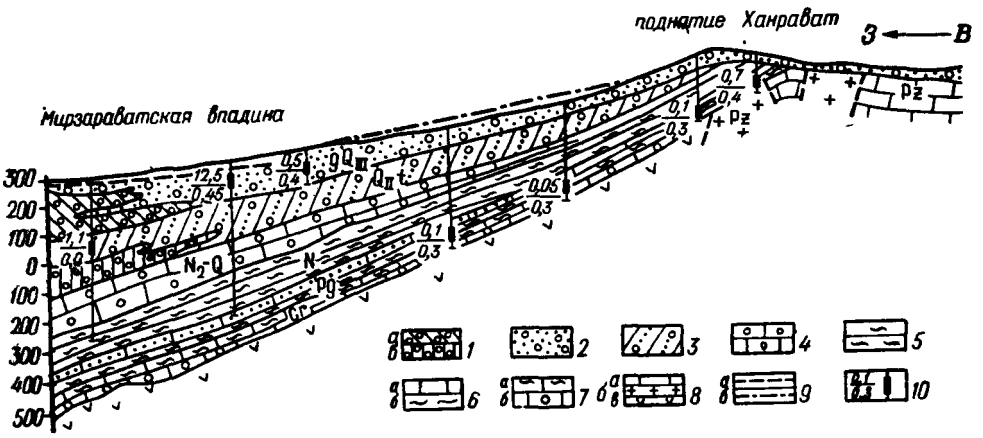


Рис. 24. Гидрогеологический разрез Мирзараватской впадины

Верхнечетвертичные отложения: *1а* — суглинки с мелкой галькой; *1б* — мелкий галечник с суглинистым заполнителем; *2* — валунно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем. Среднечетвертичные отложения *3* — валунно-галечные уплотненные отложения с суглинистым заполнителем Неоген-древнечетвертичные отложения *4* — конгломераты на известково-кремнистом цементе. Неогеновые отложения: *5* — глины плотные. Палеогеновые отложения: *6а* — песчанки на глинистом цементе; *6б* — известняки. Меловые отложения: *7а* — известняки; *7б* — базальные конгломераты. Палеозойские породы: *8а* — известняки; *8б* — гранодиориты; *8в* — эффузивы. Гидрогеологические характеристики: *9а* — уровень грунтовых вод; *9б* — уровень напорных и субнапорных вод; *10* — опорные скважины; интервал опробования: слева — в числителе — удельный дебит (*л/сек*), в знаменателе — минерализация (*г/л*)

К настоящему времени оценены естественные ресурсы грунтовых вод четвертичных отложений и на отдельных участках подсчитаны эксплуатационные запасы по высоким промышленным категориям. Естественный расход потока грунтовых вод, движущихся по впадине, 850—880 *л/сек.*

В Сардобской впадине четвертичные отложения близ поверхности представлены главным образом супесями и суглинками; коэффициент фильтрации их в зоне аэрации колеблется от 0,14 до 0,38 *м/сутки.* В зоне насыщения на глубине 10—30 *м*, где в разрезе четвертичной толщи основная роль принадлежит пескам и галечникам, коэффициент фильтрации увеличивается до 0,6—30,4 *м/сутки.* Сумма солей в водных вытяжках из четвертичных пород в большинстве случаев не превышает 0,1%, причем соли являются гидрокарбонатными кальциевыми. Лишь у западной и южной окраин впадины отмечены более засоленные породы с количеством солей (преимущественно гипсовых) до 0,5%.

Грунтовые воды вскрыты на глубине до 25 *м.* Удельные дебиты скважин достигают 7,5 *л/сек.* Минерализация вод не превышает 0,37 *г/л*; воды главным образом гидрокарбонатные кальциевые. На юго-западе впадины на глубине 3—5 *м* в супесях и суглинках скважины и колодцы вскрывают верхнюю часть водоносного горизонта чет-

вертичных отложений. Минерализация этих вод изменяется от 1 до 7 *г/л*, воды сульфатные натриевые и кальциевые.

Режим грунтовых вод впадины изучался на ее юго-западной периферии. Минимум в положении уровня вод здесь характерен для октября—ноября, максимум — для марта—апреля.

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Cr_2 - Pg$)

Отложения верхнего мела и палеогена развиты в Мирзараватской и Сардобской впадинах (где они вскрываются скважинами на различных глубинах), а также в Кураминских горах. Естественные обнажения их отмечены в бортах впадин и на небольших «столовых» останцах древнего пенеплена Кураминских гор (урочище Товак, Саттарское, Табошарское плато и др.). Верхний мел представлен преимущественно песчаниками и глинами пестрой окраски мощностью около 80 *м*. В строении палеогеновой толщи участвуют пески, песчаники, глины, известняки, мергели, гипсы общей мощностью до 240 *м*.

Водоносность пород верхнего мела и палеогена установлена по редким родникам и данным бурения. В этой толще из-за отсутствия регионально выдержанных водоупоров не могут быть выделены отдельные водоносные горизонты.

Меловые отложения засолены незначительно и содержат до 0,075% водорастворимых солей; в большинстве случаев преобладают гидрокарбонатные соли кальция и натрия, реже сульфатные соли кальция и натрия. Более интенсивно засолены палеогеновые породы, в нижней части разреза которых встречаются прослои гипса; сумма солей в них по данным водных вытяжек колеблется от 0,088 до 0,22%.

В Кураминских горах отложения верхнего мела — палеогена распространены на небольших участках. Обводненность этих пород определяется их положением в рельефе и структурными особенностями. Большей частью они являются вместилищами «транзитных» вод, движущихся из высокорасположенных районов, в строении которых участвуют породы палеозоя. Например, на участке, примыкающем к сел. Токмак, к верхнему мелу — палеогену приурочено несколько родников с дебитами от 0,001 до 1—5 *л/сек*, минерализация воды 0,6—1,2 *г/л*, состав преимущественно сульфатный кальциевый. Геологические и геоморфологические условия этого участка, а также его небольшие размеры позволяют предполагать, что в его пределах разгружаются потоки трещинно-грунтовых вод вулканогенных образований палеозоя, формирующиеся в районе высокоподнятого хребта Алтынтопкан.

В Мирзараватской и Сардобской впадинах породы верхнего мела — палеогена образуют самостоятельный водоносный комплекс. Они вскрыты скважинами в северо-восточной, центральной и юго-западной частях Мирзараватской впадины на различной глубине. В Сардобской впадине, у ее юго-западной окраины, скважинами пройдена лишь верхняя часть палеогеновых отложений.

Наиболее близко к поверхности породы верхнего мела — палеогена залегают в Мирзараватской впадине, в антиклинальном поднятии у кишлаков Мирзарават и Ханрават (см. рис. 24). Они перекрыты здесь четвертичными отложениями мощностью несколько метров. К северу, югу и западу глубина залегания кровли мел-палеогеновых отложений возрастает, мощность их с северо-востока на юго-запад увеличивается от 8 до 250 *м* соответственно погружению в этом направлении палеозойского фундамента впадины.

По данным О. Х. Шахбазиди, мел-палеогеновая толща характеризуется сравнительно хорошей проницаемостью. Коэффициенты фильтрации алайских слоев палеогена достигают 3—11,7 *м/сутки*, меловых — 9 *м/сутки*.

Глубина вскрытия подземных вод неодинакова (от 15,5 до 419 *м*) и зависит от геологических и геоморфологических условий отдельных участков. Воды имеют напор, величина которого также неодинакова на различных площадях. Глубины залегания вод и напоры минимальны в районе антиклинального поднятия у кишлака Ханрават; к западу и юго-западу от него происходит резкое погружение уровня вод и увеличение напоров, обеспечивающих самоизлив скважин на юго-западе впадины.

Водообильность мел-палеогеновых отложений сравнительно невелика, удельные дебиты скважин не превышают 0,6 *л/сек*, наиболее часто 0,01—0,2 *л/сек*; минерализация вод 0,3—0,5 *г/л*, тип вод сульфатный (SO_4—Na), в составе преобладают гидрокарбонаты кальция и натрия.

На рассматриваемой территории естественная разгрузка подземных вод мел-палеогеновых отложений отсутствует. Известен лишь один родник с дебитом 0,6—0,7 *л/сек*, расположенный на восточной окраине кишлака Мирзарават. Выходы воды приурочены к ядру антиклинальной складки. Сухой остаток воды 0,34 *г/л*, тип сульфатный (SO_4—Na), состав гидрокарбонатный кальциевый. Растворенный газ азотно-кислородный, газонасыщенность 15,9 *мл/л*, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,006. В воде обнаружены денитрификаторы, нитрификаторы и сульфатредуцирующие микроорганизмы.

Естественный расход потока пластовых вод мел-палеогеновых отложений, определенный западнее кишлака Мирзарават, достигает 434,6 *л/сек*. Не исключено, что в юго-западной части впадины он окажется более высоким.

Воды палеогеновых отложений Сардобской впадины вскрыты лишь одной скважиной у юго-западной окраины. Глубина их залегания здесь 521 *м*, приурочены они к песчаникам; данные о дебите скважины и химическом составе воды отсутствуют.

ВОДЫ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Pz_3)

Верхнепалеозойские отложения широко распространены на территории Кураминского хребта и гор Моголтау, занимая более 80% их площади. Они объединяют эффузивные и интрузивные образования преимущественно кислого и среднего состава.

Водоносность магматических пород связана с системами трещин, имеющих преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание и в естественных обнажениях близ поверхности чаще всего зияющих. Ширина просветов колеблется от долей миллиметра до 10 *мм*, однако преобладающие значения не превышают 5 *мм*. Удельная густота трещин не более 5 на 1 $м^2$. Модуль трещиноватости в среднем 1—5%. Наибольшие модули характерны для пород, зажатых в узких протяженных блоках между крупными разрывными нарушениями; максимальная ширина типична для трещин, ориентированных параллельно разломам (рис. 25). Проникновение региональной трещиноватости на глубину ограничено; обводненные породы встречены на глубинах до 60—80 *м*.

Количество водорастворимых солей в магматических породах большей частью колеблется от 0,045 до 0,08%. Состав водных вытя-

жек однотипен: преобладают гидрокарбонаты, подчиненную роль играют сульфаты и хлориды; из катионов наиболее характерны кальций и натрий. Исключение представляют водные вытяжки из пород зон дробления отдельных разломов с сульфидным оруденением, содержание водорастворимых солей в которых повышено до 0,2%. Установлено, что состав и концентрация вытяжек зависят от гипсометрии: с понижением рельефа заметно увеличивается содержание водорастворимых солей и возрастает количество сульфатов кальция и натрия.

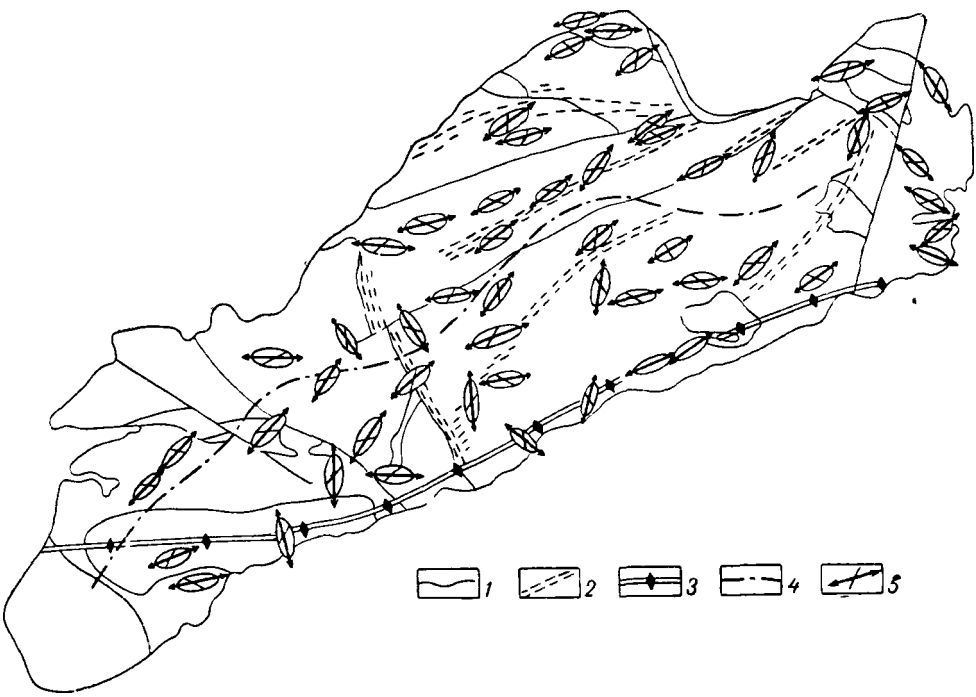


Рис. 25. Основные направления максимально приоткрытых трещин магматических пород верхнего палеозоя (Северо-Таджикский регион, горы Моголтау):

1 — разломы; *2* — дайковые пояса; *3* — палеозойские антиклинали; *4* — водоразделы, *5* — места замера трещин. Стрелкой показано направление системы трещин с максимальной шириной просвета, тонкой линией — направление системы с наибольшей густотой трещин

С магматическими породами связаны многочисленные родники; подземные воды вскрыты также разведочными выработками. По особенностям залегания подземных вод и условиям разгрузки родники можно разделить на три группы: а) приуроченные к региональной трещиноватости пород, питающиеся трещинно-грунтовыми водами; б) приуроченные к пролювиальным отложениям небольших саев и также питающиеся главным образом трещинно-грунтовыми водами; в) приуроченные к локальной трещиноватости пород, питающиеся трещинно-жильными водами.

Родники первых двух групп, связанные с трещинно-грунтовыми водами, характеризуют водоносность интрузивных и эффузивных пород. Как видно из табл. 7, в которой учтены родники всех групп, по величине преобладающих (фоновых) дебитов интрузивные и эффузивные породы не отличаются друг от друга. Фоновыми в том и другом случае являются дебиты, изменяющиеся в двух интервалах — 0,1—0,5 *л/сек* и менее 0,1 *л/сек*. Небольшое число родников имеют де-

Таблица 7

Распределение родников (в %) с различными дебитами

Породы	Дебит, *л/сек*						Общее количество родников
	<0,01	0,1—0,5	0,5—1,0	1,0—5,0	5,0—10,0	>10	
Эффузивные	36,7	38,2	6,7	13,8	2,6	2,3	130
Интрузивные	27,1	36,8	16,1	19,4	—	0,7	155

биты 1—5 *л/сек* и более; они, как правило, принадлежат к третьей группе.

Примерно одинаковая водообильность интрузивных и эффузивных пород подтверждается данными, полученными при проходке горных выработок. Так, на площади месторождения Джеркамар, расположенного у подножия южного склона Кураминского хребта, в интрузивных породах шахтой на глубине 37,5 *м* были вскрыты подземные воды, давшие водоприток около 0,3 *л/сек*. В одной из шахт Канимансурского месторождения, заложенной в эффузивных породах, при глубине ее 68 *м* водоприток составил около 0,5 *л/сек* и т. д.

Важная роль в обводненности магматической толщи принадлежит рельефу, в зависимости от которого закономерно изменяются дебиты родников обеих групп, причем по-разному для каждой из них. Максимальные дебиты родников первой группы (до 30 *л/сек*) отмечены на высоких гипсометрических уровнях, близ водоразделов, где распространены снежники. На низких гипсометрических отметках в предгорьях Кураминского хребта практически нет крупных источников; преобладающими здесь являются родники с дебитами менее 0,01, реже до 0,1 *л/сек*. Со снижением абсолютных отметок не только падают дебиты, но и резко уменьшается количество родников: они широко распространены в приводораздельных районах Кураминского хребта и единичны в его предгорьях. Об уменьшении обводненности магматических пород свидетельствует также величина модуля родникового стока, который довольно резко падает в направлении от вершины к подножию Кураминского хребта (от 0,52 до 0,05 *л/сек/км*^{2} на отдельных участках).

Дебиты родников второй группы, наоборот, увеличиваются со снижением гипсометрии. Эти родники образуются в результате разгрузки подрусловых потоков саев на участках крутого перегиба русел, а также в местах уменьшения мощности и изменения гранулометрического состава отложений русел. Чем дальше от верховьев саев расположены родники, тем при прочих равных условиях больше их дебиты. Но несмотря на явное увеличение дебитов родников второй группы, со снижением высоты модули родникового стока, вычисленные с учетом всех водопроявлений, падают, что объясняется резким уменьшением количества родников обеих групп от водоразделов к предгорьям.

Важная роль в гидрогеологии Северо-Таджикского региона принадлежит трещинно-жильным водам магматических пород. Эти воды приурочены к зонам разломов, степень обводненности которых в значительной мере зависит от характера материала, заполняющего трещины, и величины или порядка разломов. Как показывают наблюдения, наибольшими расходами отличаются родники, располагающиеся в зонах дробления и расширенной трещиноватости пород, тяготеющих к самым крупным разломам — Железному и Редкометальному,— которые прослеживаются до высокогорных частей Кураминского хребта и примерно совпадают с направлением хребта Алтын-Топкан. В пределах зон дробления, сопровождающих эти разломы, и

протяженных блоков, ограниченных ими, находятся многочисленные родники с дебитами 2—10 *л/сек*, расположенные по бортам Сараймардансая, Мыскансая и др. С разломами более высокого порядка — Алтын-Топканским, Чалатинским и другими — связаны родники с меньшими дебитами (0,5—1 *л/сек*). В горах Моголтау к самым крупным разломам — Становому и Карагызтуганскому — приурочены родники, имеющие дебит 1—1,5 *л/сек*.

Значительная роль в обводненности отдельных площадей принадлежит также дайковым поясам и трещинам, сопровождающим разломы, выполненным глинистым материалом или различными жильными породами. Гидрогеологическое значение подобных структур зависит от их величины или порядка, а также и от геоморфологических и орографических условий той или иной территории. Разломы и дайковые пояса, секущие вкрест основные орографические элементы, частично, а иногда и полностью нарушают гидрогеологическую связь высокогорных районов с низкогорными. Роль этих структур нередко сводится к подпору трещинно-грунтовых вод и выходу их на поверхность высоко в горах. Например, в пределах массива, заключенного между реками Уткемсу и Карамазарсаем (Баштавакский водораздел), такую роль играют главный Карамазарский дайковый пояс, Дайковый разлом и др.; они нарушают связь между высокоподнятым Баштавакским водоразделом, хребтом Кызылчеку и опущенными участками мелкосопочника северной окраины Самгарской впадины, вследствие чего на территории мелкосопочника имеется очень мало родников и характеризуются они низкими дебитами. В случае, когда направление разрывных нарушений совпадает с орографическими элементами, вдоль линии простирания разломов по региональным и локальным трещинам согласно общему погружению структур и рельефа из высокогорных районов могут поступать обильные потоки подземных вод. Примером таких дизъюнктивных нарушений являются разломы, прослеживающиеся по южному склону Алтын-Топканского хребта, к которым приурочены многочисленные источники с дебитами до 1 *л/сек* и более.

В горах Моголтау большую роль в обводненности отдельных площадей играют Южно- и Северо-Моголтауские дайковые пояса, вдоль линии простирания которых потоки вод, идущие от водораздела к подножиям, отклоняются в юго-западном и юго-восточном направлениях и не достигают предгорий; наличие этих потоков подтверждается обилием родников высоко в горах. Повышенной обводненности блоков пород также способствуют Каракызтуганский и Становой разломы. На площади, ограниченной ими, располагается около 50% всех зафиксированных в районе Моголтау родников. Значительной обводненностью характеризуются блоки, примыкающие с востока к Контактовому разлому. Он является своего рода экраном, который преграждает путь водам, движущимся вдоль Станового разлома. Разлом и сам, пропиленные параллельно линии его простирания, способствуют разгрузке большого количества подземных вод; родники, как правило, имеют расходы до 5 *л/сек*.

Таким образом, разломы и дайковые пояса выполняют различные гидрогеологические функции: материал заполнителя трещин определяет наличие или отсутствие трещинно-жильных вод; совпадение или несовпадение простирания разрывных структур и орографических элементов обусловливает долю участия трещинно-жильных вод в формировании общих ресурсов подземных вод того или иного района.

Подземные воды магматических пород пресные и солоноватые. Из табл. 8 видно, что фоновые значения минерализации одинаковы для родников, связанных с интрузивными и эффузивными толщами, и со-

Таблица 8

Распределение родников (в %) с различной минерализацией воды

Породы	Минерализация, г/л				
	<0,1	0,1—0,3	0,3—0,5	0,5—1,0	>1,0
Интрузивные	3,9	38,10	37,5	17,0	3,3
Эффузивные	4,3	43,4	25,4	18,3	8,1

ставляют 0,1—0,5 *г/л* (соответственно 75 и 69% от общего количества водопунктов).

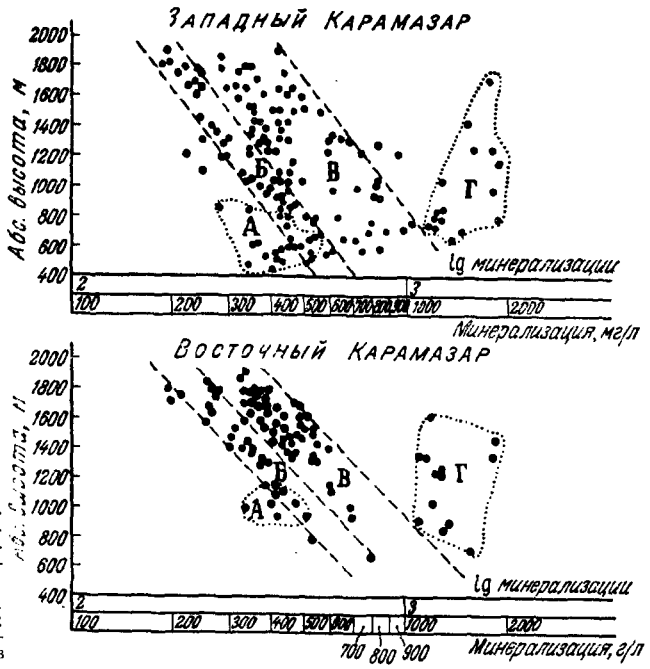


Рис. 26. Зависимость минерализации воды от гипсометрического положения водопункта (Северо-Таджикский регион):
А — подрусловые потоки; Б — воды эффузивных пород; В — воды интрузивных пород; Г — воды зон разломов

Однотипны подземные воды магматических пород и по химическому составу. Подавляющее большинство родников (соответственно 83 и 77%) характеризуется гидрокарбонатно-сульфатными кальциево-натриевыми водами и лишь незначительная часть — сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-натриевыми.

В Северо-Таджикском регионе выявлена отчетливая связь минерализации и химического состава трещинно-грунтовых вод с рельефом. Со снижением гипсометрических отметок происходит увеличение минерализации вод (рис. 26), изменение химического типа вод от карбонатного до сульфатного и смена преобладающих компонентов. Исключением являются лишь воды месторождений сульфидных руд, заметно обогащенные сульфатами, вследствие чего минерализация этих вод повышена. Такие воды отмечены в районе месторождений Баритовая горка, Замбарак, Канимансур и др.

Температура подземных вод магматических пород колеблется от 8—10 до 20—22° С. На рис. 27 видно, что изменение температуры зависит от гипсометрии — с увеличением высоты температура падает, следуя за средней многолетней температурой воздуха.

Растворенные газы трещинно-грунтовых и трещинно-жильных вод магматических пород азотно-кислородно-углекислые, в отдельных случаях чисто азотные. Отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,0007—0,01, что свидетельствует о принадлежности вод к верхней гидродинамической зоне. Из определявшихся форм микроорганизмов во всех пробах найдена группа, развивающаяся на мясопептонном бульоне (МПБ); количественный учет ее дает общее представление о микробиологической заселенности подземных вод. Из других групп только денитрификаторы (продуцирующие азот) оказались во всех пробах; в некоторых обнаружены сульфатредуцирующие бактерии.

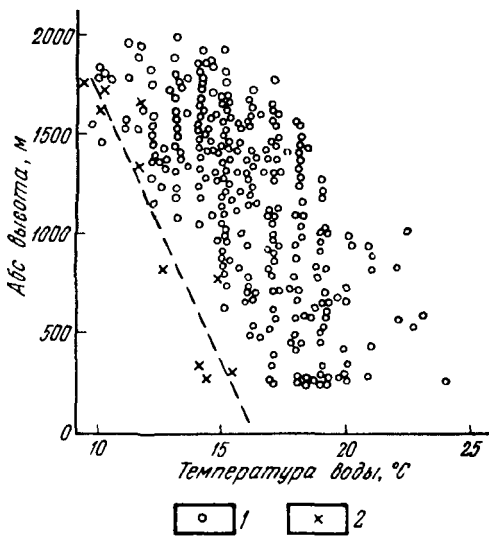


Рис. 27. Зависимость температуры воды от гипсометрического положения водопункта (Северо-Таджикский регион):
1 — температура воды, *2* — среднегодовая многолетняя температура воздуха

Наблюдения за режимом подземных вод магматических пород ведутся преимущественно в районах наиболее крупных рудных месторождений Северо-Таджикского региона. По данным А. О. Буторина, в горных выработках на территории Наугарзанского месторождения максимальные расходы вод зафиксированы в марте—мае, минимальные — в сентябре—октябре, т. е. полностью совпадают с режимом атмосферных осадков. Наблюдения на площади Гудасского месторождения позволяют дифференцировать подземные воды по их режиму в зависимости от условий залегания вод. Так, трещинно-грунтовые воды, вскрытые шурфами на небольшой глубине, имеют максимальный уровень в апреле, что совпадает с максимумом атмосферных осадков; затем уровень постепенно падает и достигает минимального значения в сентябре. Трещинно-жильные воды этого же месторождения, вскрытые шахтой, имеют наибольший уровень в сентябре, т. е. в период, когда атмосферных осадков выпадает очень мало, что указывает на некоторую отдаленность областей питания вод, приуроченных к зоне дробления Гудасского разлома.

Весь комплекс рассмотренных гидрогеологических показателей магматических пород — химический и газовый состав подземных вод, температурные особенности, условия режима и пр.— свидетельствует о том, что среди них нет вод глубокой циркуляции. Трещинно-жильные воды по ряду признаков (температуре, химическому и газовому составу) также должны быть отнесены к верхней гидродинамической зоне, ее нижнему этажу, который контролируется наиболее глубокими врезами гидрографической сети.

Трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды магматических пород имеют большое практическое значение. Они питают подрусловые потоки крупных саев и речных долин, на основе которых решаются вопросы водоснабжения промышленных предприятий и населенных пунктов. В горных поселках трещинно-грунтовые воды повсеместно используются жителями для питья и орошения.

ВОДЫ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ДЕВОНА — НИЖНЕГО КАРБОНА ($D_2 - C_1$)

Отложения среднего девона — нижнего карбона занимают сравнительно небольшие площади в юго-западных частях Западного Карамазара и Моголтау, на северном склоне Алтын-Топкана и у сел. Кансай (гряда Окуртау). Они слагают блоки различных размеров, ограниченные разломами. Представлены преимущественно известняками и доломитами. Общая мощность толщи около 4350 *м*.

Водоносность этих пород связана с их трещиноватостью и наличием карста. Трещины, изученные в естественных обнажениях, главным образом зияющие у поверхности, шириной 1—5 *мм*, объединяются в пять систем: 20—30, 40—60, 80—90, 300—330, 350—10°. Густота трещин не превышает 5 на 1 $м^2$, модуль в среднем 1—5%. Максимальные величины модуля типичны для систем с направлением 40—60 и 350—10°. Коэффициент фильтрации известняков, залегающих ниже речного вреза, по данным откачек из одиночных скважин на месторождении Ташбулак, составляет 0,4—0,5 *м/сутки*. Из водорастворимых солей в известняках преобладают гидрокарбонаты кальция; в меньших количествах содержатся сульфаты и хлориды натрия. Сумма солей в водных вытяжках не превышает 0,06—0,08%.

Подземные воды карбонатных отложений питают родники, а также вскрыты горными выработками и скважинами. Несмотря на незначительное распространение этих пород, они оказывают существенное влияние на гидрогеологические условия отдельных участков (Алтын-Топканское рудное поле, месторождения Курусай, Такели и др.).

Родники, приуроченные к известнякам, имеют малые дебиты (0,01—0,15 *л/сек*); в большинстве случаев они носят сезонный характер и при отсутствии атмосферных осадков многие из них иссякают. В период максимального истощения подземных вод в Северо-Таджикском регионе исключительно редко встречаются высокодебитные родники, связанные с известняками. В то же время сравнительно мощные источники приурочены к зонам разломов, в пределах которых известняки обычно интенсивно карстуются. Так, на площади Западного Карамазара наиболее обводнены карстующиеся известняки, контактирующие с другими породами по разломам, которые сопровождаются открытой расширенной трещиноватостью и прослеживаются до высокогорных частей Кураминского хребта. По этим трещинам движутся обильные потоки подземных вод, аккумулирующиеся затем в карстовых полостях известняков. Примером такого участка может служить блок известняков, зажатый между Алтын-Топканским и Чалатинским разломами; родник Айгырбулак, приуроченный к этому блоку, имеет постоянный расход 5 *л/сек*. В юго-западной части гор Моголтау интересен участок, расположенный в 2 *км* юго-восточнее перевала Мазарбель. На этом участке к контакту известняков с нижнепалеозойскими породами и небольшим интрузивом приурочено несколько родников, с суммарным дебитом около 6 *л/сек*. По-видимому, здесь разгружаются воды, формирующиеся за счет потока, идущего вдоль Станового разлома.

По данным Д. И. Щеголева и Н. И. Толстихина (1939), Н. И. Плотникова, М. В. Сыроватко и др. (1957), известняки нередко являются коллекторами «транзитных» вод, которые они могут уводить и накапливать ниже местного вреза гидрографической сети. В Северо-Таджикском регионе это подтверждается горными выработками, пройденными ниже местного базиса дренирования, которые дают повышенные расходы вод при определенном постоянстве режима; довольно часто скважины вскрывают напорные воды. Менее обводнены известняки, изолированные от окружающих пород экранирующими разломами и дайковыми поясами. Примером такого участка служат блоки известняков Курусайского и Кансайского месторождений, где в шахтах, пройденных ниже вреза гидрографической сети, водопритоки не превышают *1 л/сек.*

Воды карбонатных пород пресные, минерализация их чаще всего не более 1 *г/л*. Воды с низкой минерализацией (0,2—0,3 *г/л*) характерны для приподнятых блоков, которые дренируются гидрографической сетью; такие воды отмечены у водораздельной части хребта Алтын-Топкан. В предгорьях минерализация увеличивается до 0,5—1 *г/л*. Наиболее минерализованы (до 1—3 *г/л*) воды, циркулирующие ниже местного вреза гидрографической сети. Воды, разгружающиеся у водоразделов, карбонатного типа, состав гидрокарбонатный кальциевый. Для предгорий характерны воды сульфатного типа (SO_4—Na), преимущественно сульфатные кальциевые. Растворенные газы азотно-кислородные, реже чисто азотные, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,007 и 0,0006. В водах обнаружены бактерии, развивающиеся на МПБ, а также денитрификаторы.

Режим подземных вод карбонатных отложений зависит от атмосферных осадков. Более четко эта зависимость проявляется для вод, циркулирующих выше базиса дренирования, но ей подчинены также воды, залегающие ниже речного вреза. По данным О. Х. Шахбазиди, максимальные водопритоки во все горные выработки месторождений Кансай, Курусай, Алтын-Топкан и др. наблюдаются в апреле, минимальные в декабре—январе.

В настоящее время подземные воды карбонатных пород используются мало, хотя на отдельных площадях они обладают значительными запасами. Например, в пределах Алтын-Топканского рудного поля через толщу карбонатных пород, залегающих ниже вреза местной гидрографической сети, проходит поток с расходом 446,7 *л/сек* (О. Х. Шахбазиди). По-видимому, в дальнейшем воды этого потока будут использованы для нужд предприятий и питья.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА (D)

Девонские вулканогенные породы залегают на небольших площадях в юго-западной части гор Моголтау и Калганата. Среди них различают катрангинскую и калганатинскую свиты. Первая представлена чередующимися терригенными породами и эффузивами среднего состава; вторая — туфами, туфобрекчиями и лавами липаритовых и дацитовых порфиров. Общая мощность толщи около 1100 *м*.

Породы разбиты многочисленными трещинами, которые объединяются в две системы: 50 и 180°. Ширина просветов трещин в среднем 1—5 *мм*, удельная густота около 5 на 1 $м^2$, модуль трещиноватости менее 5%. Сумма водорастворимых солей в вытяжках их эффузивных пород не превышает 0,15%; преобладают сульфаты натрия и гидрокарбонаты кальция.

В Северном Таджикистане не обнаружено ни одного родника, приуроченного к девонским отложениям. Это объясняется тем, что они развиты на небольших участках, ограниченных экранирующими разломами; по-видимому, породы сдренированы (так они и показаны на гидрогеологической карте). Можно предполагать, что по разломам циркулируют воды, уходящие на глубину вслед за погружением пород на периклинали Кураминского и Моголтауского антиклинориев.

ВОДЫ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ (Pz_1)

Нижнепалеозойские отложения развиты на небольших площадях в юго-западной части гор Моголтау, по южному склону хребта Алтын-Топкан и в горах Калганата. Представлены они песчаниками, филлитами, роговиками и алевролитами. Общая мощность их около 3680 *м*.

Водоносность нижнепалеозойских отложений связана с наличием трещин, которые объединяются в четыре системы: 30—50, 80—90, 300—320, 350—360°; наиболее хорошо развиты трещины с азимутом простирания 30—50°. Ширина трещин от 1 до 5 *мм*, преобладают 1—2 *мм*. Удельная густота их колеблется от 1 до 5 на 1 $м^2$, модуль трещиноватости 1—5%. Данные о глубине проникновения открытой трещиноватости отсутствуют, но по аналогии с другими регионами Средней Азии можно предположить, что величина ее не превышает 30—40 *м*. По результатам анализа водных вытяжек из образцов нижнепалеозойских пород, отобранных в естественных обнажениях, сумма водорастворимых солей не превышает 0,07%. В составе солей преобладают гидрокарбонаты и сульфаты кальция.

В Северо-Таджикском регионе к описываемым отложениям приурочены редкие родники с дебитами не более 0,1 *л/сек*. Гораздо значительнее дебиты родников, связанных с пролювиальными отложениями саев, дренирующих нижнепалеозойские отложения (1,5—2 *л/сек*).

Воды нижнепалеозойских отложений пресные, минерализация в большинстве случаев не превышает 1 *г/л*. Установлена зависимость минерализации вод от гипсометрического положения родников. Самые низкие значения (около 0,4 *г/л*) отмечены у водораздела хребта Алтын-Топкан; воды относятся к карбонатным. В предгорных частях хребтов Алтын-Топкан и Моголтау минерализация колеблется от 0,5 до 1 *г/л*, а тип воды становится сульфатным (SO_4—Na).

Режим трещинно-грунтовых вод нижнепалеозойских отложений зависит от атмосферных осадков. Максимум расходов родников отмечен в марте—апреле, минимум — в осенний период. Ресурсы вод незначительны, рассеяны по площади и не имеют практического значения.

Глава V

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО РЕГИОНА*

Северо-Восточный регион занимает западную часть Ферганского артезианского бассейна. Границами его (в пределах Таджикской ССР) являются: на севере — Северо-Ферганский, на юге — Южно-

* В схеме районирования СССР входит как район третьего порядка в систему сложных межгорных артезианских бассейнов Западного Тянь-Шаня.

Ферганский глубинные разломы, отделяющие бассейн от гидрогеологических массивов Северного и Южного Тянь-Шаня; восточная и западная границы определяются административными рубежами Таджикской ССР.

Преимущественным развитием в Северо-Восточном регионе пользуются пластовые (поровые, трещинные и карстовые) воды осадочного мезо-кайнозойского чехла; сведения о водах герцинского фундамента, залегающего (по геофизическим данным) в центральных районах бассейна на глубине около 10 000 *м*, отсутствуют.

В Северо-Восточном регионе выделяются:

1) воды современных отложений (Q_{IV}) — пластовые поровые;

2) воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) — пластовые поровые;

3) воды нерасчлененных пролювиально-аллювиальных средне- и верхнечетвертичных отложений (Q_{II-III}) — пластовые поровые;

4) воды пролювиально-аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) — пластовые поровые;

5) воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений (N_2—Q_I) — пластовые: поровые и трещинные;

6) воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений (Pg_3—N_1) — пластовые: трещинные и карстовые;

7) воды верхнемеловых — палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные и карстовые;

8) воды нижнемеловых отложений (Cr_1) — пластовые трещинные;

9) воды юрских отложений (J) — пластовые трещинные.

ВОДЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{IV})

Современные аллювиальные отложения занимают небольшие площади, совпадающие с низкими аккумулятивными террасами р. Сырдарьи. Они протягиваются узкой полосой вдоль правого берега реки в районе г. Ленинабада, а на левобережье окаймляют Кайраккумское водохранилище. Представлены русловой (пески, галечники) и пойменной (супеси, суглинки) фациями, мощность их по данным электропрофилирования около 400 *м*.

Коэффициент фильтрации супесей и суглинков 0,2—7 *м/сутки*, галечников и песков 40—65 *м/сутки*. Супеси и суглинки характеризуются пестрой засоленностью; на отдельных участках она не превышает 0,1%, местами развиваются типичные солончаки, сумма солей в которых в верхней части разреза превышает 5%. Солончаки отмечены в зоне подтопления Кайраккумского водохранилища, а также на правом берегу р. Сырдарьи в районе кишлака Паласс, где продолжительное время функционирует ирригационная сеть; по составу солончаки преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые.

Грунтовые воды современных аллювиальных отложений тесно связаны с поверхностными водами р. Сырдарьи и Кайраккумского водохранилища. В районе Ленинабада глубина залегания грунтовых вод составляет 7—13 *м* в краевых частях долины и 0,5—3 *м* вблизи р. Сырдарьи. Вскрытая мощность водоносного горизонта достигает 180 *м*, максимальные удельные дебиты скважин 40—60 *л/сек*. По химическому составу грунтовые воды близки водам поверхностного потока р. Сырдарьи. Минерализация их не более 0,5—0,9 *г/л*; тип сульфатный (подтип SO_4—Na), состав гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Слегка повышенную минерализацию (до 2,2 *г/л*) имеют воды некоторых колодцев г. Ленинабада, эксплуатирующих верхнюю часть водоносного горизонта. В паво-

док, когда уровень в р. Сырдарье поднимается на 1—1,5 *м*, река питает грунтовые воды. В межень происходит разгрузка части их в реку, что подтверждается наличием вдоль уступа первой террасы многочисленных родников с суммарным дебитом около 10 *л/сек*.

В районе Кайраккумского водохранилища зеркало грунтовых вод находится на глубине 0,2—3 *м*, с удалением от водохранилища оно постепенно погружается. Минерализация вод в верхней части горизонта пестрая (1,5—13,5 *г/л*), с юга на север и с востока на запад — по направлению движения грунтовых вод — она увеличивается; также пестрым является химический состав вод. Во впадине Хашимкуль грунтовые воды выходят на поверхность, образуя болота; минерализация вод в летнее время здесь достигает 419 *г/л* и формируются хлоридно-сульфатные, местами сульфатно-хлоридные солончаки.

Естественные ресурсы грунтовых вод аллювиальных отложений долины Сырдарьи, по данным М. Т. Турсунходжаева, около 2 $м^3/сек$. Эти воды широко применяются в народном хозяйстве.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{III-IV})

Отложения верхнечетвертичного и современного возраста развиты на территории Нау-Костакозской впадины (Южная Фергана), а также по долинам рек, дренирующих северные склоны Туркестанского хребта. Пролювиально-аллювиальная толща Q_{III-IV}, представленная песчано-галечно-щебенчатым материалом слившихся конусов выноса и аллювием рек, имеет невыдержанную по площади мощность, увеличивающуюся в северном направлении (с приближением к долине р. Сырдарьи) от 20 до 500 *м* и более. Из-за неоднородности литологического состава водопроницаемость толщи варьирует: коэффициент фильтрации в зоне аэрации изменяется от 0,2 до 16 *м/сутки*, в зоне насыщения — от 1,8 до 69 *м/сутки*. Засоленность пород не превышает 0,5%.

По особенностям залегания и динамики грунтовых вод в Нау-Костакозской впадине можно выделить три зоны: поглощения, погружения и разгрузки, сменяющие друг друга в направлении с юга на север.

Первая зона, в пределах которой происходит поглощение поверхностных потоков рек пролювиально-аллювиальными отложениями, прослеживается неширокой полосой вдоль северного подножия Белесынык-Наугандинской гряды. Грунтовые воды не имеют здесь сплошного распространения, а движутся в виде отдельных потоков по хорошо проницаемым пескам и галечникам древних и современных русел рек и саев, спускающихся с Туркестанского хребта. Глубина залегания зеркала вод в отложениях речных долин не превышает 10 *м*; естественные расходы потоков грунтовых вод составляют 25—90 *л/сек*. Центральная часть впадины отвечает зоне погружения грунтовых вод. Скважины, пробуренные на этой площади, повсеместно вскрывают воды, глубина залегания которых в понижениях рельефа составляет 10—30 *м*, а на межконусных водоразделах увеличивается до 80—90 *м*. Наиболее высокое положение зеркала грунтовых вод наблюдается в зоне разгрузки — на периферии слившихся конусов выноса в северной части Нау-Костакозской впадины, вдоль Дигмай-Исписарской гряды и долины р. Сырдарьи (рис. 28). Из-за неоднородного литологического состава пролювиально-аллювиальной толщи в зоне разгрузки единый поток вод расслаивается на отдельные горизонты; помимо грунтовых вод, широко развиты напорные воды. Глубина залегания безнапорных вод 0,5—10 *м*, напорных — в среднем 30—60 *м*. Величина напоров обеспечивает самоизлив скважин с дебитами (при вскрытии воды) 1—15 *л/сек*. Напорные воды характеризуются минерализацией, не превышающей 1 *г/л*.

В зоне разгрузки, где выход грунтовых вод на поверхность обусловлен подпором — естественной преградой в виде адырной гряды Дигмай — Исписар, отмечено большое количество родников Дебиты их варьируют в широких пределах — от сотых долей до нескольких литров и десятков литров в секунду Наиболее мощным является Дигмайский родник, расположенный у подножия Дигмайской возвышенности; дебит его 1500 *л/сек*

Воды в зоне разгрузки принадлежат к сульфатному типу и различаются по преобладающим компонентам, что обусловлено неодинаковым химическим составом поверхностных вод, участвующих в их пи-

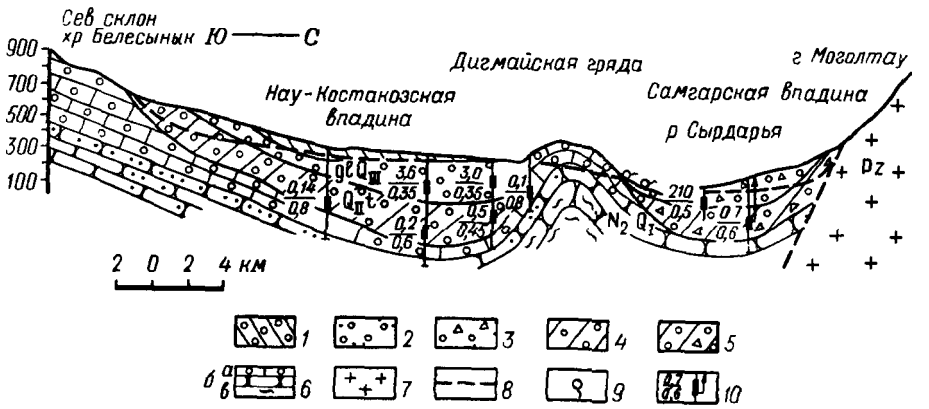


Рис 28 Схематический гидрогеологический разрез Нау-Костакозской и Самгарской впадин
Верхнечетвертичные отложения *1* — мелкий галечник с суглинистым заполнителем *2* — валунно галечные отложения с песчано гравийным заполнителем *3* — щебнисто галечные отложения с песчаным заполнителем Среднечетвертичные отложения *4* — валунно галечные уплотненные отложения с суглинистым заполнителем *5* — щебнисто галечные уплотненные отложения с суглинистым заполнителем Неоген древнечетвертичные отложения *6а* — конгломераты на известково кремнистом цементе *6б* — разнозернистые песчаники на глинистом и известковом цементе *6в* — глины песчанистые Палеозойские породы *7* — гранодиориты Гидрогеологические характеристики *8* — уровень грунтовых вод *9* — родник, *10* — опорные скважины интервал опробования слева — в числителе — удельный дебит (*л сек*) в знаменателе — минерализация (*г л*) справа — величина напора

тании Так, на периферии конуса выноса р Аксу, вода в которой гидрокарбонатно-щелочноземельная с минерализацией 0,3—0,4 *г/л*, разгружаются такие же пресные (до 0,5 *г/л*) гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. На конусе выноса р Исфары, минерализация воды в которой 0,75 *г/л*, разгружаются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией около 1 *г/л* В пределах конуса выноса р Сулюкты, в которой вода солоноватая с минерализацией 1,3—1,4 *г/л*, воды родников сульфатные щелочноземельные с повышенным содержанием растворенных солей (в отдельных водопунктах до 2,5 *г/л*)

В зоне разгрузки наблюдается интенсивное выделение газа из воды многих родников и скважин В составе спонтанного газа преобладает азот с незначительной примесью кислорода и углекислоты; отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ обычно меньше 0,001 Растворенные газы азотно-кислородно-углекислые, газонасыщенность вод колеблется от 17 до 30 *мл/л*, гелий-аргоновый коэффициент составляет 0,0007—0,0025. Микроорганизмы представлены группами бактерий, развивающихся на МПБ, денитрификаторами и нитрификаторами

Для грунтовых вод Нау-Костакозской впадины характерен режим, формирующийся под влиянием инфильтрации оросительных вод и стока вод с северных склонов Туркестанского хребта В вершинах ко-

нусов выноса, где основную роль играют поверхностный сток и атмосферные осадки, максимум в положении уровней отмечается в феврале — мае, минимум в сентябре — октябре. Аналогичная картина в режиме уровней вод со свободной поверхностью наблюдается и в периферических частях конусов выноса. Однако здесь на изменение положения уровня существенное влияние оказывает инфильтрация поливных вод, которая ведет к прогрессирующему подъему уровня со скоростью до 2 *м/год*. Следствием этого является уменьшение глубины залегания уровня грунтовых вод, подтопление и заболачивание значительных площадей.

Естественные ресурсы подземных вод пролювиально-аллювиальных отложений весьма значительны. По данным Ю. И. Антонова и А. Г Амелина, в пределах Нау-Костакозской впадины они составляют 22 *м*^{3}/*сек*. Эти воды широко используются в народном хозяйстве.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II-III})

Отложения Q_{II-III} в Западной Фергане пользуются очень большим *распространением. Они участвуют в строении Самгарской и Камышкурганской* впадин (Северная Фергана), занимают южную и восточную части Каракчикум-Канибадамской впадины (Центральная Фергана) и выполняют Лякат-Саватскую и Исфара-Ляканскую межгорные впадины (Южная Фергана). Представлены они пролювиально-аллювиальными отложениями слившихся конусов выноса рек и ручьев, дренирующих окружающие Ферганскую котловину горные хребты. В составе их основная роль принадлежит гравийно-галечниковому и песчано-щебенчатому материалу; в верхней части разреза преобладают супеси и суглинки

Коэффициент фильтрации рассматриваемых отложений в зоне аэрации составляет 0,1—4 *м/сутки*, в зоне насыщения в среднем не превышает 30 *м/сутки* и лишь в Самгарской и Камышкурганской впадинах достигает 70—134 *м/сутки*. Наиболее засолены грунты Самгарской и Камышкурганской впадин, где на орошаемых земельных массивах местами формируются солончаки, содержащие до 2,5—3% солей, преимущественно сульфатно-кальциевых и натриевых.

В Самгарской и Камышкурганской впадинах грунтовые воды не образуют сплошного зеркала. В северной части впадин они приурочены к руслам речных долин и крупных саев, дренирующих южные склоны Кураминского хребта. По выходе рек на предгорную равнину происходит поглощение воды пролювиально-аллювиальными отложениями долин. Скважины, заложенные на этих участках, вскрывают воды на глубине 3—30 *м*, удельные дебиты скважин 0,5—3,9 *л/сек*. Минерализация не превышает 0,5 *г/л*; воды гидрокарбонатные кальциевые.

В центральной части Самгарской и Камышкурганской впадин, отвечающей зоне погружения, грунтовые воды также распространены спорадически и связаны с галечниками древних русел. Глубина залегания их увеличивается до 100 *м* и более, удельные водопритоки в скважины составляют 3—4 *л/сек*, минерализация не превышает 0,5 *г/л*, воды гидрокарбонатные кальциевые. Скважины, заложенные на межконусных водоразделах, до глубины 400—500 *м* воды не вскрыли.

В самой южной периферической части впадин (зоне разгрузки) за счет слияния отдельных потоков грунтовых вод образуется единое зеркало. Из-за неоднородности литологического состава пролювиально-аллювиальных отложений и присутствия в них довольно мощных про-

слоев суглинистых пород формируется комплекс гидравлически связанных безнапорных и напорных водоносных горизонтов

Первый от поверхности безнапорный горизонт залегает на глубине 0,5—80 *м* в зависимости от рельефа, максимальные водопритоки в колодцы и скважины, которые дает этот горизонт, не превышают 0,9 *л/сек* Минерализация воды различная — преобладает до 1 *г/л*, однако нередки солоноватые воды, содержащие 1—3 *г/л* растворенных солей На отдельных участках, где идут процессы вторичного соленакопления, формируются соляные воды, минерализация которых достигает 10—20 *г/л* Наиболее распространены воды сульфатного типа, различные по преобладающим компонентам

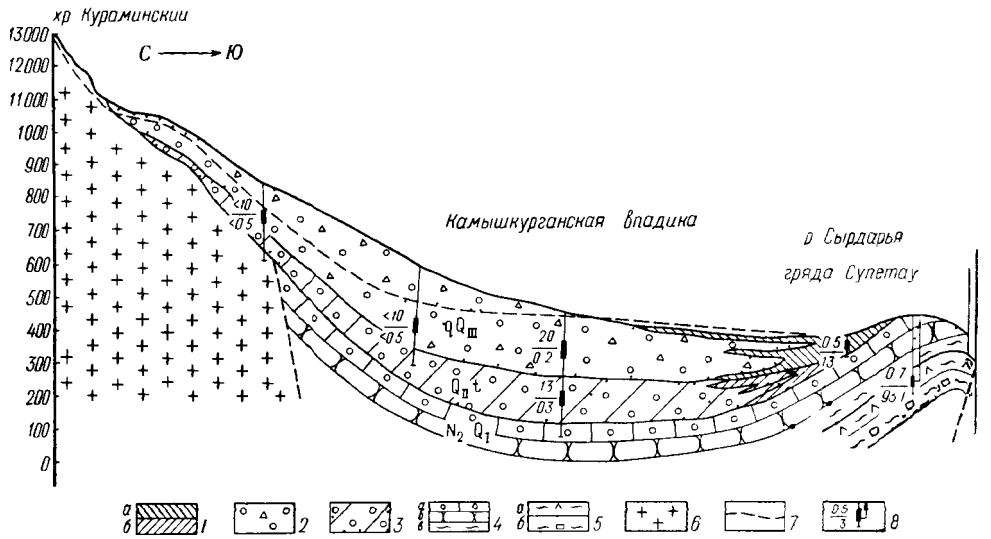


Рис 29 Схематический гидрогеологический разрез Камышкурганской впадины

Верхнечетвертичные отложения *1а* — суглинок с мелкой галькой *1б* — мелкий галечник с суглинистым заполнителем *2* — щебнисто галечные отложения с песчаным заполнителем Среднечетвертичные отложения *3* — валунно галечные уплотненные отложения с суглинистым заполнителем Неоген древнечетвертичные отложения *4г* — конгломераты на известково кремнистом цементе *4б* — разнозернистые песчаники на глинистом и известковистом цементе *4в* — глины песчанистые Палеогеновые отложения *5а* — глины загипсованные *5б* — глины с прослоями каменной соли Палеозойские породы *6* — граниодиориты Гидрогеологические характеристики *7*—уровень грунтовых вод *8* — опорные скважины интервал опробования слева — в числителе — удельный дебит (*л с к*) в знаменателе — минерализация (*г/л*) справа — величина напора

Напорные воды периферических частей конусов выноса залегают в гравийно-галечниковых отложениях на различных глубинах — от 15—17 до 90—120 *м* Почти все скважины самоизливают с дебитами 0,5—40 *л/сек* и более Воды хорошего качества, минерализация их не превышает 0,5 *г/л* Химический тип сульфатный, по преобладающим компонентам они гидрокарбонатные кальциевые или натриевые

Естественная разгрузка подземных вод Самгарской и Камышкурганской впадин происходит в приадырной полосе, вдоль южной периферии впадин, вследствие фациального изменения пролювиально-аллювиальных отложений и подпора грунтовых вод адырными грядами Акбель — Супетау (рис 29) Вода выходит в виде родников, мочажин, местами заболачивает местность Особенно это характерно для Камышкурганской впадины, где, по данным Мосгипроводхоза, суммарный расход разгружающихся грунтовых вод составляет около 0,4 $м^3/сек$ Дебиты родников обычно менее 0,2 *л/сек*, реже встречаются родники с дебитами до 0,5—1 *л/сек* Минерализация не превышает 1 *г/л* Воды

относятся к карбонатному и сульфатному типам, по составу они гидрокарбонатные кальциевые и натриевые

В зоне разгрузки наблюдается выделение газа из воды многих скважин и некоторых родников Спонтанный газ принадлежит к азотно-кислородным Аналогичный состав имеет и растворенный газ Общая газонасыщенность воды составляет 22—24 *мл/л*, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,003—0,005 В воде обнаружены бактерии, развивающиеся на МПБ, и денитрификаторы

Режим грунтовых вод Самгарской и Камышкурганской впадин тесно связан с атмосферными осадками, выпадающими в районе Кураминского хребта Максимум в положении уровней отмечается в феврале — марте, минимум — в июне. Амплитуда колебаний уровней 2—2,5 *м* Колебания температуры грунтовых вод повторяют среднемесячные температуры воздуха с запаздыванием на 1—1,5 месяца Следует отметить, что интенсивное освоение земель в районе Самгарской впадины привело к значительному подъему уровня грунтовых вод на новых площадях орошения Здесь происходит рост уровня со скоростью 1,5—3 *м* в год, что вызывает подтопление низких территории и засоление грунтов в районе кишлака Паласс

Естественные ресурсы грунтовых вод определены на южной периферии Камышкурганской впадины, где они составляют около 6 $м^3/сек$

В Каракчикум-Канибадамской впадине подземные воды в отложениях средне- и верхнечетвертичного возраста также не имеют сплошного распространения На юге впадины, в полосе предгорного шлейфа, единое зеркало отсутствует Воды приурочены здесь к отложениям древних русел и конусов выноса саев, спускающихся с северных предгорий Туркестанского хребта Скважины вскрывают воду на глубине 5—40 *м* с минерализацией до 0,5 *г/л* По мере движения к северу происходит слияние отдельных потоков и образование сплошного зеркала вод, гидравлически связанных с водами Кайраккумского водохранилища Глубина залегания грунтовых вод уменьшается до 2—5 *м*, местами они приобретают напор, однако пьезометрический уровень их обычно не превышает уровня горизонта со свободной поверхностью Минерализация воды до 5—10 *г/л*, состав хлоридный натриевый и сульфатный натриевый

Восточную часть Каракчикум-Канибадамской впадины занимают отложения мощного конуса выноса р Исфары Движущийся с юга подземный поток реки на периферии конуса выноса расслаивается на отдельные, гидравлически связанные водоносные горизонты, верхний из которых имеет свободное зеркало и образует единую водную поверхность с потоком грунтовых вод долины р Сырдарьи и боковых саев, впадающих в Сырдарью слева, нижние горизонты обладают напором Напорные воды вскрываются на глубине от 10—15 до 25 *м* скважинами, дающими самоизлив Дебиты скважин при самоизливе 0,25—4 *л/сек* Минерализация не более 0,5 *г/л*, воды сульфатные магниевые или гидрокарбонатные магниевые

В периферической части исфаринского конуса выноса происходит естественная разгрузка грунтовых вод Здесь отмечен ряд родников с дебитами 0,2—1 *л/сек* и минерализацией, не превышающей 1 *г/л* Растворенные газы грунтовых вод в зоне разгрузки азотно-кислородно-углекислые, газонасыщенность воды 24—29 *мл/л*, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,0013—0,0023 Обнаружены микроорганизмы, развивающиеся на МПБ, денитрификаторы и сульфатредуцирующие бактерии

Режим грунтовых вод на орошаемых площадях (ниже Большого Ферганского канала) обусловлен интенсивной инфильтрацией оросительных вод и близостью зеркала грунтовых вод к поверхности. Подъем уровня, начинающийся в январе, продолжается до мая. Минимум отмечается в сентябре — октябре. Годовая амплитуда колебания составляет 1—2 *м* при ежегодном росте уровней. В восточной части впадины, где развиты отложения исфаринского конуса, наиболее высокий уровень наблюдается в августе — октябре, что соответствует максимальному восполнению запасов грунтовых вод поверхностными водами р. Исфары. В периферической части конуса выноса, где существенную

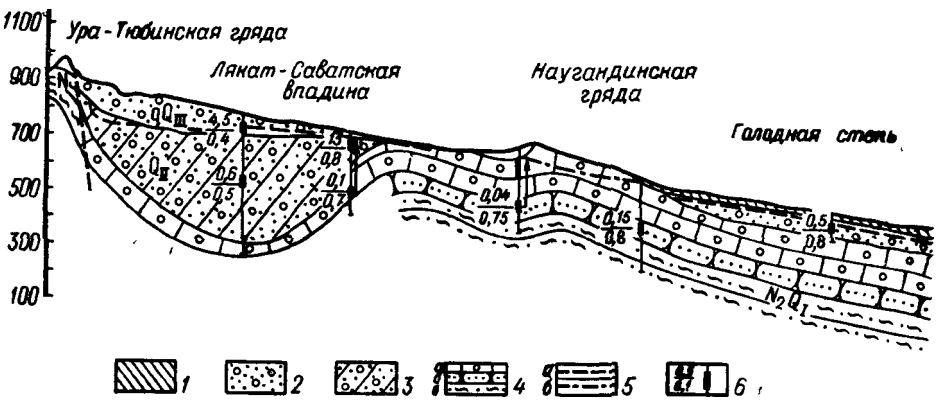


Рис. 30. Схематический гидрогеологический разрез Лякат-Саватской впадины

Верхнечетвертичные отложения: *1* — суглинок с мелкой галькой; *2* — валунно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем. Среднечетвертичные отложения: *3* — гравийно-галечные уплотненные отложения с суглинистым заполнителем. Неоген-древнечетвертичные отложения: *4а* — конгломераты на известково-кремнистом цементе; *4б* — разнозернистые песчаники на глинистом и известковом цементе; *4в* — глины песчанистые. Гидрогеологические характеристики: *5а* — уровень грунтовых вод, *5б* — уровень напорных и субнапорных вод, *6* — опорные скважины; интервал опробования: слева — в числителе — удельный дебит (*л/сек*), в знаменателе — минерализация (*г/л*); справа — величина напора

роль в режиме грунтовых вод начинают играть поливные воды, отмечаются два максимума — весенний (март — апрель) и осенний (сентябрь — декабрь). Минимальное положение уровень занимает в мае — июне; амплитуда колебания его 0,5—2,5 *м*. Температура грунтовых вод находится в прямой связи с температурой воздуха — максимум (19—22° С) падает на июль — август, минимум (12—13° С) на январь — март. При увеличении глубины залегания подземных вод температура их снижается до 11° С.

Режим напорных вод обусловлен особенностями поверхностного и подземного стока и характеризуется запаздыванием в изменении основных параметров на 1—2 месяца. Максимальное положение пьезометрических уровней и максимальные расходы самоизливающих скважин наблюдаются в сентябре — декабре, минимальные в июле — августе. Температура напорных вод изменяется от 15—17 до 20° С, при этом максимум отмечается в июне — августе, минимум в январе — феврале.

На периферии исфаринского конуса выноса определены естественные ресурсы напорных вод, составляющие 1,4 $м^3/сек$.

В Лякат-Саватской впадине (рис. 30) по данным, полученным в результате крупномасштабной гидрогеологической съемки (Л. П. Стеблевский), установлены грунтовые воды предгорного шлейфа, имеющие спорадическое распространение и залегающие на глубине

более 100 *м*, и грунтовые воды конусов выноса, формирующиеся за счет поверхностного и подземного стока из Шахристанской котловины (входящей в состав Центрально-Таджикского региона). Грунтовые воды в центральных частях конусов выноса залегают на глубине 63—116 *м*, на периферии — 18—20 *м* Уклоны потоков грунтовых вод соответственно изменяются от 0,002—0,006 до 0,02—0,04, удельные дебиты скважин от 0,1 до 3,5 *л/сек*. Минерализация 0,4—0,9 *г/л*, воды по составу гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые

Вдоль северной периферии впадины благодаря подпору со стороны западного окончания Белесыык-Наугандинской гряды происходит разгрузка грунтовых вод, питающих многочисленные родники. Наибольшее количество их приурочено к системе Уязсая. Дебиты родников разнообразны, но обычно не ниже 0,1 *л/сек*, довольно часты крупные родники с суммарными дебитами 3—5 *л/сек*. Растворенные газы грунтовых вод азотно-кислородно-углекислые, газонасыщенность воды не более 15 *мл/л*, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,0003 В воде присутствуют бактерии, развивающиеся на МПБ, денитрификаторы и нитрификаторы.

Режим грунтовых вод Лякат-Саватской котловины изучен лишь в периферических ее частях, в зоне неглубокого залегания зеркала грунтовых вод. Наиболее высокое положение уровней отмечается в марте — июне, т е в период дождей и паводков, наиболее низкое в сентябре — октябре Амплитуда колебания уровней 1,5—3,5 *м* в год. Температура грунтовых вод в зависимости от глубины их залегания изменяется от 10 до 17° С, при максимуме летом (июль — август) и минимуме зимои (декабрь — февраль).

Естественные ресурсы грунтовых вод, определенные вдоль северного борта Лякат-Саватской впадины, 0,45 *м³/сек*

В Исфара-Ляканской впадине по периферии грунтовые воды распространены спорадически и приурочены к руслам отдельных саев, дренирующих окружающие впадину возвышенности; глубина залегания вод колеблется от 3 до 100 *м*, химическии состав не изучен. Сплошное зеркало вод отмечено в центральнои части впадины — на массивах орошения и в долине р Исфары, в пределах «внутридолинного» конуса выноса реки. В покровных супесчаных и суглинистых отложениях конуса выноса (данные М Т Турсунходжаева) воды со свободной поверхностью залегают на глубине 0,5—5 *м*, удельные дебиты скважин колеблются от 0,1 до 0,3 *л/сек*, минерализация воды — от 2 до 15 *г/л*, в химическом составе преобладают сульфаты натрия. На периферии конуса выноса на глубине 20—45 *м* вскрыты напорные воды, приуроченные к галечникам с прослоями конгломератов. Скважины дают самоизлив с дебитами 5—25 *л/сек*, минерализация воды не превышает 0,5 *г/л* Естественные ресурсы этих вод, подсчитанные с целью питьевого и технического водоснабжения г. Исфары, составляют 0,73 *м³/сек*

Народнохозяйственное значение подземных вод отложений Q_{II-III} велико; они широко используются для водоснабжения населенных пунктов и орошения.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II})

Породы среднечетвертичного возраста развиты в предгорной части Кураминского хребта — в районе нижнего течения рек Гудас, Ашт, Акташ и Сарвак, а также занимают небольшие площади на северном

склоне гряды Супетау и левобережье долины р. Исфары. В пределах двух последних участков отложения Q_{II} безводны.

В предгорьях Кураминского хребта среднечетвертичные отложения — гравийно-галечниковые и супесчаные — сдренированы выше местного среза гидрографической сети. Судя по родникам в руслах саев, прорезающих отложения Q_{II} ниже местного базиса эрозии, эти отложения водоносны. Дебиты родников 0,02—3 *л/сек*, минерализация воды менее 1 *г/л*, химический тип сульфатный, в составе преобладают гидрокарбонаты кальция и натрия. Растворенные газы азотно-кислородные, газонасыщенность достигает 26 *мл/л*, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,002—0,008. В воде присутствуют бактерии, развивающиеся на МПБ, денитрификаторы и десульфатизаторы.

Из-за малой площади распространения среднечетвертичных отложений практическое значение связанных с ними подземных вод очень невелико.

ВОДЫ ВЕРХНЕНЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($N_2 - Q_I$)

Отложения верхненеогенового — нижнечетвертичного возраста участвуют в строении Дигмай-Супетауской гряды (Северная Фергана) и пользуются широким развитием в пределах Южной Ферганы — на территории Белесынык-Наугандинской гряды и в адырах Кызылутекской группы. Представлены они конгломератами и песчано-глинистыми образованиями. Суммарная мощность их достигает в Северной Фергане 2000—2200 *м*, а на юге колеблется от 200 до 1600 *м*. По данным М. Т. Турсунходжаева, эффективная пористость конгломератов изменяется от 5 до 20%, коэффициент фильтрации составляет 0,05—0,1 *м/сутки*.

Выше среза гидрографической сети отложения N_2—Q_I почти повсеместно сдренированы. У северного подножия Дигмайской и Исписарской возвышенностей известно несколько родников (Коктюрлюкские и Дигмайские), приуроченных к этим отложениям, но, по-видимому, связанных с подземными потоками периферических частей конусов выноса рек Туркестанского хребта, поскольку указанные возвышенности располагаются на пути движения потоков.

В Южной Фергане, где отложения N_2—Q_I занимают обширные площади, отмечены редкие родники в районе глубокоэродированных крыльев антиклинальных структур, участвующих в строении адыров — первого ряда (Белесынык-Наугандинская группа) и второго ряда (Кызылутекская группа). В пределах первого ряда дебиты родников не превышают 0,1 *л/сек*, минерализация воды 0,5—3,5 *г/л*; в пределах второго ряда дебиты отдельных родников достигают 0,5 *л/сек*, минерализация 0,2—0,7 *г/л*.

Ниже среза гидрографической сети пластовые воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений изучены на отдельных участках Белесынык-Наугандинской гряды. Они связаны с конгломератами и песчаниками, обладают напором и обеспечивают местами самоизлив скважин. Водообильность пород слабая, при самоизливе дебиты скважин обычно не превышают 0,5 *л/сек*, удельные дебиты 0,1 *л/сек*. Минерализация вод 0,4—6,45 *г/л*; наиболее минерализованные воды вскрыты на глубине 952 *м*, пресные залегают на глубине 60—250 *м*. В большинстве случаев воды относятся к сульфатному типу, по составу в зависимости от минерализации изменяются от сульфатных (натриевых и магниевых) до хлоридных натриевых. Растворенные газы опробованы только в одной скважине, находящейся в районе перевала Белесынык.

Газ оказался азотным с примесью метана (3,1%); газонасыщенность 23,05 *мл/л*; отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,0023. В воде обнаружены бактерии, развивающиеся на МПБ, и денитрификаторы.

Особое место среди подземных вод верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений занимают воды Тузлукской структуры (табл. 9). Водопритоки здесь получены в интервале глубин 100—585 *м* из песчаников верхнего неогена.

Таблица 9

Характеристика подземных вод верхненеогеновых отложений Тузлукской структуры

Интервал опробования, *м*	Гидродинамическая характеристика	Удельный дебит скважин, *л/сек*	Формула химического состава вод
100—167	Самоизлив	0,003	$M_{52}\frac{Cl\,98\ SO_4\,2}{Na\,90\ Ca\,7\ Mg\,2}$
250—375	»	0,007	$M_{254}\frac{Cl\,98\ SO_4\,2}{Na\,98\ Ca\,2}$
490—585	»	0,0012	$M_{102}\frac{Cl\,98\ SO_4\,2}{Na\,90\ Ca\,7\ Mg\,3}$

Как видно из табл. 9, водообильность пород очень слабая, воды принадлежат к рассолам и крепким рассолам и относятся к хлоридному типу. Растворенный газ этих вод почти целиком состоит из азота, газонасыщенность достигает 24,6 *мл/л*, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,037—0,21.

Подземные воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений не имеют большого практического значения. Вследствие незначительных водопритоков в скважины пресные воды нельзя использовать для водоснабжения крупных населенных пунктов. По той же причине нерентабельны для промышленной эксплуатации и крепкие рассолы района Тузлукской антиклинали.

ВОДЫ ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Pg_3 - N_1$)

Отложения верхнего палеогена — нижнего неогена слагают ядра антиклинальных структур Дигмай-Супетауской гряды в Северной Фергане и вытянуты в виде узких полос в адырах Южной Ферганы. Представлены они различными отложениями. На севере к ним относится толща глин, алевролитов и песчаников с прослоями соли и гипса мощностью 2340 *м*. На юге мощность толщи не превышает 100—200 *м*; сложена она песчанистыми глинами, мергелями, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов. По данным водных вытяжек песчано-глинистые отложения Северной Ферганы характеризуются высокой засоленностью, достигающей 5%; в составе солей преобладают хлориды натрия. На юге сумма солей в вытяжках изменяется от 0,07 до 0,8%, соли являются преимущественно сульфатными.

В Дигмай-Супетауской гряде на всей площади развития пород верхнего палеогена — нижнего неогена родники отсутствуют, а ниже среза гидрографической сети подземные воды не изучены. Исключение

составляет северо-восточная периферия гряды (структура Кызылджар). Воды здесь напорные, вскрыты скважинами, пройденными на глубину до 360 *м* в гипсоносной и соленосной свитах Pg_3—N_1. По величине минерализации, достигающей 335 *г/л*, они принадлежат к крепким рассолам, тип сульфатный (подтип SO_4—Na), по составу воды хлоридные натриевые.

В глубокоэродированном ядре Кызылджарской структуры, прорезанной сквозной долиной Караваракса, происходит разгрузка подземных вод гипсоносной и соленосной свит. На этом участке известны Караконские соляные источники; они издавна эксплуатируются местным населением для кустарной добычи соли. Суммарный дебит их составляет 14—16 *л/сек*, дебиты отдельных источников 0,01—3,5 *л/сек*. Минерализация изменяется в широком интервале, воды «коренных» выходов относятся к крепким рассолам (190—324 *г/л*). Вода наиболее крупного Караконского источника интенсивно газирует. Спонтанный газ почти целиком состоит из азота, растворенный газ азотно-углекислокислородный, газонасыщенность воды составляет 34,2 *мл/л*, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,003. В воде обнаружены бактерии, развивающиеся на МПБ, и денитрифицирующие формы; слабый рост дали сульфатредуцирующие микроорганизмы.

Рассолы Караконских родников питают бессточное соляно-грязевое озеро Аксукон. Озеро с поверхности покрыто коркой соли толщиной 3—5 *см*. Рапа содержится главным образом в центральной части котловины озера; минерализация ее составляет 352,6 *г/л*, из солей преобладают хлориды натрия.

В Центральной и Южной Фергане подземные воды отложений Pg_3—N_1 изучены слабо. Выше среза гидрографической сети эти отложения практически безводны. Отмечаются всего один-два родника с низкими дебитами и солоноватой водой, расположенные в районе Кызылутекской группы адыров. Ниже базиса эрозии воды вскрыты единичными скважинами на территории Кайрагачской, Аксарайской и Айританской структур. На Кайрагачской антиклинали они дали самоизлив с глубины 1890 *м*, дебит скважины составил 0,5 *л/сек*, минерализация воды 6,92 *г/л*, химический тип сульфатный (подтип SO_4—Na). На площади Аксарайской группы складок воды залегают на глубине 118—197 *м*, тип сульфатный (подтип Cl—Mg), содержание растворенных солей 30,3 *г/л*. На Айританской складке воды опробованы в интервале 1083—1285 *м*, минерализация 158 *г/л*, тип хлоридный, воды отличаются повышенным содержанием йода; спонтанный и растворенный газы этих вод состоят из азота, почти целиком биогенного.

Для питьевого и промышленного водоснабжения воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений непригодны. Ценность представляют рассолы Северной Ферганы, пригодные для добычи поваренной соли, а также йодоносные рассолы Южной Ферганы; последние, однако, дают весьма незначительные притоки в скважины, что сильно снижает их практическое значение.

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_2 — Pg)

Верхнемеловые и палеогеновые отложения в Центральной и Южной Фергане участвуют в строении адырных гряд. Они представлены песчаниками, глинами, известняками и гипсами, суммарная мощность достигает 500—560 *м*. По данным водных вытяжек количество водорастворимых солей в них колеблется от 0,6 до 2,5%; тип сульфатный (оба подтипа), преобладают сульфатные и хлоридные соли, различные по катионному составу.

Выше среза гидрографической сети отложения мелового и палеогенового возраста обводнены очень слабо. Известны редкие родники, приуроченные к глубокоэродированным частям антиклинальных структур. Для них характерны низкие дебиты (0,01—0,2 *л/сек*), минерализация 1,1—3,9 *г/л*. Тип сульфатный (подтип SO_4—Na), воды сульфатные натриевые, кальциевые, реже магниевые. В одном из родников опробовался растворенный газ, оказавшийся азотным; газонасыщенность воды 21 *мл/л*, отношение $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,006. В воде найдены бактерии, развивающиеся на МПБ, денитрифицирующие и сульфатредуцирующие микроорганизмы.

Ниже среза гидрографической сети подземные воды меловых и палеогеновых отложений изучены в Центральной зоне Ферганы в связи с разведкой структур: Сельрохо, Нефтеабад, Айритан, Рават, Канибадам, Кайрагач, Аксарай, Исфара и др. В разрезе палеогеновых отложений присутствует несколько продуктивных пластов (II, V, VI и VII), с которыми связаны нефте- и газопроявления.

Подземные воды палеогеновых отложений вскрыты скважинами в известняках, песчаниках и мергелях на разных глубинах (табл. 10). Из табл. 10 видно, что минерализация вод колеблется в широком ин-

Таблица 10

Характеристика подземных вод палеогеновых отложений

Индекс водовмещающих пород и номер газонефтяного пласта	Интервал опробования, *м*	Водопритоки в скважины, *м³/сутки*		Минерализация воды, *г/л*	Химический тип
		при восстановлении уровня	при самоизливе		
Pg_3sm, II	135—3149	10 (макс.)	30 (макс.)	6,7—174,7	Хлоридный, реже сульфатный
Pg_2rs, IV	500—3232	0,075—0,288	—	43—96	Сульфатный и хлоридный
Pg_2tr, V	335—3255	10 (макс.)	—	26—113	Хлоридный
Pg_2tr, VI	500—3275	—	—	34,5—98	„
Pg_2a, VII	257—3310	3,6—23,5	190 (макс.)	2—65—132	Карбонатный, сульфатный при низкой минерализации, хлоридный при высокой
Pg_1bh, VIII	277—3420	6 (макс.)	200 (макс.)	2,4—132	
Pg_1bh, IX	957—3460	0,6 (макс.)	0,05	13,6—102	Хлоридный

тервале (2—175 *г/л*). Химический тип воды с низкой минерализацией различный, рассолы преимущественно хлоридные. Обнаружены бром, йод и бор.

Растворенные и спонтанные газы подземных вод палеогеновых отложений главным образом углеводородные, реже углеводородно-азотные с примесью углекислоты (0,15—7,2%). На Аксарайской структуре во многих пробах присутствует сероводород, максимальное количество которого достигает 142 *мг/л*. В водах найдены бактерии, развивающиеся на МПБ, а также сульфатредуцирующие микроорганизмы и денитрификаторы.

Водоносные горизонты верхнемеловых отложений в Таджикской ССР изучены слабо. Они вскрыты несколькими скважинами в пределах Нефтеабадской и Айританской структур и известны на площади буроугольного месторождения Шураб. По соседним структурам территории Узбекской ССР — Северному Соху, Северному Риштану и Ханкызу,— глубокие воды верхнемеловых отложений опробованы в интервале глубин 200—2465 *м*, приурочены они к песчаникам, известнякам и конгломератам. Водопритоки в скважины (при восстановлении уровня) не превышают 8 *м³/сутки*, при самоизливе колеблются от 0,48 до 86,4 *м³/сутки*. Минерализация вод 2,4—63,6 *г/л*, тип главным образом хлоридный, реже сульфатный. Растворенный газ (опробовался на Нефтеабадской структуре) почти целиком состоит из азота с примесью метана; углекислота и сероводород не обнаружены.

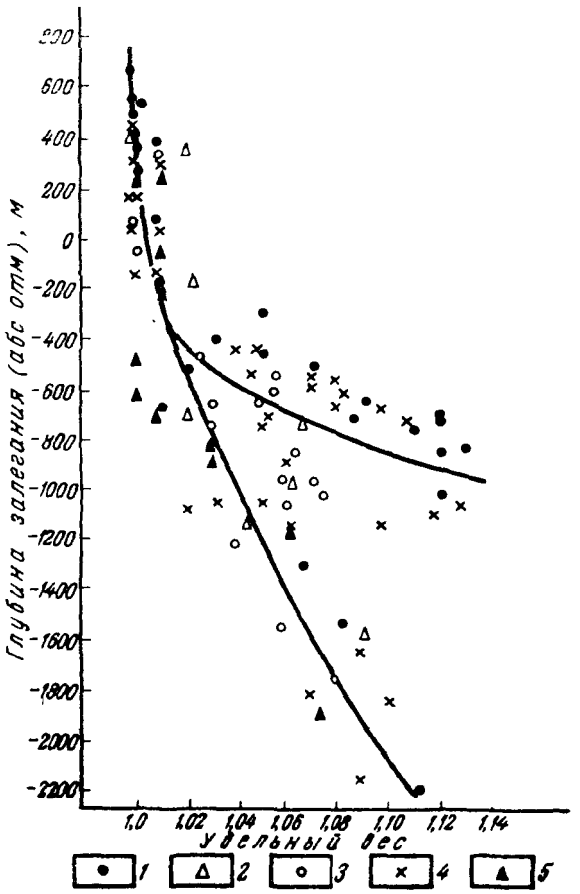


Рис. 31. Изменение удельного веса подземных вод палеогена в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта

Номера пластов: *1* — II, *2* — IV, *3* — V, *4* — VII, *5* — VIII

Для водоносных горизонтов палеогена и верхнего мела определены значения приведенных напоров (H_0). Вследствие того, что между глубиной залегания вод и их удельным весом отсутствует прямолинейная зависимость (рис. 31), из предложенных различными авторами формул при обработке пластовых давлений использована формула А. А. Алексина (1962, 1965), дающая удовлетворительные результаты в случае, когда удельный вес изменяется с глубиной по параболической кривой.

Преобладающие значения H_0 (в абс. отм.), вычисленные для пластовых вод палеогена и верхнего мела, составляют:

Индекс и номер пласта	H_0, *м*	Индекс и номер пласта	H_0, *м*
Pg_3sm, II	+835	Pg_2a, VII	+802
Pg_2rs, IV	+774	Pg_1bh, VIII	+810
Pg_2tr, V	+820	Pg_1bh, IX	+902
Pg_2tr, VI	+850	Cr_2	+817

Приведенные данные, близкие для всех сравниваемых горизонтов, свидетельствуют о наличии гидравлической связи между водами верхнего мела и палеогена. Следовательно, по гидродинамическим показателям их можно рассматривать как единый водоносный комплекс. Ряд

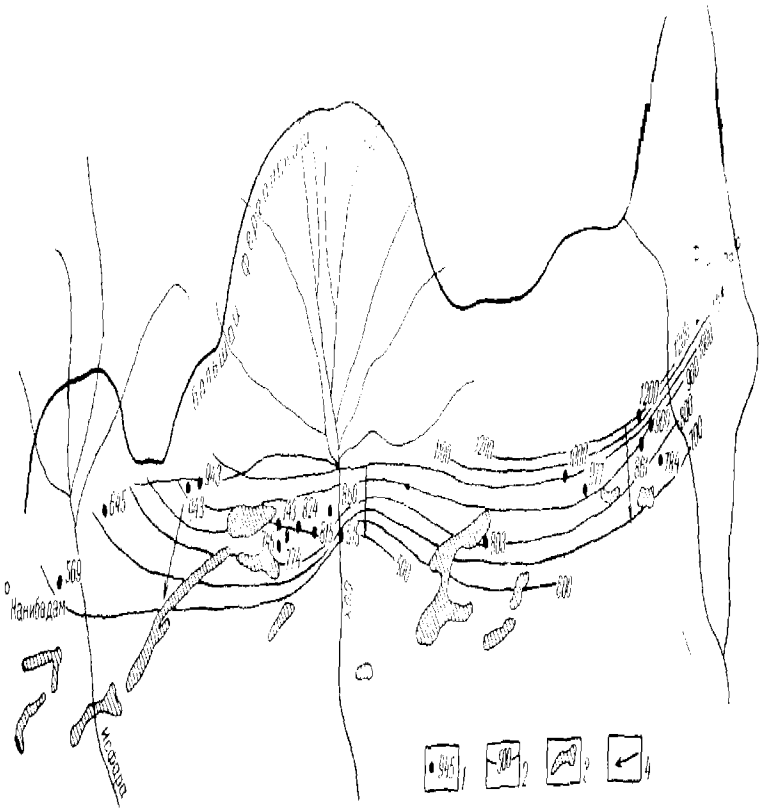


Рис. 32. Схематическая карта приведенных напоров вод у подошвы II пласта:
1 – скважина, цифра – приведенный напор; 2 – изолинии приведенных напоров. 3 – выходы палеогеновых пород; 4 – предполагаемое направление движения подземных вод

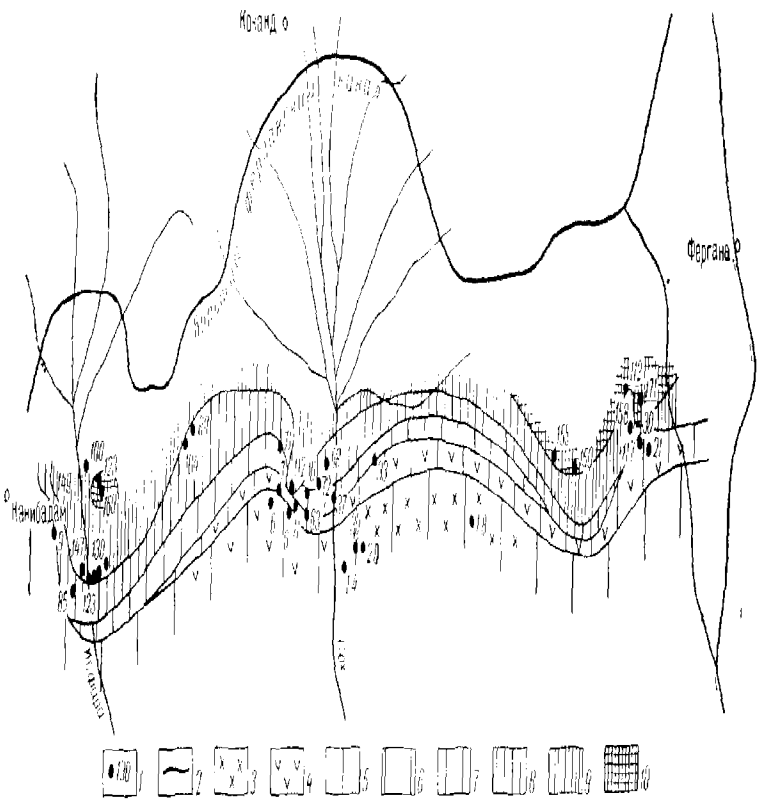


Рис. 33. Схематическая гидрохимическая карта вод II пласта палеогеновых отложений:
1 – скважина, цифра – минерализация, 2 – южная граница распространения вод хлоридного кальциевого типа; 3 – воды гидрокарбонатного натриевого типа; 4 – воды сульфатного натриевого типа. Минерализация вод, г/л: 5 – 1–10, 6 – 10–35; 7 – 35–75; 8 – 75–100, 9 – 100–150, 10 – >150

схематических карт (на рис. 32 для примера дана схема по II пласту палеогена), отражающих положение пьезометрической поверхности отдельных водоносных горизонтов палеогена, показывает, что напоры падают с севера на юг. Можно предполагать, что движение вод происходит в этом направлении. В ту же сторону уменьшается минерализация воды и воды хлоридного типа сменяются сульфатными и карбонатными (рис. 33).

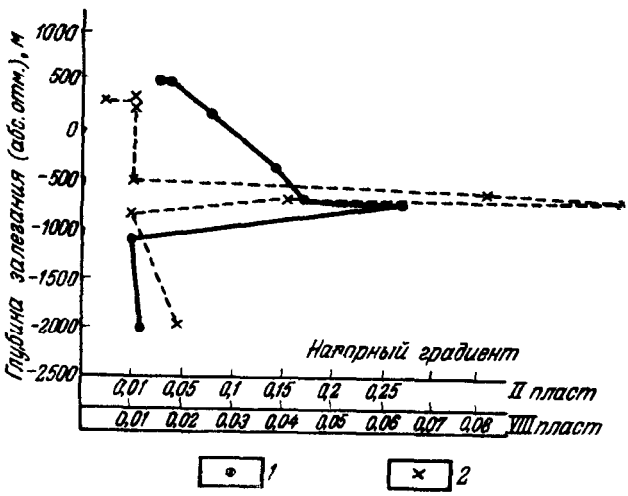


Рис. 34. Изменение напорного градиента в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта
Напорный градиент: *1* — II пласта; *2* — VIII пласта

Для подземных вод верхнемелового — палеогенового комплекса характерны сравнительно высокие значения напорного градиента. Преобладающие величины составляют 0,014—0,06. В изменении градиентов с глубиной отмечается следующая закономерность: по каждому из пластов по мере его погружения до абсолютных отметок минус 700—1000 *м* наблюдается увеличение градиентов, затем они довольно резко падают (рис. 34). Рассолы палеогеновых и верхнемеловых отложений представляют большую ценность и могут быть использованы как промышленные и минеральные.

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_1)

Отложения нижнего мела в Южной Фергане выходят на поверхность в виде очень узких полос и на гидрогеологической карте из-за ее мелкого масштаба объединены с юрскими. Представлены они красноцветной толщей песчаников, конгломератов, известняков и глин суммарной мощностью около 140 *м*. Выше среза гидрографической сети породы сдренированы.

Глубокие воды нижнемеловых отложений на территории Таджикской ССР вскрыты только в пределах Нефтеабадского месторождения нефти. Для характеристики этих вод привлечены материалы по ближайшим структурам — Северному Соху и Северному Риштану, находящимся в Узбекской ССР. Воды нижнемеловых отложений опробованы в интервале глубин 830—2260 *м*; скважины самоизливают с максимальным дебитом около 86 $м^3$/*сутки*. Минерализация вод колеблется

от 1,6—9,7 (Нефтеабад) до 93,6 *г/л* (Северный Сох), тип преимущественно хлоридный, реже сульфатный.

На Северном Риштане к нижнемеловым отложениям приурочена газовая залежь с узкой нефтяной оторочкой. Газ почти целиком состоит из углеводородов с незначительной примесью азота и кислых компонентов (CO_2 и H_2S). На Нефтеабадской площади опробован растворенный газ, принадлежащий к числу азотных с небольшим содержанием метана.

Величины приведенных напоров пластовых вод водоносных горизонтов нижнего мела (ориентировочные из-за малого количества данных) составляют плюс 1000 — плюс 1028 *м*. Поскольку в пределах одних и тех же структур они значительно выше, чем H_0 пластовых вод верхнемелового — палеогенового комплекса, по-видимому, воды нижнего и верхнего мела гидравлически не связаны. Напорный градиент пластовых вод нижнего мела изменяется от 0,023 до 0,23, составляя в среднем 0,13. Недостаточное количество материалов по нижнему мелу не позволяет построить карту гидроизопьез. Однако, опираясь на данные по отдельным скважинам, можно предполагать, что напоры снижаются с севера на юг.

Из-за ограниченности ресурсов подземные воды нижнемеловых отложений ценности не представляют.

ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J)

Отложения юры участвуют в строении адырных гряд Южной Ферганы. К ним принадлежат исключительно континентальные толщи, представленные песчаниками, алевролитами, глинами и углями. В наиболее полном Шурабском разрезе мощность юрских отложений 750—800 *м*, коэффициент фильтрации 0,01—0,05 *м/сутки*, сумма солей в водных вытяжках колеблется от 0,17 до 1,86%; наибольшие значения характерны для глин, наименьшие — для песчаных разностей.

Естественные водопроявления, связанные с отложениями юрского возраста, в пределах Таджикской ССР отсутствуют. Ниже местного вреза гидрографической сети подземные воды вскрыты лишь на площади буроугольного месторождения Шураб, где опробованы в интервале глубин 215—378 *м*. Воды обладают напором, но не самоизливаются. Удельные дебиты скважин не превышают 0,007 *л/сек*, минерализация воды около 6 *г/л*, тип сульфатный, состав сульфатный кальциевый, реже натриевый.

Глубокие воды юрских отложений на территории Таджикистана не изучены. В пределах ближайших структур, находящихся в Узбекистане (Северный Риштан и Северный Сох), они опробованы в интервале глубин 1305—1397 *м*, скважины самоизливают с максимальным дебитом 73—86 *м³/сутки*. Минерализация вод 48—106 *г/л*, тип хлоридный. Спонтанный газ углеводородный с незначительной примесью азота и низким содержанием кислых компонентов. Величина приведенного напора, вычисленная для вод юрских отложений, +1020 *м*. Она близка H_0 пластовых вод нижнего мела, что свидетельствует о гидравлической связи между водами нижнемеловых и юрских отложений и позволяет рассматривать их как единый водоносный комплекс. Значение напорного градиента пластовых вод юрских отложений составляет около 0,06.

Подземные воды юрских отложений изучены слабо, поэтому трудно оценить их народнохозяйственное значение.

Глава VI

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАДЖИКСКОГО РЕГИОНА*

Центрально-Таджикский регион включает Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский хребты, горы Каратау, Баткен и др., а также межгорные впадины — Шахристанскую и Пенджикентскую. В регионе развиты трещинные (грунтовые, карстовые и жильные) воды палеозойских и докембрийских отложений. К межгорным впадинам приурочены пластово-трещинные и пластово-поровые воды мезозойских и кайнозойских отложений. Границами региона служат: на севере (в районе Ура-Тюбинской гряды) Южно-Ферганский глубинный разлом, отделяющий Центральный Таджикистан от Ферганского артезианского бассейна; восточный и западный рубежи условны и совпадают с административными границами Таджикской ССР; на юге регион отделяется от Южно-Таджикского артезианского бассейна Варзобским и продолжающим его Вахшским глубинными разломами.

В Центрально-Таджикском регионе выделяются:

1) воды пролювиально-аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) — пластовые поровые;

2) воды пролювиально-аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) — пластовые поровые;

3) воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений (N_2—Q_I) — пластовые: поровые и трещинные;

4) воды нерасчлененных неогеновых отложений (N) — пластовые: трещинные и поровые;

5) воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений (Pg_3—N_1) — пластовые: трещинные и поровые;

6) воды верхнемеловых — палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные и карстовые;

7) воды нижнемеловых отложений (Cr_1) — пластовые трещинные;

8) воды нерасчлененных юрских отложений (J) — пластовые трещинные;

9) воды пермских и триасовых отложений (P—T) — трещинные грунтовые;

10) воды карбоновых отложений (C) — трещинные: грунтовые и жильные;

11) воды среднедевонских — нижнекарбоновых отложений (D_2—C_1) — трещинные: грунтовые, карстовые и жильные;

12) воды девонских отложений (D) — трещинные: грунтовые, карстовые и жильные;

13) воды силурийских отложений (S) — трещинные: грунтовые и жильные;

14) воды кембрийских отложений (Cm) — трещинные: грунтовые и жильные;

15) воды докембрийских отложений (aCr) — трещинные: грунтовые и жильные;

16) воды интрузивных образований ($\gamma+\sigma$) — трещинные: грунтовые и жильные.

---

* В схеме районирования СССР входит как район третьего порядка в систему гидрогеолсгических массивов и малых артезианских бассейнов Западиого Тяиь-Шаня.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{III-IV})

Отложения верхнечетвертичного и современного возраста наиболее широко развиты в долине р. Зеравшан, где они участвуют в строении четырех террас. Узкой полосой они протягиваются в западной части Шахристанской впадины — выполняют долину крупного сая, спускающегося с Туркестанского хребта. На прочей территории — в долинах притоков р. Зеравшан и мелких саях — отложения Q_{III-IV} не имеют самостоятельного гидрогеологического значения и рассматриваются совместно с подстилающими их дочетвертичными отложениями. В долине р. Зеравшан и в Шахристанской впадине отложения Q_{III-IV} гравийно-галечниковые, песчаные (русловая фация), супесчаные и суглинистые (пойменная фация). Большая роль в составе толщи принадлежит плохо отсортированному обломочному пролювиальному материалу.

В долине р. Зеравшан грунтовые воды рассматриваемых отложений, по-видимому, развиты повсеместно и имеют тесную гидравлическую связь с водами поверхностного потока реки. Глубина залегания их зависит от рельефа, увеличиваясь при переходе от низких террас к высоким; величина ее неизвестна. Обводненность галечников значительна, модули подземного стока по ориентировочным подсчетам достигают 1—3 *м*^{3}/*сек*/*км*^{2}. В межень происходит интенсивная разгрузка грунтовых вод в реку; отмечено большое количество родников, характеризующихся резкими сезонными колебаниями расходов. Минерализация изменяется от 0,5 до 1 *г*/*л*, тип преимущественно сульфатный, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

В Шахристанской впадине грунтовые воды отложений Q_{III-IV}, приуроченные к пролювиальным отложениям крупного сая, вскрыты лишь в северной его части. Поток грунтовых вод экранируется здесь Ходжамушкент-Ура-Тюбинской грядой и залегает на глубине 2—3 *м*. Известны безнапорные и напорные воды с минерализацией 0,3—0,6 *г*/*л*; тип сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Сведения о количестве этих вод отсутствуют.

Практическое значение грунтовых вод отложений Q_{III-IV} очень невелико, поскольку они развиты в таких районах, где для водоснабжения используются главным образом поверхностные воды, обладающие хорошим качеством.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II})

Отложения среднечетвертичного возраста распространены в Шахристанской и Пенджикентской впадинах и представлены мощной толщей конгломератов, галечников, песков, лёссовидных супесей и суглинков.

В Шахристанской впадине, ограниченной предгорьями Туркестанского хребта и Ходжамушкент-Ура-Тюбинской грядой, мощность среднечетвертичных отложений в центральной части достигает 600 *м*, резко сокращаясь к бортам. В южной половине впадины в составе толщи преобладают галечники и конгломераты, местами выходящие на поверхность. К северу большую роль начинают играть супеси и суглинки, слагающие верхнюю часть разреза и имеющие мощность 10—15 *м*.

Грунтовые воды на юге Шахристанской впадины характеризуются спорадическим распространением: они приурочены к руслам небольших рек и саев, дренирующих северные склоны Туркестанского хребта.

В вершинах конусов выноса они, по-видимому, залегают на большой глубине, в центре 20—50 *м*. На севере впадины образуется единое зеркало подземных вод, в среднем на глубине 3—5 *м*. Неоднородность литологического состава толщи (чередование суглинистых и песчано-галечниковых отложений) способствует формированию напорных вод. Вследствие подпора Ходжамушкент-Ура-Тюбинской грядой происходит разгрузка вод в виде многочисленных групповых или одиночных родников с дебитами от 0,01 до 60 *л/сек*. Скважины, вскрывающие грунтовые воды в этой части, имеют неустойчивый режим, удельные дебиты их в межень 1—5 *л/сек*, в период паводков до 10—12 *л/сек*. Разгружающиеся воды дают начало поверхностному потоку (с величиной удельного питания до 120 *л/сек/км*^{2}), движущемуся в сторону Лякат-Саватской впадины.

На юге Шахристанской впадины грунтовые воды среднечетвертичных отложений характеризуются постоянством химического состава в течение года и за многолетний период. Минерализация их изменяется в узком интервале (0,2—0,5 *г/л*), тип сульфатный, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. На севере впадины, в зоне разгрузки, отмечены пресные и солоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л*; в последних преобладают сульфаты кальция и натрия.

Пенджикентская впадина, находящаяся между Туркестанским и Зеравшанским хребтами, также выполнена мощной толщей пролювиально-аллювиальных среднечетвертичных отложений. Грунтовые воды приурочены к саям, дренирующим толщу Q_{II}, и к конусам выноса саев. На отдельных участках воды вскрыты скважинами, удельные дебиты которых достигают 1—5 *л/сек*. На периферии конусов выноса, вдоль уреза воды р. Зеравшан, происходит интенсивная разгрузка грунтовых вод, питающих многочисленные родники с расходами от 0,5 до 10—20 *л/сек*. Наиболее крупный родник Кайнар имеет дебит около 60 *л/сек* и обеспечивает г. Пенджикент питьевой водой. Минерализация грунтовых вод 0,4—0,6 *г/л*, тип сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый.

Грунтовые воды среднечетвертичных отложений Шахристанской и Пенджикентской впадин имеют большое народнохозяйственное значение; они широко применяются для водоснабжения и ирригации. По данным П. А. Панкратова, ориентировочные естественные ресурсы вод в пределах Шахристанской впадины составляют 135 млн. *м*^{3} в год. В настоящее время они используются недостаточно.

ВОДЫ ВЕРХНЕНЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N_2—Q_I)

Породы N_2—Q_I в Центральном Таджикистане распространены весьма ограниченно. Они известны лишь в районе Шахристанской впадины, где участвуют в строении невысоких возвышенностей восточного ее борта. Представлены толщей конгломератов, алевролитов, песчаников и глин, суммарной мощностью до 1000 *м*. Выше среза гидрографической сети они практически безводны. Отмеченные на территории их развития два-три родника характеризуются дебитами менее 0,01 *л/сек* и имеют солоноватую воду (минерализация до 4 *г/л*), преимущественно сульфатную кальциевую или натриевую.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N)

Толща нерасчлененных неогеновых отложений выделяется в западной части Зеравшанского хребта, в районе Пенджикентской впадины, где она занимает довольно большую площадь и достигает мощности

600 *м*. В составе толщи принимают участие песчаники, гравелиты, гипсы и конгломераты Водоносность неогеновых отложений изучена слабо. Известно лишь, что в пределах Пенджикентской впадины с ними связаны редкие родники, дебиты которых колеблются от 0,01 до 5—10 *л/сек*. Минерализация 0,1—0,6 *г/л*, тип сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Практического значения эти воды не имеют

ВОДЫ ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Pg_3 - N_1$)

Отложения Pg_3—N_1 развиты на небольших площадях в виде отдельных узких полос. В разрезе их принимают участие красноцветные песчаники, конгломераты, алевролиты и глины мощностью 140—350 *м*. В долинах рек Магиандарья, Фандарья и др. с ними связано несколько родников Вода обычно выходит из делювиальных отложений, перекрывающих коренные породы. Наблюдаются групповые и одиночные родники с расходами 0,12—1 *л/сек*. Минерализация воды колеблется от 0,5 до 2,5 *г/л*, соответственно меняется и химический состав от гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого до сульфатно-гидрокарбонатного натриевого

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Cr_2 - Pg$)

Отложения Cr_2—Pg пользуются в Центральном Таджикистане небольшим развитием. Они известны вп редгорьях Туркестанского хребта, в Гиссарском хребте и в долине р. Зеравшан. Залегают в виде узких полос, обычно среди палеозойских толщ, и ограничены надвигами. В строении их принимают участие известковистые песчаники, глины, гипсы, известняки, реже конгломераты и мергели; мощность достигает 1000 *м*.

Водоносность изучена по данным редких родников. Дебиты их варьируют от 0,5 до 10—20 *л/сек*. Наиболее крупные источники приурочены к карстующимся известнякам палеогена и обычно имеют вид групповых выходов с суммарным дебитом до 15—20 *л/сек*. Преобладают пресные воды с минерализацией около 0,5 *г/л*; в отдельных случаях минерализация увеличивается до 1,2 *г/л*. Тип воды сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый, среди катионов преобладает магний. Воды используются для водоснабжения кишлаков и орошения

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_1)

Нижнемеловые отложения на небольших участках обнажаются в Зеравшанском и Гиссарском хребтах. Значительную площадь они занимают лишь в междуречье Варзоб — Кафирниган, где залегают на интрузивных образованиях палеозоя. Представлены пестроцветными песчаниками, глинами, конгломератами, известняками, гипсами и мергелями; мощность 200—405 *м*.

С нижнемеловыми отложениями связано несколько родников с дебитами 0,1—2 *л/сек*; дебиты отдельных родников до 15 *л/сек*. Минерализация вод не превышает 0,3 *г/л*, по составу они гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые. В верховьях долин рек Кафирниган, Варзоб и Сурхоб воды нижнего мела используются для водоснабжения кишлаков и орошения.

ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J)

Выходы юрских отложений известны на северном склоне Зеравшанского хребта и в ряде пунктов на Гиссарском хребте. Они преимущественно континентальные и состоят из чередующихся слоев песчаников, алевролитов, конгломератов, глинистых сланцев с прослоями углистых сланцев и углей; мощность достигает 1300 *м* Отложения юры прослеживаются в виде широких полос, слагающих мульды синклинальных складок, нередко осложненных дизъюнктивными нарушениями.

Подземные воды изучены по немногим естественным выходам, а также вскрыты разведочными скважинами на месторождениях углей Дебиты родников обычно не более 1—1,5 *л/сек*, в зонах тектонических нарушений — до 5—10 *л/сек* Удельные дебиты скважин 0,2—0,5 *л/сек* Минерализация вод изменяется от 0,3 до 1,5—2 *г/л*. Наиболее минерализованные воды характерны для угленосных пород, в составе этих вод значительная роль принадлежит сульфат-иону, хлору и кальцию. Пресные и солоноватые воды относятся главным образом к сульфатному типу, состав пресных вод гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Практического значения воды юрских отложений не имеют.

ВОДЫ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (P — T)

Пермь и триас развиты в Центральном Таджикистане весьма ограниченно. Пермские отложения обнажаются в ряде пунктов Гиссарского хребта и представлены кислыми эффузивами, их туфами и песчано-конгломератовой толщей, содержащей прослои эффузивов, мощность толщи более 2500 *м* К триасу относятся красноцветные отложения небольшой мощности (около 270 *м*), они встречены в тех же районах, где и угленосные породы юры Водоносность отложений перми и триаса изучена слабо Известно несколько родников, дебиты которых изменяются в интервале 0,5—3,5 *л/сек*, минерализация 0,2—0,3 *г/л*, состав воды гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый. Практического значения они не имеют.

ВОДЫ КАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (C)

Каменноугольные отложения пользуются широким распространением в Центральном Таджикистане Они обнажаются в северных предгорьях Туркестанского и Зеравшанского хребтов, на южном склоне и в осевой части Гиссарского хребта, в горах Каратау Представлены известняками с прослоями эффузивов, которым местами принадлежит главная роль. Эффузивы чередуются с туфами и содержат прослои песчаников, сланцев, известняков Максимальная мощность превышает 5000 *м*.

С осадками карбона связаны многочисленные родники Обычно они выходят непосредственно из коренных отложений, реже из перекрывающего их делювия, в последнем случае родники имеют несколько головок. Дебиты в среднем 0,5—1,5 *л/сек*. К отдельным участкам тектонических нарушений приурочены родники с дебитами до 10 *л/сек* и более Минерализация вод 0,2—3 *г/л*; известны источники, характеризующиеся ультрапресной водой. Тип воды сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый, иногда среди катионов преобладает магний, а среди анионов — сульфат-ион.

В районе гор Каратау установлена закономерность в изменении подземных вод каменноугольных отложений, связанная с рельефом на

отметках 1600—2000 *м* распространены воды с минерализацией 0,3—0,6 *г/л*, температура их 13—16° С, выходы воды приурочены к коренным породам. На отметках менее 1600 *м* минерализация вод увеличивается до 1—1,2 *г/л*, температура возрастает до 16—20° С, выходы воды связаны главным образом с четвертичными отложениями саев, дренирующих породы карбона.

Воды каменноугольных отложений довольно широко используются для водоснабжения небольших поселков и обводнения пастбищ отгонного животноводства.

ВОДЫ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ — НИЖНЕКАРБОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($D_2 - C_1$)

Нерасчлененные отложения среднего девона — нижнего карбона известны в Зеравшанском и Гиссарском хребтах, где они занимают большие площади. К ним относятся глинистые, кремнистые и известковистые сланцы, песчаники и конгломераты суммарной мощностью 2500 *м*. Подземные воды этих отложений имеют практическое значение, используются главным образом для водоснабжения поселков, но изучены слабо. Преобладающие дебиты родников, связанных с ними, не превышают 1,5 *л/сек*, в зонах тектонических нарушений они достигают 7—10 *л/сек*. Минерализация воды не более 0,3 *г/л*, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

ВОДЫ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (D)

Отложения девона широко распространены на северных склонах Туркестанского хребта и в Зеравшано-Гиссарской области. В толще их преобладают доломитизированные известняки с линзами кремней и прослоями песчаников и эффузивов; общая мощность более 2500 *м*. Известняки характеризуются интенсивной трещиноватостью, местами карстуются; карст не изучен. С отложениями девона связаны многочисленные родники, преобладающие дебиты их не превышают 2,5—3 *л/сек*. Известны очень мощные родники с дебитами 35—50 *л/сек*, приуроченные к зонам тектонических контактов и к карстовым полостям. Минерализация воды не более 0,3 *г/л*, тип сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. В связи с тем что девонские отложения распространены в высокогорных, труднодоступных районах, воды их практического значения не имеют.

ВОДЫ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (S)

Силурийские отложения на территории Центрального Таджикистана пользуются исключительно широким развитием. Ими сложены хребты Зеравшанский, Туркестанский и Гиссарский (восточные его районы). В Зеравшанском и Туркестанском хребтах силур представлен хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями песчаников и известняков, в Гиссарском к нему относятся преимущественно известняки, тонкослоистые, мергелистые, часто доломитизированные, и песчано-сланцевая толща; суммарная мощность около 3000 *м*.

В области развития силурийских отложений известны многочисленные водопроявления как групповые, так и одиночные. Преобладающие дебиты родников, приуроченных к сланцам, не превышают 1 *л/сек*, к песчаникам и известнякам,— 4—5 *л/сек*. Со всеми литологическими разностями пород в зонах разломов связаны очень крупные источники, дебиты которых достигают 40—50 *л/сек*. Многие из них дают начало ручьям и небольшим рекам. Минерализация воды в сланцах и извест-

няках 0,1—0,5 *г/л*, в песчаниках 0,5—1 *г/л*, состав главным образом гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. В западных районах Центрального Таджикистана воды силурийских отложений широко используются для водоснабжения поселков и пастбищ отгонного животноводства, в восточных слабозаселенных районах эти воды не имеют практического значения.

К силурийским отложениям приурочены минеральные воды, выходы которых расположены на северном и южном склонах Гиссарского хребта, близ водораздела. Они связаны с мелкими разломами, оперяющими глубинный Главный Гиссарский разлом. Известны шесть групп минеральных источников; воды их принадлежат к холодным углекислым и отличаются друг от друга главным образом по величине минерализации. Наибольший интерес представляют Анзобские и Ходжасангхокские источники.

Анзобские источники находятся в районе перевала Анзоб. Разгрузка воды происходит в неглубоком сае, дренирующем сланцы с прослоями и линзами известняков и кварцитов. Ранее имелся ряд выходов с дебитами отдельных струй 0,01—0,03 *л/сек*. После каптажа вод скважинами источники иссякли. Скважины, вскрывшие минеральную воду на глубине 20—160 *м*, самоизливают с расходом 0,1—0,3 *л/сек*. Температура воды не превышает 6° С, pH 6,2. Химический состав воды следующий:

$$M_{1,5}\,\frac{HCO_3\,95\ Cl\,5}{Ca\,50\ Na\,27\ Mg\,23}.$$

Растворенный газ почти нацело состоит из углекислоты. Содержание ее летом достигает 1,5—1,6 *г/л*, зимой снижается до 0,45—0,7 *г/л*. Гелий-аргоновый коэффициент равен 0,004. Из-за невысокой производительности скважин углекислые воды не используются.

Источники Ходжасангхок располагаются в верховьях р. Зидды. Вода выходит на контакте сланцев и известняков, инъецированных гранитоидами. Насчитывалось 13 выходов минеральной воды; число их сократилось до трех в результате каптажа. Суммарный дебит около 2 *л/сек*, температура воды 7—9° С, pH 5,9. Содержание H_2SiO_3 8 *мг/л*, Rп 1,9 ед. Махе, Fe^{3+} 0,5 *мг/л*. Химический состав следующий:

$$M_{1,97}\,\frac{HCO_3\,92\ Cl\,6\ SO_4\,2}{Ca\,60\ Na\,24\ Mg\,16}.$$

Наблюдается интенсивное отложение травертинов. Растворенный газ почти нацело состоит из углекислоты. Количество ее колеблется от 1,7 до 2,5 *г/л*. Гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,2. Минеральные воды Ходжасангхока рекомендованы для практического использования — промышленного розлива (Бедер, Чуршина, 1967).

ВОДЫ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cm)

Отложения кембрия встречены в виде небольших выходов на северном склоне Туркестанского и в западных частях Гиссарского хребтов. В составе их преобладают метаморфизованные песчаники, филлиты, биотитовые и хлоритовые сланцы с прослоями известняков; суммарная мощность достигает 1500 *м*. С ними связаны редкие родники, данные о которых отсутствуют.

ВОДЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (aCm)

К докембрийскому возрасту относят так называемый гармский комплекс, представленный различными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и мраморами, развитыми в восточных районах

Центрального Таджикистана Практического значения воды этих пород не имеют, поскольку они распространены в слабозаселенных районах Родники редкие, дебиты 0,5—1,5 *л/сек*, минерализация воды 0,2—0,5 *г/л*, тип сульфатный, состав гидрокарбонтано-сульфатный кальциево-натриевый

ВОДЫ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Интрузивные образования занимают большие площади главным образом в Гиссарском хребте, где так называемый Гиссарский плутон протягивается примерно на 200 *км* В составе интрузий преобладают породы кислого ряда — граниты и гранодиориты, относящиеся к среднему и верхнему палеозою К интрузивным породам приурочены трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды

Трещинно-грунтовые воды интрузивных пород в ряде пунктов разгружаются на поверхность Известны многочисленные групповые и одиночные родники, места выхода воды часто прикрыты делювиальными отложениями Дебиты родников обычно не превышают 0,5—1 *л/сек* Минерализация вод изменяется от 0,1 до 0,3 *г/л*, во многих случаях вода в родниках ультрапресная Воды относятся преимущественно к карбонатному типу, состав их гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый Практическое значение трещинно-грунтовых вод интрузивных пород очень велико, так как они распространены в заселенных районах и широко используются для водоснабжения и орошения

Трещинно-жильные воды интрузивного комплекса пород питают минеральные источники Они приурочены к молодым разломам, оперяющим древние разломы глубокого заложения По газовому составу и температуре воды относятся к азотным термальным и высокотермальным По минерализации и химическому составу они разные

Минеральные воды Явроз вскрыты скважинами на правом борту долины р Кафирниган, в районе кишлака того же названия Они связаны с Иосским разломом субширотного простирания (Гордиенко и др, 1965) Вода получена с глубины 128—275 *м* из гранитоидов Отдельные скважины дали самоизлив с максимальным дебитом до 7—8 *л/сек* Удельные дебиты скважин 0,56—0,89 *л/сек* Температура воды колеблется от 26 до 42° С Минерализация воды по сезонам года изменяется значительно — от 0,29 (весной) до 3,1 *г/л* (зимой), что объясняется разбавлением минеральных вод пресными трещинно-грунтовыми водами, pH минеральных вод 6,8—8,2 Из бальнеологически ценных компонентов обнаружены H_2SiO_3 7,3—28 *мг/л*, HBO_2 до 10 *мг/л*, Rn 5—8 ед Маче Химический состав воды одной из скважин следующий

$$M_{2,5}\,\frac{Cl\,94\;HCO_3\,4\;SO_4\,2}{Na\,83\;Ca\,17}.$$

Растворенный газ почти целиком состоит из азота, отмечается присутствие сероводорода и высокое содержание гелия (до 2%) Гелий-аргоновый коэффициент равен 0,95

Минеральные источники Обигарм располагаются в пределах южного склона Каратегинского хребта, в долине одноименной реки и ее боковых притоков Здесь имеется небольшая котловина, заполненная 300-метровой толщей древних и современных четвертичных отложений, в строении которых участвует песчано-галечниковый материал, перемежающийся с глинистыми пропластками Разломы, оперяющие глубинный Вахшский разлом и секущие коренное ложе котловины, разгружают в нее минеральную воду, где она смешивается с пресными

водами четвертичных отложений; образуется своеобразный артезианский бассейн. Минеральная вода каптирована семью скважинами на глубине 100—207 *м*. Суммарный дебит всех скважин при самоизливе достигает 62 *л/сек*. Температура воды колеблется от 42 до 53° С. Химический состав характеризуется следующей формулой:

$$M_{0,9}\ \frac{SO_4\ 52\ Cl\ 44\ HCO_3\ 4}{Na\ 68\ Ca\ 30\ Mg\ 2}.$$

Содержание H_2SiO_3 колеблется от 25,7 до 31,4 *мг/л*, pH 7,4. Растворенный газ азотный; гелий-аргоновый коэффициент равен 0,12—0,13.

Минеральные источники Ходжаобигарм находятся на южном склоне Гиссарского хребта, в зоне регионального Гушаринского (Ходжаобигармского) надвига. Последний осложнен серией молодых сопряженных нарушений, разбивающих породы на ряд мелких тектонических блоков (Гордиенко, Мальцев, 1965). Минеральная вода, поднимающаяся к поверхности по трещинам, растекается затем по склону вдоль контакта гранитов и делювиальных отложений. При этом образуется так называемый «термальный склон», представляющий собой небольшой тектонический блок в виде трапеции, обращенной южным основанием к долине р. Мазар. Исследования, проведенные в 1967 г. (А. А. Шапар, В. Г. Туев), показали, что трещины, сопровождающие Гушаринский надвиг, большей частью закрытые и лишь опущенный и несколько выдвинутый к югу блок «термального склона» в северной части характеризуется наличием открытых трещин. Термоминеральная вода поднимается к поверхности по вертикальному каналу сечением около 120 $м^2$. Достигая верхней выветрелой части гранитов, термальные воды «вскипают» за счет перепада давления. В верхней части термального склона, где происходит перелив перегретых вод из разлома, образуется пар, который имеет температуру 96—98° С, содержит бальнеологически ценные элементы и используется в пароэманатории. Температура воды на этом участке составляет 82—96° С, минерализация воды 0,4 *г/л*, pH 9—9,5, содержание Rn 5—40 ед. Махе, H_2SiO_3 140 *мг/л*, H_2S 3 *мг/л*.

В направлении вниз по «термальному склону» температура воды снижается до 70—75° С в средней части и до 60—68° С в нижней части склона. Одновременно изменяются и свойства термоминеральных вод: содержание H_2SiO_3 уменьшается до 100 *мг/л*, Rn — до 1—1,5 ед. Махе, pH 8,5.

Химический состав вод Ходжаобигарм следующий:

$$M_{0,4}\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 35\ Cl\ 33\ SO_4\ 32}{Na\ 70\ Ca\ 15\ Mg\ 15}.$$

Отмечается высокое содержание фтора (до 20 *мг/л*). Свободные и растворенные газы азотные; на долю углекислоты приходится всего 0,5—1%.

Термоминеральные воды вскрыты семью скважинами, все они самоизливают с суммарным дебитом 7,8 *л/сек*. Максимальные расходы отмечены в апреле — июне, в этот же период несколько снижается температура вод, что связано с обильным таянием снежного покрова; качественный состав вод в течение года практически не изменяется.

На месторождениях минеральных вод Явроз, Обигарм и Ходжаобигарм определены эксплуатационные ресурсы по высоким промышленным категориям; в Ходжаобигарме подсчитаны запасы пара. Явровские воды используются грязелечебницей, обигармские и ходжаобигармские — курортами республиканского значения.

Глава VII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО РЕГИОНА*

Южно-Таджикский артезианский бассейн занимает северо-восточную часть Афгано-Таджикской впадины. Границами бассейна (в пределах Таджикской ССР) являются: на севере Варзобский и продолжающий его Вахшский глубинные разломы, отделяющие бассейн от гидрогеологических массивов Центрального Таджикистана; на северо-востоке граница условно проведена по контакту неогеновых пород с более древними отложениями, участвующими в строении Петро-Заалайской области; восточной границей служит Северо-Памирский (Дарваз-Каракульский) глубинный разлом, отделяющий бассейн от гидрогеологических массивов Дарваза и Памира; южная и западная границы условны и совпадают с административными.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне развиты пластовые (поровые, трещинные и карстовые) воды осадочного мезо-кайнозойского чехла. Сведения о водах герцинского фундамента, залегающего в центральных районах бассейна на глубинах 10 000—12 000 *м*, отсутствуют.

В пределах бассейна выделяются:

1) воды аллювиальных и пролювиально-аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) — пластовые: поровые;

2) воды пролювиально-аллювиальных среднечетвертичных отложений (Q_{II}) — пластовые: поровые;

3) воды верхненеогеновых — нижнечетвертичных отложений (N_2—Q_I) — пластовые: поровые, трещинные и карстовые;

4) воды верхненеогеновых отложений (N_2) — пластовые: трещинные и поровые;

5) воды нижненеогеновых отложений (N_1) — пластовые: трещинные и поровые;

6) воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений (Pg_3—N_1) — пластовые: трещинные;

7) воды верхнемеловых — палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные и карстовые;

8) воды нижнемеловых отложений (Cr_1) — пластовые: трещинные;

9) воды верхнеюрских отложений (J_3) — пластовые: карстовые и трещинные;

10) воды нерасчлененных юрских отложений (J) — пластовые: трещинные и карстовые.

ВОДЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{III-IV})

Породы верхнечетвертичного и современного возраста широко развиты в Южно-Таджикской депрессии. Преимущественно аллювиальные отложения распространены на обширных равнинах низовьев долин рек Кафирниган, Вахш, Пяндж, Яхсу, Кызылсу, а также в Гиссарской долине. Пролювиально-аллювиальные отложения выполняют межгорные впадины — Бишкентскую, Обикиикскую, Яванскую, Дангаринскую, Ташраватскую и Аузикенсайскую. Подземные воды речных долин и межгорных впадин рассматриваются отдельно.

* В схеме районирования СССР входит как район третьего порядка в систему сложных межгорных артезианских бассейнов Западного Тянь-Шаня.

Воды аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений

В строении верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений участвуют пойменная и русловая фации.

К пойменной фации относятся преимущественно лёссовидные отложения: супеси, суглинки и глины мощностью от 2—10 до 116 *м*. Пористость их 0,3—0,6, коэффициент фильтрации в зоне аэрации 0,1—0,3 *м/сутки*, нередко менее 0,1 *м/сутки*. Засоленность пород пестрая. Характерно развитие процессов вторичного соленакопления, приводящих к образованию солончаков хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного состава. Наиболее широко солончаки распространены в долине р. Вахш (устьевой ее части и в районе Каралангской низины) и в долинах рек Яхсу и Кызылсу (в окрестностях соляного купола Ходжамумын); отдельные пятна солончаков отмечены на Кировабадском участке долины р. Пяндж. Количество солей в верхней части разреза солончаков местами достигает 40—50%.

К русловой фации принадлежат галечники и пески; вниз по течению рек галечники обычно замещаются песками. Общая мощность галечников не выявлена. В Вахшской долине скважины глубиной более 500 *м* не вышли из четвертичных отложений. Обращает на себя внимание сравнительно хорошая отсортированность галечников Гиссарской, Кафирниганской и Пянджской долин; в Вахшской, Яхсуйской и Кызылсуйской долинах галечники содержат многочисленные прослои и линзы песка. Это отражается на величинах коэффициентов фильтрации, достигающих больших значений в первых трех долинах (40—100 *м/сутки* и более) и сравнительно низких в долинах рек Вахш, Яхсу и Кызылсу (12—30 *м/сутки*); исключение представляют вершины конусов выноса рек Вахш и Яхсу, где коэффициент фильтрации галечников превышает 100 *м/сутки*.

Гиссарская долина занимает северную периферию Южно-Таджикской депрессии и протягивается примерно на 80 *км*. В центральной ее части находится перевал, к западу от которого воды стекают в р. Сурхандарью, к востоку — в р. Кафирниган. Долина густо заселена. Земли ее издавна орошаются и используются под посевы хлопчатника, джута и других сельскохозяйственных культур. Подземные воды вскрыты большим количеством скважин, за ними непрерывно ведутся режимные наблюдения; в последние годы в долине проведена крупномасштабная гидрогеологическая съемка (В. Е. Ивашкин).

По обе стороны от водораздела гидрогеологические условия однотипны. Подземные воды со свободным зеркалом приурочены к аллювиальным отложениям рек, дренирующих южные склоны Гиссарского хребта и образующих в Гиссарской долине мощные конусы выноса (к востоку от водораздела — реки Ханака, Душанбинка, Кафирниган, Иляк, к западу — Каратаг, Шеркент, Обизаранг).

Глубина залегания вод изменяется от 1 до 50 *м* и более и зависит от особенностей мезо- и микрорельефа. На пойменных террасах рек она наименьшая (не превышает 3 *м*); местами воды выходят на поверхность, заболачивая поймы рек. На площади первой надпойменной террасы, развитой главным образом в районе г. Орджоникидзеабада, воды залегают на глубине 5—10 *м* и погружаются на 20 *м* и более с приближением к предгорьям. В вершинах конусов выноса глубины составляют 30—40 *м*, уменьшаясь в основании конусов до 8—10 *м*. В пределах высоких террас верхнечетвертичного возраста воды вскрыты на глубине свыше 50 *м*.

Водообильность галечников современных отложений Гиссарской долины неодинакова. Удельные дебиты скважин изменяются от 5 до

45 *л/сек*; отмечается уменьшение водообильности по направлению к предгорьям. Также уменьшается водообильность галечников вниз по вертикали разреза. Например, в одном из восточных участков долины до глубины 50 *м* удельные дебиты скважин колеблются от 5,4 до 11,3 *л/сек*, снижаясь до 0,002 *л/сек* на глубине около 75 *м*. Низкой водообильностью характеризуются отложения верхнечетвертичного возраста: удельные дебиты скважин обычно не превышают 3 *л/сек*.

Воды аллювиальных отложений Гиссарской долины пресные. Минерализация их не более 1 *г/л*, обычно менее 0,5 *г/л*. Воды преимущественно сульфатного типа, гидрокарбонатные кальциево-магниевые. До глубины 100 *м* минерализация вод практически не изменяется. На отдельных участках (например, вдоль предгорий хр. Рангон и гряды Абдула-Ака в районе пос. Кокташ) отмечены солоноватые воды с минерализацией до 5 *г/л*, сульфатные натриево-магниевые.

Подземные воды конуса выноса р. Ханака имеют область разгрузки, располагающуюся в районе Гиссарской крепости. В этом месте происходит резкое сужение живого сечения потока грунтовых вод долины р. Ханака и подпор потока возвышенностью Уртабоз, сложенной суглинисто-глинистыми отложениями среднечетвертичного возраста. Подпор вызывает выполаживание зеркала вод и уменьшение глубины их залегания. Часть вод разгружается на поверхность. На площади 8 *км*^{2} отмечено около 70 родников с дебитами 0,1—10 *л/сек*; суммарный дебит достигает 100 *л/сек*. Минерализация вод не превышает 0,2—0,3 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Растворенный газ азотно-кислородный, гелий-аргоновый коэффициент очень низкий (0,00015), что свидетельствует о неглубокой циркуляции вод.

На водоразделе рек Сурхандарья — Кафирниган установлены два водоносных горизонта. Первый, со свободным зеркалом, формируется в супесчано-суглинистых отложениях пойменной фации верхнечетвертичных отложений. Глубина залегания его 1—10 *м*, дебиты родников, которые питаются водами этого горизонта, не превышают 0,1—0,3 *л/сек*, минерализация вод 0,8—13,1 *г/л*, состав изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого до сульфатно-хлоридного натриевого. Второй водоносный горизонт приурочен к локально развитым погребенным конусам выноса, сложенным галечниками, щебнем и супесчано-суглинистым материалом. Воды залегают на различных глубинах, обладают напором, минерализация 0,6—2,1 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый или сульфатный кальциевый.

Режим подземных вод Гиссарской долины характеризуется резкими спадами и подъемами уровня вод, что связано с режимом орошения; годовая амплитуда колебания уровня вод 4—13 *м*. Максимум наступает в августе — сентябре, минимум в марте. Минерализация вод изменяется мало (на 0,1—0,4 *г/л* в течение года), температура 15—20° С.

Естественные ресурсы подземных вод аллювиальных отложений Гиссарской долины, установленные на участке Кафирниганского водозабора (восточнее г. Душанбе), составляют 2810 *л/сек* (А. А. Куделько).

Долина р. Кафирниган (низовьев) располагается в западной части депрессии. Ширина долины 7—8 *км* на севере и до 20 *км* на юге; земли ее орошаются и используются под посевы хлопчатника, джута и других культур.

С аллювиальными отложениями долины связан мощный водоносный горизонт со свободным уровнем, приуроченный к галечникам; зеркало вод нередко располагается в покровных супесях и суглинках. Мощность горизонта не определена, поскольку ни одна из скважин

(глубиной 150—200 *м*) не вскрыла коренного ложа долины. Глубина залегания вод зависит от условий рельефа — она не превышает 3 *м* на территории низких террас современного возраста и увеличивается до 10—50 *м* в пределах верхнечетвертичных террас.

Водообильность современных аллювиальных отложений сравнительно высокая — удельные дебиты скважин колеблются от 5 до 10 *л/сек*. Менее водообильны породы верхнечетвертичного возраста: удельные дебиты скважин, заложенных на террасе Q^2_{III}, 2—3 *л/сек*, а на террасе Q^1_{III} — всего 0,01 *л/сек*. Воды современного аллювия пресные (до 1 *г/л*), сульфатного типа, гидрокарбонатные кальциево-магниевые и лишь на юге долины появляются солоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л*, сульфатные кальциево-натриевые. С верхнечетвертичными отложениями связаны более минерализованные (до 10 *г/л*) сульфатные хлоридно-натриевые воды.

Режимные наблюдения за водами долины Кафирнигана свидетельствуют о том, что на орошаемых землях максимальное положение уровня вод отмечается в августе — сентябре, минимальное в марте — апреле; амплитуда колебания уровня составляет 4—5 *м* на хорошо дренируемых участках и 1—2 *м* — на площадях с затрудненным дренажом. Минерализация вод по сезонам года изменяется очень мало.

Долина р. Вахш (низовье) занимает центральную часть Таджикской депрессии. По выходу из гор на равнину (к югу от перикланали хр. Каратау) река образует мощный конус выноса (известный под названием Курган-Тюбинского). Ширина долины в пределах Курган-Тюбинского конуса около 25 *км*; южнее, в районе возвышенности Кызылтумшук, долина сужается до 8—10 *км*, еще южнее она сливается с долиной р. Пяндж и достигает ширины 30—35 *км*; в устье (при впадении в р. Амударью) долина вновь сужается до 2—3 *км*. Орошаемые земли Вахшской долины представляют большую ценность и с давних времен используются под посевы длинноволокнистого хлопка, джута, различных плодово-ягодных культур и пр. Подземные воды долины вскрыты многочисленными скважинами, в течение двух десятилетий здесь функционирует наблюдательная режимная сеть; в последние годы проведена крупномасштабная гидрогеологическая съемка (Н. И. Колесник и др.).

С галечниками и песками аллювиальных отложений левобережья Вахшской долины связан мощный водоносный горизонт безнапорных вод (рис. 35). Скважины глубиной около 500 *м* не вышли из этого горизонта, коренное ложе долины достигнуто не было. Зеркало вод располагается в покровных супесчано-суглинистых отложениях на глубине, зависящей от мезо- и микрорельефа. На территории низкой и высокой пойменных террас глубина обычно не более 1 *м*, нередко воды выходят на поверхность, образуя болота. Широко развита в долине Вахша первая надпойменная терраса, в пределах которой располагаются основные орошаемые земельные массивы. Поверхность этой террасы имеет своеобразный микрорельеф — многочисленные чашеобразные понижения, где глубина залегания вод не превышает 1 *м*; на водоразделах между понижениями она увеличивается до 1—5 *м* в северной части долины и до 10—12 *м* в южной. Максимальные глубины залегания подземных вод характерны для высоких террас верхнечетвертичного возраста; они колеблются от 10 до 40 *м* и достигают 50 *м* и более на самой высокой (четвертой надпойменной) террасе.

Водообильность современных аллювиальных отложений Вахшской долины высокая. В районе Курган-Тюбинского конуса выноса, сложенного преимущественно галечниками, удельные дебиты скважин составляют 50 *л/сек*. На юге, где в разрезе толщи значительная роль при-

надлежит пескам, удельные дебиты скважин снижаются до 1—5 *л/сек*. Отмечено (Н. И. Колесник), что по вертикали разреза с глубины около 300 *м* уменьшается коэффициент фильтрации галечников (в связи с появлением в них конгломератовидных прослоев) и резко падают дебиты скважин. Сравнительно невысокой водообильностью характеризуются аллювиальные отложения верхнечетвертичного возраста, участвующие в строении высоких террас: удельные дебиты скважин обычно не превышают 1 *л/сек*, чаще 0,1 *л/сек*.

Минерализация и химический состав грунтовых вод Вахшской долины отличаются большой пестротой. В галечниках минерализация вод от менее 1 до 10 *г/л* и более. В направлении вниз по долине и при переходе от низких террас к высоким минерализация вод увеличивается. Преобладают сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые воды преимущественно сульфатного типа. В вертикальном разрезе водоносного горизонта (до глубины около 470 *м*) минерализация вод галечников изменяется очень мало. В супесчано-суглинистых покровных отложениях химический состав вод еще более пестрый: минерализация колеблется от 1 до 40 *г/л* и более, гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными и хлоридными. На территории первой надпойменной террасы отмечено резкое увеличение минерализации вод в направлении от водоразделов к чашеобразным понижениям рельефа.

Важная роль в формировании грунтовых вод Вахшской долины принадлежит молодым поперечным поднятиям, которые разделяют долину на три крупные части: северную, совпадающую с Курган-Тюбинским конусом выноса, ограниченную северной периклиналью Кызылтумшукской антиклинали; центральную, ограниченную с юга поднятием структуры Кизимчек, и южную, занимающую низовье Вахшской долины. Последняя в устье испытывает резкий пережим в связи с воздыманием структуры Ходжаказиан и возникновением в рельефе брахиантиклинали Бурютау. Молодые поднятия создают подпруживание реки и потока грунтовых вод, формирующихся в долине. Вследствие подпруживания в направлении вниз по долине ухудшаются условия естественной дренированности. Это ведет к засолению и заболачиванию земель, которое проявляется тем интенсивнее, чем выше (из-за подпора) поднимается

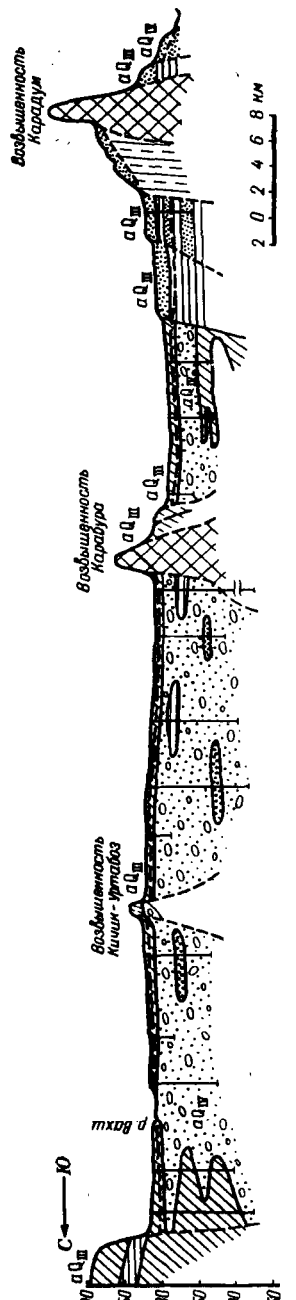


Рис. 35. Продольный гидрогеологический профиль через Вахшскую долину (составила Н. И. Колесник):
1 — глины; *2* — переслаивание лёссовидных суглинков и супесей; *3* — суглинки; *4* — пески; *5* — дочетвертичные отложения; *6* — уровень подземных вод со свободной поверхностью; *7* — галечники; *8* — скважина

уровень грунтовых вод. В результате земли Вахшской долины характеризуются плохим мелиоративным состоянием.

В пределах Курган-Тюбинского конуса выноса, на правобережье долины Вахша, скважинами вскрыты два водоносных горизонта. Первый горизонт безнапорный, залегает на глубине 1—5 *м* и характеризуется минерализацией вод от 1 до 28 *г/л* (минерализация увеличивается к бортам долины за счет подтока соляных вод из Яванской и Обикиикской долин). Второй горизонт напорный, формируется благодаря присутствию среди галечников прослоев плотных суглинков (см. рис. 36), вскрывается на глубине 70—100 *м* и обеспечивает самоизлив скважин. Поскольку горизонт получает питание из р. Вахш, минерализация воды не превышает 1 *г/л*.

Режим грунтовых вод Вахшской долины различен на массивах старого и нового орошения. В пределах первых максимальное положение уровня вод приходится на август — сентябрь, минимальное на февраль — март, что почти точно соответствует режиму водоподачи на орошение. Годовая амплитуда колебания уровня 1,5—2,5 *м*. Опресняющее влияние поливов сказывается к концу вегетации, когда минерализация вод уменьшается на 0,2—1 *г/л*. Температура грунтовых вод изменяется от 14—16 (январь — февраль) до 20—22° С (август — сентябрь). В пределах массивов нового орошения в зависимости от их дренированности в режиме уровня грунтовых вод отмечаются следующие особенности. На хорошо дренированных высоких террасах р. Вахш в первые годы орошения происходит довольно резкий подъем уровня (до 2—3 *м*, а местами 4—5 *м* в год). После наступления равновесия между инфильтрацией из оросительной сети и подземным стоком подъем уровня практически прекращается, а годовая амплитуда колебания уровня становится примерно такой же, как на староорошаемых землях. На слабодренированных площадях подъем уровня под влиянием орошения идет беспрерывно.

Естественные ресурсы грунтовых вод аллювиальных отложений Вахшской долины на левобережье в районе Курган-Тюбинского конуса выноса составляют 330 000 *м*^{3}*/сутки*, в районе пос. Джиликуль — 14 250 *м*^{3}*/сутки*. На правом берегу расход потока напорных вод составляет: в вершине Курган-Тюбинского конуса выноса до 19 000 *м*^{3}*/сутки*, в основании конуса до 12 000 *м*^{3}*/сутки*. По-видимому, 7000 *м*^{3}*/сутки* уходит на перелив в вышележащий безнапорный водоносный горизонт (Н. И. Колесник).

Долины рек Яхсу, Кызылсу и Пяндж (низовья) располагаются в восточной части Южно-Таджикской депрессии. Территория долин плотно населена. Земли низких террас орошаются и используются под посевы хлопчатника, джута, бахчевых и других сельскохозяйственных культур; земли высоких террас орошаются частично, на них производят посевы богарной пшеницы и располагаются сенокосные угодья.

В аллювиальных отложениях долин развиты два типа вод: со свободным зеркалом и напорные. В вершинах конусов выноса рек Яхсу и Пяндж напорные воды отсутствуют; в толще галечников здесь формируется единый мощный горизонт подземных вод со свободным зеркалом. Вследствие изменения литологического состава аллювия при движении вниз по конусам воды приобретают напор. Так, в долине р. Яхсу напорные воды появляются на широте кишлака Гилот, а в долине Пянджского конуса выноса — к западу от кишлака Акмазар.

Воды со свободной поверхностью вскрыты повсеместно и приурочены к галечникам; зеркало их обычно располагается в покровных су-

песчано-суглинистых отложениях. Глубина до воды наибольшая в вершинах конусов выноса (до 50 *м*). На значительной части территории низких террас глубина не превышает 3 *м*, а в районе устья р. Кызылсу и на Кировабадском участке долины р. Пянджа составляет 3—10 *м* Максимальная глубина залегания вод характерна для высоких террас верхнечетвертичного возраста; она колеблется от 30—40 до 80 *м* и более. В вершинах конусов выноса удельные дебиты скважин достигают 50 *л/сек*, на прочей территории — 4—5 *л/сек* Самые низкие водопритоки (удельные дебиты не выше 1 *л/сек*) получены в скважинах на территории высоких террас.

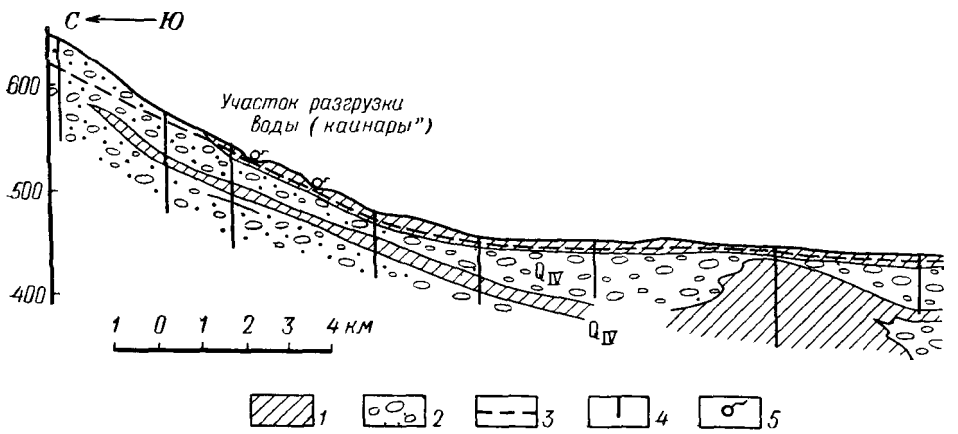


Рис 36 Продольный гидрогеологический профиль через долину реки Яхсу.
1 — суглинки *2* — галечники *3* — уровень подземных вод со свободной поверхностью *4* — скважина *5* — родник

Минерализация вод со свободной поверхностью изменяется в широких пределах — от 0,5 до 50 *г/л* и более Основные площади заняты пресными водами с минерализацией до 1 *г/л* Солоноватые воды (до 3 *г/л*) отмечены в долине р. Кызылсу к северу от г Ходжамумын и в устье реки; сильносолоноватые (до 10 *г/л*) протягиваются узкой полосой в пределах Кировабадского участка долины Пянджа, соляные и рассольные воды (до 50 *г/л* и более) известны в районе развития солончаков — в долинах Пянджа и Яхсу (к северу от г. Ходжамумын) Воды относятся к карбонатному (в вершине Яхсуйского конуса выноса) и сульфатному типам, состав пестрый, но преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые

Напорные воды вскрыты на территории низких террас в долине р. Яхсу на глубине в среднем 40—50 *м*. Они разведаны на участке от широты кишлака Гилот на севере до устья р Бешкапинка на юге Приурочены к галечникам аллювиальных отложений верхнечетвертичного возраста (?). Скважины самоизливают, удельные дебиты 1,5—3,5 *л/сек*, в направлении вниз по долине дебиты уменьшаются. Минерализация вод 0,3—0,65 *г/л*, тип сульфатный, состав пестрый. Напорные воды, по-видимому, формируются и в основании конуса выноса р. Пянджа, но выработками они не вскрыты В обеих долинах — Яхсу и Пянджа — напорные воды разгружаются на поверхность (рис. 36 и 37) в связи с резким изменением живого сечения потока вод и подпором, который создается соляным куполом Ходжамумын. Отмечены многочисленные родники. Вода их выбивает грифонами из днищ небольших (до нескольких метров в диаметре) углублений и интенсивно газирует («кипуны», или «кайнары»). Дебиты кайнаров колеблются в ши-

роких пределах, максимум достигает 5—10 *л/сек*; минерализация воды не превышает 1 *г/л*. Спонтанный газ азотно-кислородный с $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,001—0,007. Из микроорганизмов обнаружены денитрифицирующие бактерии.

Характер режима подземных вод со свободной поверхностью орошаемых и неорошаемых земель различен. На орошаемых землях, удаленных от рек, максимальное положение уровня вод наблюдается с июля по октябрь, минимальное — с декабря по апрель. Годовое изменение уровня соответствует изменению водоподачи на орошение; амплитуда колебания 0,3—3,5 *м*. Минерализация уменьшается к концу

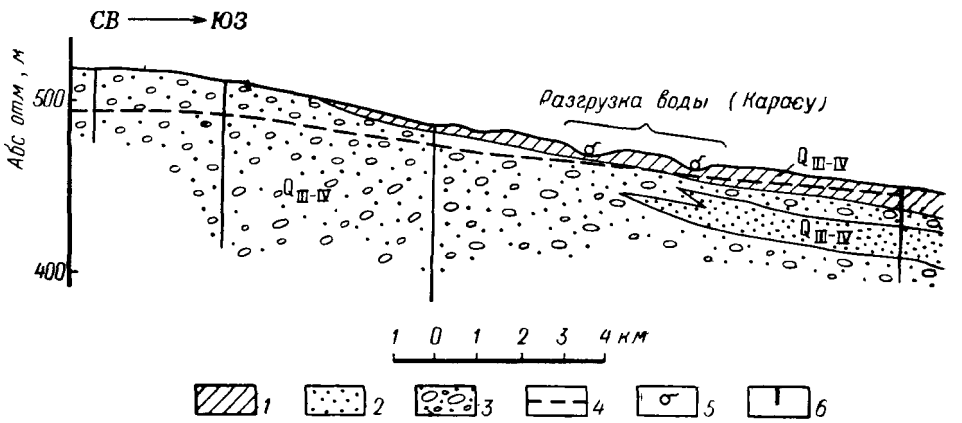


Рис. 37. Продольный гидрогеологический профиль через Пянджский конус выноса:
1 — суглинки, *2* — пески; *3* — галечники, *4* — уровень подземных вод со свободной поверхностью, *5* — родник; *6* — скважина

вегетационных поливов, величина опреснения составляет 0,2—0,8 *г/л*. Температура вод колеблется от 13 до 20° С. Низкие температуры отмечаются в весенне-зимние месяцы, более высокие — к концу лета. Режим грунтовых вод неполивных земель, лежащих вдоль русел рек Кызылсу, Яхсу, Пяндж, соответствует режиму речных вод. Сезонное изменение уровня характеризуется двумя подъемами — в мае — июне и ноябре — декабре и двумя спадами — в августе — сентябре и феврале — марте. Минерализация воды уменьшается к основному, весеннему, подъему уровня и увеличивается к осеннему спаду. Температура воды изменяется от 14 (в холодную половину года) до 23° С (весной и летом).

Воды пролювиально-аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений

Пролювиально-аллювиальные отложения главным образом верхнечетвертичного возраста (Q_{III}^{1+2}) развиты в межгорных впадинах Южно-Таджикской депрессии.

В строении толщи Q_{III}^{1+2} участвуют пойменная и русловая фации. Пойменная фация представлена лёссовидными суглинками и супесями большой мощности, обычно превышающей 100 *м*. Поскольку значительная роль в разрезе толщи принадлежит пролювиальному материалу, близ подножий горных хребтов лёссовидные отложения впадин перемежаются с прослоями щебня, гравия, валунов и т. д. К русловой фации относятся галечники с валунами, гравием и песком, состоящие из местных осадочных пород. В направлении вниз по впадинам галеч-

ники нередко выпадают из разреза, замещаясь мелкозернистыми песками и легкими пылеватыми суглинками и супесями. Максимальная мощность отложений русловой фации достигает 40—60 *м*.

Пористость лёссовидных пород (в естественных обнажениях) наиболее часто колеблется от 0,4 до 0,55. Коэффициент фильтрации в зоне аэрации составляет в среднем 0,1—0,5 *м/сутки*, в зоне насыщения достигает 9—12 *м/сутки*. Засоленность пород характеризуется большой пестротой. Близ поверхности отмечены как промытые грунты, в которых количество солей не превышает 0,1%, так и солончаки обычно сульфатно-хлоридного или хлоридно-сульфатного состава. Наиболее широко солончаки развиты в Бишкентской впадине, где сумма солей достигает 20% и более. Отдельные пятна солончаков наблюдаются в Дангаринской и Яванской впадинах. При макроскопическом изучении пород в вертикальном разрезе выявилась их высокая загипсованность и засоленность на всю мощность, вскрытую скважинами. Особенно засоленными оказались отложения в Яванской впадине.

Бишкентская впадина, окаймленная хребтами Устынтау и Туюнтау с запада, Аруктау с востока, протягивается на 35—40 *км* в меридиональном направлении. Выровненное днище впадины на юге сливается с первой надпойменной террасой правобережья р. Кафирниган. На севере, примерно на широте кишлака Тартки, во впадине имеется перевал, к югу и северу от которого сток направлен к различным участкам долины р. Кафирниган.

Бишкентская впадина заполнена суглинисто-супесчаной толщей средне- и верхнечетвертичных отложений, мощность которых достигает 500 *м*. К этим породам приурочен горизонт подземных вод со свободным зеркалом. Воды залегают на глубине до 10 *м* у восточного (Аруктауского) борта впадины и погружаются на 50 *м* и более у западного (Туюнтауского); движение потока направлено от восточного борта к западному. Наиболее пресные (до 1 *г/л*) воды развиты в пределах узкой полосы, следующей вдоль арычной сети; последнюю питает мощный родник Чиличорчашма, связанный с известняками палеогена южной периклинали хребта Аруктау. К северу, востоку и западу от этой полосы минерализация грунтовых вод возрастает до 10 *г/л*, а на отдельных участках-солончаках превышает 10 *г/л*. Состав воды изменяется от гидрокарбонатного кальциево-натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого; по химическому типу они сульфатные — сульфатного натриевого и хлоридного магниевого подтипов.

Режим грунтовых вод различен на орошаемых и неорошаемых площадях. На орошаемых участках изменение уровня вод определяется водоподачей на орошение. Максимум приходится на август — сентябрь, минимум — на январь — март, амплитуда колебания составляет 1—1,5 *м*. Минерализация возрастает к концу вегетации. На неорошаемых массивах режим зависит главным образом от атмосферных осадков и притока вод со стороны окружающих хребтов. При неглубоком залегании грунтовых вод максимальное положение уровня наблюдается с ноября по март — апрель, минимальное в августе — сентябре. Минерализация резко возрастает в период наиболее близкого расположения вод к дневной поверхности.

Яванская впадина, простирающаяся примерно на 55 *км*, ограничена с запада хребтом Джетымтау, с востока — Каратау, с севера — Кафдонским хребтом. К югу она открыта и сливается с более молодой аллювиальной равниной долины Вахша. По днищу впадины проходит маломощный поток р. Явансу, несущий в летнее время солоноватую воду, минерализация которой составляет 2,6 *г/л* в верховьях и 7,2 *г/л* в устье. В строении Яванской впадины принимают участие

современные, верхне- и среднечетвертичные отложения. Скважины глубиной до 540 *м* не вышли из четвертичных пород.

В Яванской впадине развиты два типа вод — со свободным зеркалом и напорные Воды со свободным зеркалом распространены повсеместно Глубина их залегания колеблется от 3—5 *м* в северной части впадины до 10—20 *м* на юге и до 100—150 *м* вдоль горного обрамления Воды приурочены к супесчано-суглинистым отложениям, характеризующимся слабой водообильностью (удельные дебиты скважин не превышают 0,01 *л/сек*) Воды солоноватые и сильносолоноватые (2—10 *г/л*), в направлении вниз по впадине минерализация увеличивается

Напорные воды приурочены к отложениям верхнечетвертичного возраста Они формируются в галечниках конусов выноса небольших рек, слиянием которых образована р Явансу В вершинах конусов в галечниках имеется единый ненапорный водоносный горизонт, гидравлически связанный с водами поверхностного потока рек. В направлении вниз по конусам, вследствие изменения литологического состава четвертичных пород — появления в разрезе суглинисто-глинистого материала — воды галечников приобретают напор. Область распространения напорных вод совпадает с площадью, в пределах которой развиты галечники русловой фации верхнечетвертичных отложений Мощность галечников на северо-востоке впадины до 30—40 *м* Южнее г Яван они практически исчезают из разреза. Напорные воды вскрываются на глубине 25—70 *м*, скважины самоизливают с максимальным дебитом 4—5 *л/сек*, удельные дебиты не превышают 0,1—0,2 *л/сек*

Минерализация напорных вод изменяется от 3,9 до 4,4 *г/л* Тип сульфатный, состав сульфатный кальциево-магниевый

Между химическим составом напорных вод (1) и вод р. Явансу (2) в верховьях наблюдается большое сходство

$$M_{4,1}\frac{SO_4\,74\ Cl\,20\ HCO_3\,6}{Ca\,42\ Mg\,30\ Na\,28}; \qquad (1)$$

$$M_{2,6}\frac{SO_4\,70\ Cl\,22\ HCO_3\,8}{Ca\,60\ Mg\,22\ Na\,18}. \qquad (2)$$

Область разгрузки напорных вод располагается примерно в районе пос Баданабад, где известны многочисленные родники Вода выходит на поверхность в связи с резким уменьшением живого сечения потока — водоносные галечники по простиранию замещаются суглинисто-глинистыми отложениями По данным Г Е. Беляковой, родники «блуждают» — меняют место своего расположения во впадине — и отличаются непостоянным дебитом По составу воды родников аналогичны напорным; они характеризуются следующей формулой

$$M_{4,3}\frac{SO_4\,72\ Cl\,24\ HCO_3\,4}{(Ca+Mg)\,80\ Na\,20}.$$

Режим подземных вод со свободным уровнем формируется под влиянием атмосферных осадков, стока р. Явансу и притока со стороны окружающих хребтов Влияние осадков проявляется лишь при неглубоком залегании зеркала (1—2 *м*) Наиболее низкое положение уровня вод отмечается в мае — июне, самое высокое в декабре — январе. Наблюдается рост минерализации к концу летнего периода под влиянием испарения на 1,5—1,6 *г/л* (при залегании зеркала не глубже 4—6 *м*). Температура изменяется по сезонам года в узком интервале — от 16 до 18° С.

Ташрабадская впадина располагается между хребтами Чалтау, Тереклитау и Алатау, тянущимися вдоль восточного ее борта, и хребтами Кызсайган, Огулсайган, Табакчи — вдоль западного. Длина

впадины около 80 *км*, ширина 3—5 *км*. Через так называемый Ташрабадский коридор она открывается в Вахшскую долину. В строении впадины участвуют породы верхне- и среднечетвертичного возраста. В днище неглубоко врезаны современные русла саев, безводных в летне-осенний период года.

Подземные воды вскрыты скважинами в центральном сае Ташрабад и некоторых боковых саях. Многие скважины, не попавшие на подрусловый поток центрального сая, оказались практически безводными.

В северной части впадины, в центральном сае, воды залегают на глубине 5—12 *м* и приурочены к галечно-щебенистой толще. Минерализация воды около 10 *г/л*, состав хлоридно-натриевый. Приток воды в одну из скважин (в процессе желонирования) составил 0,15 *л/сек* при понижении 4 *м*. В средней части впадины, также в центральном сае, горько-соленая вода с сухим остатком около 28 *г/л* вскрыта на глубине 10 *м* в прослойках галечников и дресвы, залегающих среди суглинисто-глинистых отложений. Дебит при понижении 14 *м* равен 0,1 *л/сек*. Наконец, в южной части впадины, в районе Ташрабадского коридора, глубина до воды оказалась около 20 *м*, минерализация воды до 30 *г/л*, а водоприток в скважину составил всего 0,006 *л/сек* при понижении 11,5 *м*.

Таким образом, судя по приведенным данным, подземные воды Ташрабадской впадины имеют высокую минерализацию, увеличивающуюся вниз по впадине, и дают ничтожные водопритоки в скважины, уменьшающиеся в том же направлении.

Аузикенсайская впадина разделяет хребты Каратау (южный) и Тереклитау, протягиваясь между ними в меридиональном направлении. Длина впадины около 60 *км*, максимальная ширина 8 *км*. Основная территория ее занята аллювиально-пролювиальной равниной среднечетвертичного возраста. Узкое, ровное днище впадины отвечает верхнечетвертичному этапу развития рельефа. В днище неглубоко врезаны более молодые саи с центральным саем Кичкинеаузикен. Все саи в летне-осенний сезон безводны. Во впадине имеется перевал, в сторону от которого абсолютные отметки днища снижаются и на север, и на юг, благодаря чему саи несут временные потоки к северу, в р. Таирсу, и к югу, в р. Пяндж.

Подземные воды Аузикенсайской впадины приурочены преимущественно к отложениям верхнечетвертичного возраста. В обе стороны от перевала глубина их залегания постепенно уменьшается от 10—25 до 2—3 *м*. Зеркало вод располагается в суглинисто-глинистых отложениях; водопритоки в выработки весьма малы и не превышают 0,01 *л/сек*. Воды относятся к сульфатному типу (обоим его подтипам); в составе преобладают хлориды натрия, минерализация 3,7—13,4 *г/л*.

Дангаринская впадина, протягивающаяся примерно на 56 *км* и имеющая ширину до 20 *км*, ограничена с востока хребтом Джилантау, с запада — хребтами Сарсаряк и Аксуяк, с севера — хребтом Гулизиндан; на юге она открывается в долину Кызылсу. Впадину в разных ее частях пересекает маловодный поток р. Таирсу, несущей солоноватую воду: в верховьях минерализация 1,4 *г/л*, в среднем течении 5,3 *г/л*, в устье 8,7 *г/л*. Впадина заполнена мощной толщей средне- и верхнечетвертичных отложений. Скважины глубиной до 600 *м* не вышли из четвертичных отложений.

Во впадине известны два типа подземных вод — со свободным зеркалом и напорные. Воды со свободным зеркалом распространены повсеместно. Глубина залегания их варьирует (в зависимости от рельефа) от 0,5 до 20 *м* и более, местами они выступают на поверхность земли. Водопритоки в выработки обычно не превышают 0,01 *л/сек*. Ми-

нерализация вод изменяется от 0,5 до 75 *г/л*. Химический тип сульфатный, состав пестрый. На общем фоне увеличения минерализации в направлении вниз по впадине и от краевых частей к центру наблюдается зависимость количества растворенных солей от глубины залегания вод: на площадях, где уровень находится наиболее близко к поверхности, минерализация максимальна и на почвах формируются солончаки.

Напорные воды приурочены к галечникам верхнечетвертичных отложений. Область их распространения совпадает с площадью развития галечников, имеющих максимальную мощность 85 *м* в северной части впадины. В южном направлении мощность уменьшается до 5—10 *м*. В том же направлении вследствие замещения галечникового материала песчаным и супесчаным выклинивается и горизонт напорных вод. Глубина вскрытия вод составляет 25—143 *м*, скважины большей частью самоизливают, удельные дебиты их 0,06—0,3 *л/сек*. Минерализация вод изменяется от 0,5 до 12,6 *г/л*, чаще составляя 1,2—4,6 *г/л*; наименее минерализованные воды тяготеют к восточной периферии впадины. Тип воды сульфатный, состав сульфатно-натриевый или сульфатно-магниевый.

Во впадине имеется несколько участков, где разгружаются подземные воды, приуроченные к конусам выноса саев, дренирующих хребты Гулизиндан и Джилантау. Наиболее высокодебитные родники располагаются в вершинах конусов. В периферических частях конусов молодые четвертичные поднятия создают подпор движущимся со стороны гор потокам. Такие поднятия отмечены в северной части впадины примерно на широте пос. Дангара и на юге в районе «Гнилого» арыка, где известны многочисленные родники. По составу воды родников делятся на две группы: сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 1,7—3 *г/л* и сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 3,1—4,7 *г/л*. Химический состав напорных вод не отвечает водам родников, поскольку они преимущественно сульфатно-хлоридные натриево-магниевые с минерализацией 1,2—4,6 *г/л*. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что напорные воды формируются за счет слияния нескольких различных потоков, движущихся со стороны хребта Гулизиндан и, возможно, северной части хребта Джилантау.

Режимные наблюдения за водами со свободным уровнем показывают, что изменение уровня зависит от количества выпадающих атмосферных осадков и от глубины залегания вод. При небольшой глубине максимум уровня приходится на февраль — апрель, минимум на октябрь — ноябрь; амплитуда колебания 2—3 *м*. По мере увеличения глубины залегания вод уменьшаются амплитуды и сдвигается во времени положение максимумов и минимумов. Наибольшая минерализация вод характерна для засушливого периода (лето — осень), самая низкая наблюдается ранней весной. Температура воды колеблется от 10 до 22,5° С.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II})

Породы среднечетвертичного возраста широко развиты в Южно-Таджикской депрессии. В них находятся верхнечетвертичные — современные отложения аллювиальных равнин и межгорных впадин, по периферии которых среднечетвертичные занимают большие площади; кроме того, ими сложены днища ряда мелких впадин — Ляурской, Шурианбашской, Фархабадской и др. Районы, где распространены сред-

нечетвертичные отложения, имеют своеобразный рельеф, характеризующийся сильной пересеченностью и дробным расчленением (адыры).

Породы среднечетвертичного возраста составляют «главный лёссовый комплекс» депрессии и представлены пойменной и русловой фациями. К пойменной фации относятся лёссовидные супеси и суглинки большой мощности, превышающей 200 *м*; значительную роль в строении этих толщ играют и пролювиальные накопления. К русловой фации принадлежат мелкозернистые пески с большим содержанием мелкого гравия и щебня.

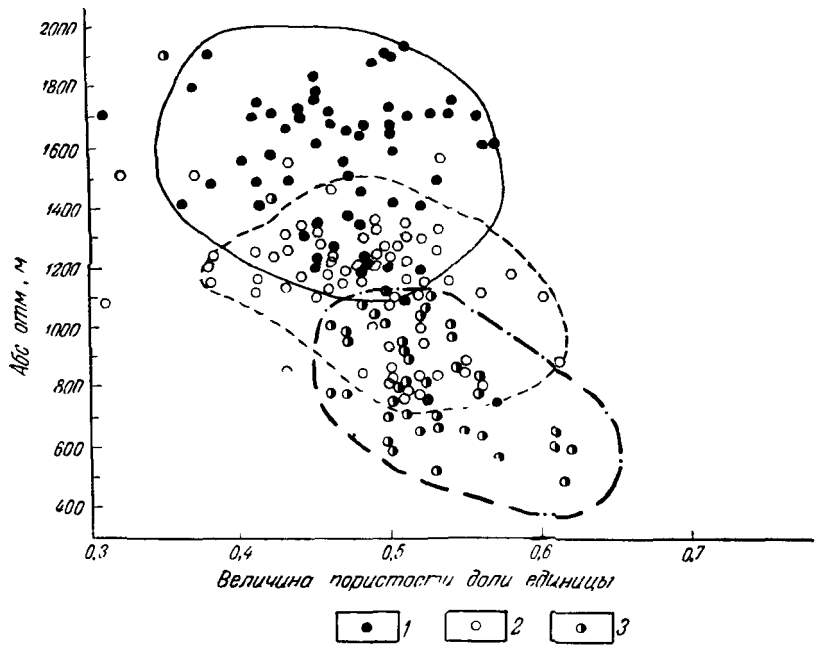


Рис. 38. Зависимость пористости лёссовидных пород от гипсометрии
1 — Q^1_{II}; *2* — Q^2_{II}; *3* — Q^3_{II}

Пористость лёссовидных пород изменяется от 0,40 до 0,64. Выявлена зависимость пористости от гипсометрического положения лёссов и их возраста: как видно на рис. 38, пористость уменьшается в направлении от молодых отложений (Q^3_{II}) к более древним (Q^1_{II}). Коэффициент фильтрации лёссов в зоне аэрации колеблется от 0,3 до 1 *м/сутки*; как и величина пористости, он уменьшается от молодых к древним породам (рис. 39). Лёссовидные отложения могут быть отнесены к слабозасоленным: количество солей в водных вытяжках из образцов, отобранных в естественных обнажениях, колеблется от 0,09 до 0,4%. Самые низкие значения отмечены на северо-востоке депрессии, самые высокие — на юго-западе; в этом же направлении происходит смена преобладающих в вытяжках солей — от гидрокарбонатных к сульфатным.

Водоносность среднечетвертичных отложений и свойства связанных с ними подземных вод различны на разных участках депрессии. В климатических зонах умеренного и недостаточного увлажнения эти воды образуют единые гидравлически связанные водоносные горизонты с подстилающими их коренными отложениями и питают многочисленные родники. Воды солоноватые (минерализация 1—3 *г/л*), тип

сульфатный, состав сульфатный кальциевый (магниевый). Дебиты родников изменяются в широких пределах: в зоне умеренного увлажнения преобладают 0,1—1 *л/сек*, в зоне недостаточного увлажнения до 0,1 *л/сек* и менее Растворенные газы азотно-кислородные, газонасыщенность 15—17 *мл/л*, $\frac{He+Ne}{Ar}$ около 0,005.

В зоне скудного увлажнения породы среднечетвертичного возраста практически не водоносны. Подземные воды приурочены к совре-

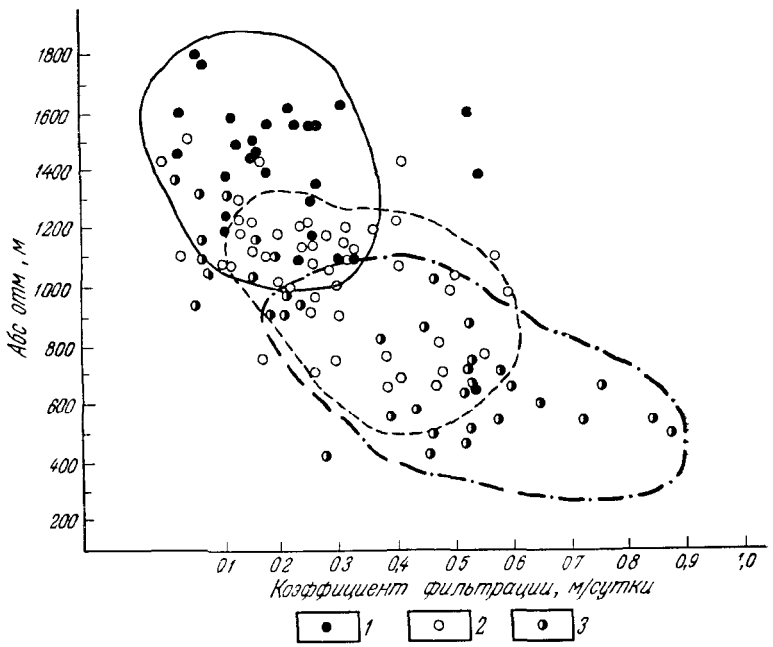


Рис 39 Зависимость коэффициента фильтрации лессовидных пород от гипсометрии

1 — Q^1_{II} *2* — Q^2_{II}, *3* — Q^3_{II}

менным отложениям саев, долины которых врезаны в среднечетвертичные осадки. Изучены эти воды слабо; они разгружаются в двух-трех пунктах, где отмечены малодебитные родники с солоноватой водой.

Особое место занимают подземные воды среднечетвертичных лёссовидных отложений плато Алимтай (междуречье Таирсу — Кызылсу). На поверхности плато наблюдается ряд суффозионных воронок, служащих местными областями питания подземных вод: летом в них направлен поверхностный сток, зимой скапливается снег Под воронками формируются небольшие линзы пресных вод с минерализацией 0,2—1 *г/л*. Линзы используются населением для водоснабжения. Вода их вскрывается колодцами на глубине 4—19 *м* Водопритоки в колодцы очень низкие (около 0,01 *л/сек*) Линзы обычно срабатываются к осени: воды становятся солеными, непригодными для употребления, так как пресные линзы подстилаются рассолами.

В зоне ничтожного увлажнения породы среднечетвертичного возраста развиты на небольших площадях и сдренированы на всю мощность. По-видимому, только вдоль западного склона хребта Туюнтау подземные воды формируются в пролювии саев, дренирующих среднечетвертичные отложения; сведения об этих водах отсутствуют.

ВОДЫ ВЕРХНЕНЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N_2—Q_I)

Отложения верхненеогенового — нижнечетвертичного возраста в Южно-Таджикской депрессии развиты на небольших площадях. Максимальная мощность их превышает 500 *м*. Представлены они двумя фациями: 1) гипсово-соленосной, обнажающейся в районе соляных куполов Танапчи, Ходжасартис и плато Алимтай; 2) терригенной распространенной на юго-западе депрессии, на склонах хребтов Ходжаказиан, Аруктау (южный) и Туюнтау.

Гипсово-соленосные отложения в климатической зоне скудного увлажнения водоносны. Родники отмечены на многих участках. Дебиты их обычно не превышают 0,01 *л/сек*, минерализация воды изменяется от 3 до 50 *г/л* и более. Такие колебания минерализации связаны с литологическим составом толщи, в которой соленосные отложения местами выпадают из разреза и основную роль тогда играют гипсы. Воды преимущественно сульфатные, по преобладающим компонентам различные в зависимости от величины минерализации. Растворенный газ азотно-кислородно-углекислый; газонасыщенность воды около 25 *мл/л*, коэффициент $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,002.

Терригенные отложения верхненеогенового — нижнечетвертичного возраста распространены преимущественно в зоне ничтожного увлажнения. Выше среза местной гидрографической сети они сдренированы; глубокие воды этих отложений не изучены.

ВОДЫ ВЕРХНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N_2)

Отложениям верхнего неогена в Южно-Таджикской депрессии принадлежит большая роль: они занимают обширные площади на востоке депрессии (Яхсуйский район), в центральной ее части (Кафирниган-Вахшский район) протягиваются в виде меридиональных полос, слагая мульды синклинальных складок. В Яхсуйском районе основное значение в этой толще имеют конгломераты и песчаники, на прочей территории — песчаники, алевролиты, глины и конгломераты. Общая мощность превышает 3500 *м*.

Отложения верхнего неогена водоносны повсеместно и лишь вдоль западного склона хребта Бабатаг выше среза гидрографической сети они сдренированы. Почти повсеместно подземные воды разгружаются на поверхность. В Яхсуйском районе количество родников, связанных с верхним неогеном, сравнительно велико (табл. 11), дебиты их менее 0,1 *л/сек*, но ряд родников имеет дебиты до 1 *л/сек* (42%). Преобладающие величины минерализации изменяются от 0,1 до 1 *г/л*. В Кафирниган-Вахшском районе водопроявления очень редкие, бо́льшей частью

Таблица 11

Распределение родников (в %) с различными дебитами и минерализацией воды

Район	Дебиты, *л/сек*				Минерализация, *г/л*					Общее число родников
	<0,1	0,1—1	1—5	>5	<0,1	0,1—1	1—3	3—10	>10	
Яхсуйский	58	42	—	—	8	61	25	3	3	68
Кафирниган-Вахшский	100	—	—	—	—	30	15	55	—	13

это родниковые колодцы, заложенные в руслах саев, дренирующих отложения верхнего неогена. Дебиты их ничтожные (обычно менее 0,01 *л/сек*), минерализация воды 1—10 *г/л* (ближе к верхнему пределу). Воды Яхсуйского района относятся главным образом к карбонатному типу, в составе их преобладают гидрокарбонаты кальция и магния. Воды Кафирниган-Вахшского района сульфатного типа, состав сульфатный кальциево-магниевый.

В Яхсуйском и Кафирниган-Вахшском районах со снижением абсолютных отметок рельефа ухудшается качество воды и уменьшается ее количество. Мощные источники с дебитами более 5 *л/сек* на площади развития верхненеогеновых отложений отсутствуют, что, по-видимому, можно объяснить их слабой метаморфизацией и дислоцированностью.

В Гиссаро-Сурханском районе на одной из структур северного борта Гиссаро-Сурханского прогиба (Шаамбаринской антиклинали) воды верхненеогеновых отложений опробованы ниже среза местной гидрографической сети. Они вскрыты на глубине 60—308 *м*, обладают напором, водопритоки в скважины незначительные (0,02—0,05 *л/сек*). Минерализация их 0,85—1,3 *г/л*; тип сульфатный.

ВОДЫ НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N_1)

Нижненеогеновым отложениям в Южно-Таджикской депрессии принадлежит важная роль. Они занимают большие площади в Яхсуйском районе, слагают крылья антиклинальных структур в Кафирниган-Вахшском и протягиваются широкой полосой вдоль подножия Гиссарского хребта в Гиссаро-Сурханском. В Яхсуйском районе преобладают песчаники, алевролиты и конгломераты, на прочей территории — песчаники, алевролиты и глины. Суммарная мощность достигает 3800 *м*.

Отложения нижнего неогена водоносны почти на всей площади своего развития. Исключение составляют участки, находящиеся к югу от периклинали хребта Каратау, на возвышенности Кызылтумшук и к юго-западу от хребта Туюнтау; выше среза гидрографической сети отложения этих участков сдренированы.

По степени засоленности нижненеогеновые отложения различны в разных районах депрессии. В Яхсуйском в естественных обнажениях они засолены слабо. Сумма солей в водных вытяжках из пород изменяется от 0,04 до 0,06%; песчанистые и глинистые разности по содержанию водорастворимых солей отличаются очень мало. В составе солей преобладают гидрокарбонаты кальция и магния, химический тип вытяжек карбонатный. Сходную засоленность имеют породы, развитые вдоль южного склона Гиссарского хребта. Отложения нижнего неогена Кафирниган-Вахшского района характеризуются более высокой засоленностью; сумма солей в водных вытяжках достигает на юге территории 1,5—2,0%; уменьшаясь в северо-восточном направлении до 0,1—0,2%; преобладают сульфатные соли.

Подземные воды нижненеогеновых отложений, разгружающиеся в местную гидрографическую сеть (табл. 12), неодинаковы. В Яхсуйском и Гиссаро-Сурханском районах наиболее частые дебиты водопунктов 0,1—1 *л/сек*. Воды пресные (0,1—1 *г/л*) и очень пресные (<0,1 *г/л*), относятся главным образом к карбонатному типу; большую роль в их составе играет магний.

В Кафирниган-Вахшском районе дебиты родников обычно меньше 0,1 *л/сек*, характерны выходы воды с ничтожными дебитами (мочажины), минерализация достигает 3 *г/л*, во многих водопунктах — 10 *г/л*, тип воды сульфатный. С отложениями нижнего неогена не свя-

Таблица 12

Распределение родников (в %) с различными дебитами и минерализацией воды

Район	Индекс	Дебиты *л/сек*				Минерализация *г/л*					Общее число родников
		<0,1	0,1—1	1—5	>5	<0,1	0,1—1	1—3	3—10	>10	
Яхсуиский	N_1td	19	55	25	—	12	85	3	—	—	65
	N_1hn	39	66	4	—	8	71	21	—	—	24
Кафирниган-Вахшский	N_1td	75	25	—	—	—	27	45	28	—	11
	N_1hn	65	25	10	—	—	39	33	24	4	54
Гиссаро-Сурханский	$N_1td + hn$	30	70	—	—	—	100	—	—	—	21

зано даже единичных крупных родников, что, по-видимому, объясняется отсутствием или слабым развитием разрывных нарушений на площади распространения этих пород

Горизонтальная зональность подземных вод нижнего неогена, циркулирующих выше среза гидрографической сети, выражена отчетливо Она иллюстрируется большим фактическим материалом в Яхсуйском районе, где установлено увеличение дебитов родников (рис 40) по мере роста абсолютных отметок выходов воды, уменьшение в этом же направлении минерализации воды (рис 41) и изменение ее химического состава (рис 42, *а, б*), а также снижение температуры (рис 43)

Ниже местного среза гидрографической сети воды отложении вскрыты в Гиссаро-Сурханском районе на Каратагской антиклинали (В Н Крат) Интервал опробования их 785—1360 *м* Скважины самоизливают с дебитами до 0,3 *л/сек* Температура воды на глубине вскрытия 51° С, на устье 22° С, минерализация до 31,5 *г/л*, тип воды хлоридный, состав хлоридный натриево-кальциевый Спонтанный газ метаново-азотный

ВОДЫ ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Pg_3 — N_1$)

Основной областью развития отложений верхнего палеогена — нижнего неогена является Кафирниган-Вахшский район, где они участвуют в строении крыльев антиклинальных структур, небольшие площади заняты ими в Яхсуиском и Гиссаро-Сурханском районах Породы повсеместно представлены песчаниками, глинами, алевролитами и конгломератами, мощность которых достигает 1200 *м*

Выше среза гидрографической сети водоносность верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложении изучена главным образом в Кафирниган Вахшском районе Здесь с ними связано много родников, но только некоторые приурочены непосредственно к коренным породам Большей частью воды выходят из четвертичных отложений саев Преобладают родники с дебитами менее 0,1 *л/сек*, минерализация воды широко изменяется, но чаще не превышает 3 *г/л* (табл 13), отмечено много источников с пресной водой (до 1 *г/л*)

В Гиссаро-Сурханском районе на Лючобской и Шаамбаринской структурах изучены пластовые воды верхнего палеогена — нижнего

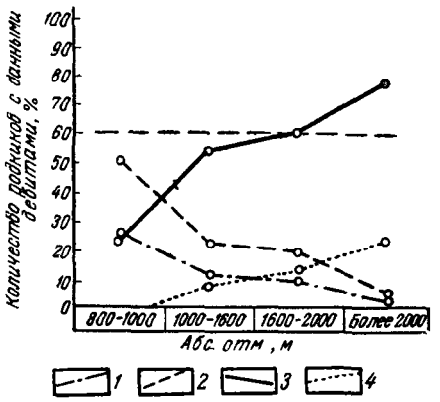


Рис 40. Распределение родников с разными дебитами по ярусам рельефа

Фоновые дебиты, *л/сек* *1* — <0 01, *2* — 0 01—0,1; *3* — 0,1—1 *4* — >1

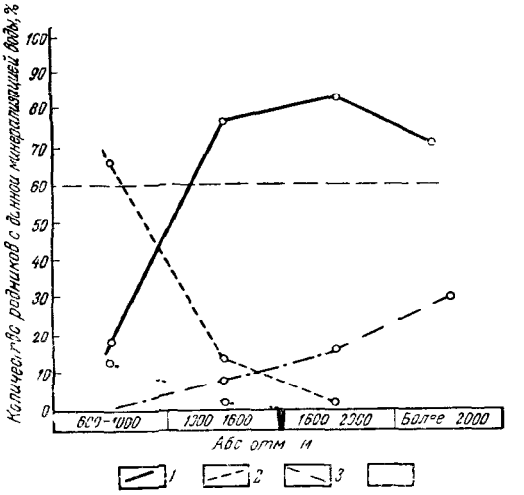


Рис. 41 Распределение родников с различной минерализацией воды по ярусам рельефа

Фоновая минерализация, *г/л* *1* — <0 1 *2* — 0 1—1, ***3* — 1—3**, *4* — 3—10

Рис 42 Распределение вод с различными преобладающими анионами (*а*) и катионами (*б*) по ярусам рельефа

а — *1* — HCO_3, *2* — SO_4, *3* — Cl, *б* — *1* — Ca *2* — Mg, *3* — Na

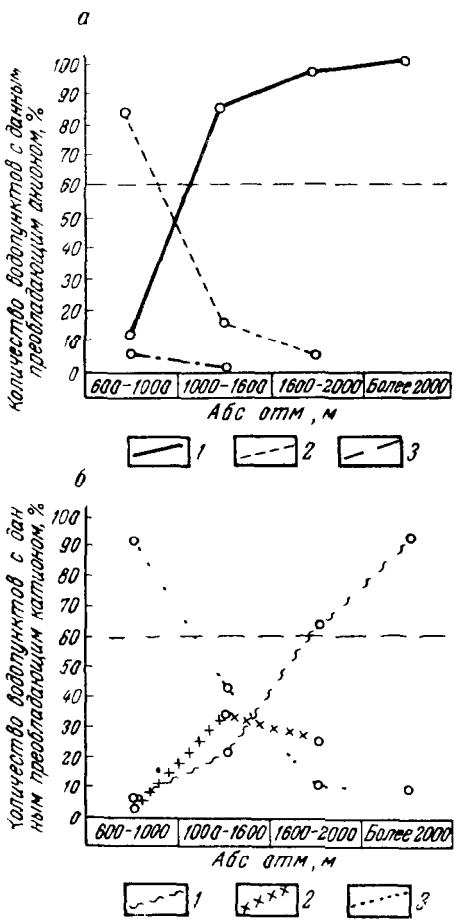


Рис. 43. Распределение родников с различной температурой воды по ярусам рельефа

Фоновая температура °С *1* — <10, *2* — 11—16, *3* — 17—20, *4* — >20

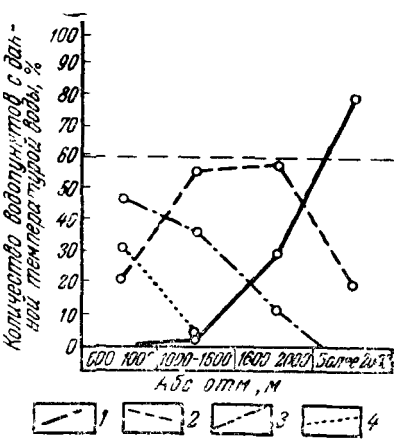


Таблица 13

Распределение родников (в %) с различными дебитами и минерализацией воды

Район		Дебиты, *л/сек*				Минерализация *г/л*					Общее число родников
		<0,1	0,1—1	1—5	>5	0,1	0,1—1	1—3	3—10	>10	
Кафирниган-Вахшский	(Pg_3—N_1) ch	70	10	18	—		71	25	4	—	29
	(Pg_3 — N_1) km	60	26	10	4	—	53	30	17	—	77

неогена, циркулирующие ниже вреза гидрографической сети. Они вскрыты в интервале глубин от 170 (Лючоб) до 1885 *м* (Шаамбары), скважины самоизливают с максимальными дебитами до 8 *л/сек*. Температура воды на устье достигает 56° С, минерализация вод изменяется от 8 до 20 *г/л*; воды относятся преимущественно к сульфатному типу, состав сульфатный хлоридно-натриевый, спонтанные газы их почти целиком азотные (В. Н. Крат).

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_2 — Pg)

Отложениям верхнемелового — палеогенового возраста принадлежит важная роль в гидрогеологии Южно-Таджикской депрессии. Эти отложения занимают большие площади в Кафирниган-Вахшском районе, где участвуют в строении крыльев антиклинальных структур или слагают их своды. В Гиссаро-Сурханском районе они протягиваются узкой полосой по предгорьям Гиссарского хребта, в Яхсуйском не выходят на поверхность, за исключением нескольких небольших участков, приуроченных к сводам антиклинальных складок (Пушионской и др.).

В состав толщи входят известняки, глины, песчаники, гипсы и доломиты, суммарная мощность которых достигает 2000 *м*. Известняки, являющиеся главными коллекторами подземных вод, в естественных обнажениях характеризуются интенсивной трещиноватостью. Наиболее частая ширина трещин составляет 1—10 *мм*. Стенки их в большинстве случаев гладкие, полости обычно заполнены мелкообломочным материалом. Преобладают трещины, близкие к вертикальным и вертикальные. Выделяются следующие системы: северо-восточная (30—60°), северо-западная (300—320°), субмеридиональная и субширотная. Преобладающие значения модуля трещиноватости не более 5%; отмечен ряд площадей, где модули превышают 10%. Такие площади приурочены к юго-восточным крыльям антиклинальных складок (Кафирниган-Вахшский район), которые обычно на всем протяжении разорваны по оси или нарушены надвигами по крыльям.

Засоленность отложений верхнего мела — палеогена отличается пестротой, так как по генезису они относятся к нормально морским и лагунным. В естественных обнажениях сумма солей в образцах пород колеблется от 0,05 до 6,5%, преобладают 0,05—0,5%. В распределении количества солей по площади наблюдается следующая закономерность. На северо-востоке Кафирниган-Вахшского и в Гиссаро-Сурханском районе породы содержат наименьшее количество солей, преимущественно гидрокарбонатных кальциевых. В юго-западном направлении (при переходе от зоны умеренного увлажнения к зоне ничтожного увлажнения) засоленность растет и достигает максимума на южной пе-

риферии депрессии; преобладающими становятся сульфатные соли и хлорид натрия (рис. 44).

Породы верхнего мела — палеогена водоносны повсеместно и лишь на юге депрессии, в климатической зоне ничтожного увлажнения, выше среза гидрографической сети они сдренированы. Выходы подземных вод приурочены ко всем литологическим разностям пород. Самое большое количество водопроявлений связано с известняками и гипсами па-

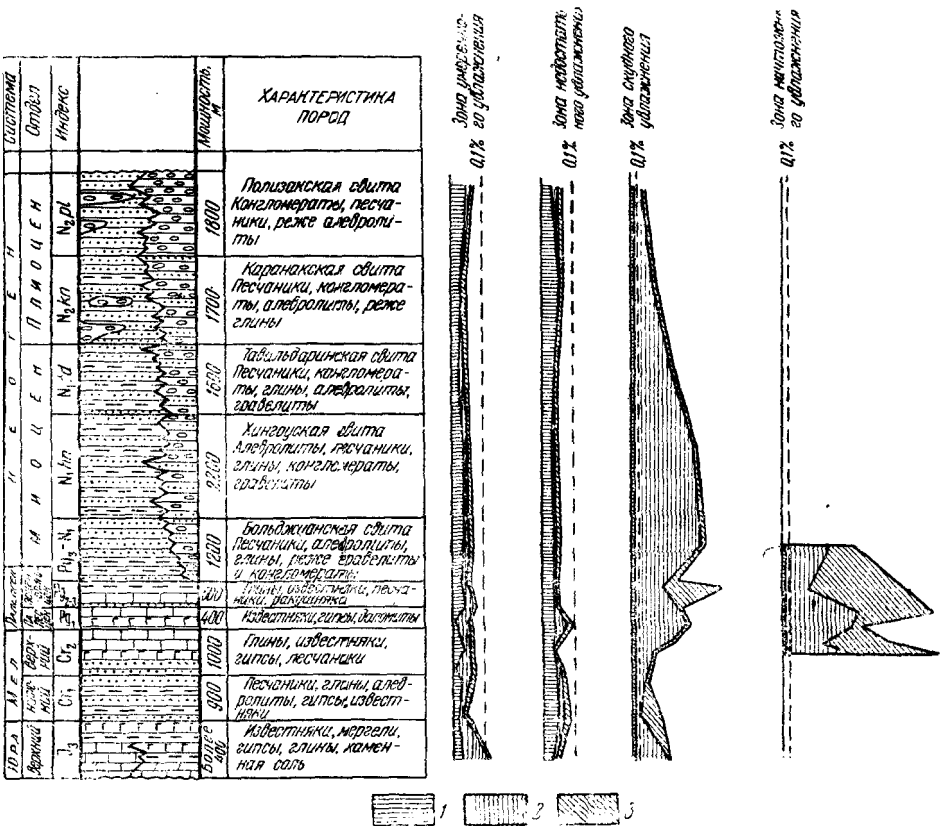


Рис. 44. Эпюры засоленности дочетвертичных пород в разных климатических зонах
Гипотетические соли: *1* — гидрокарбонатные; *2* — сульфатные; *3* — хлоридные

леогена, песчаниками и известняками верхнего мела. Воды различны в Гиссаро-Сурханском и Кафирниган-Вахшском районах (табл. 14). В первом фоновые дебиты родников 0,1—1 *л/сек*, минерализация вод менее 1 *г/л*, в составе преобладают гидрокарбонаты кальция и магния, причем нередко магнию принадлежит главное место, по типу воды почти в равной мере карбонатные и сульфатные. В Кафирниган-Вахшском районе расходы родников колеблются очень широко, наиболее часто от 0,01 до 1 *л/сек*, отмечено много родников с ничтожными дебитами (мочажины), минерализация 1—10 *г/л*, тип сульфатный, состав сульфатный кальциево-магниевый.

Растворенные газы подземных вод, разгружающихся в гидрографическую сеть, относятся к азотно-кислородным, реже — чисто азотным с небольшой примесью CO_2, газонасыщенность изменяется от 8 до 26 *мл/л*, упругость газа обычно меньше 1 *ат*. Преобладающие ве-

Таблица 14

Распределение родников (в %) с различными дебитами и минерализацией воды

Район	Индекс	Дебиты, *л/сек*				Минерализация, *г/л*					Общее число родников
		<0,01	0,01—1	1—5	>5	<0,1	0,1—1	1—3	3—10	>10	
Кафирниган-Вахшский	Pg_{2-3}	30	60		1	—	25	45	25	5	44
	Pg_2	5	80		10	—	10	45	45	—	31
	Pg_1	20	60	15	5	—	22	21	52	5	98
	Cr_2ak	20	70	10	—	—	—	17	83	—	12
	Cr_2sn	23	65	6	6	—	20	36	44	—	70
	Cr_2t	16	75	4	5	—	40	37	23	—	62
	Cr_2cm	20	72	6	2	—	32	20	48	—	41
			<0,01	0,1—1	1—5	>5					
Гиссаро-Сурханский	Pg_1	20	80	—	—	20	60	20	—	—	—
	Cr_2	—	65	35	—	31	69	—	—	—	—

личины $\frac{He+Ne}{Ar}$ варьируют от 0,001 до 0,01; в ряде водопунктов этот коэффициент уменьшается до 0,0002—0,00075.

Горизонтальная зональность подземных вод, циркулирующих выше среза гидрографической сети, выражена отчетливо. Поскольку отложения верхнего мела и палеогена почти на всей территории депрессии занимают самый высокий гипсометрический уровень, зональность связана с изменением общей увлажненности территории в направлении с северо-востока на юго-запад Зональность можно проиллюстрировать в виде схемы (рис. 45), на которой (по материалам Черняк, 1954 г.) показаны фации отложений нижнего палеогена. Как видно на схеме, минерализация увеличивается с северо-востока на юго-запад, т. е в том же направлении, в котором ухудшаются условия увлажнения территории.

С верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями связаны очень крупные источники с дебитами, превышающими 5 *л/сек* (иногда до 100 *л/сек* и более). Они располагаются в зонах расширенной трещиноватости пород, сопровождающих некоторые разломы, или встречаются в карстующихся толщах; развитие карста большей частью также приурочено к разломам. В качестве примера можно сослаться на карстовый источник, находящийся в районе пос. Нурек. Вода выходит здесь из широких зияющих трещин в известняках четырьмя мощными струями с суммарным дебитом около 30 *л/сек* в зоне разлома, по которому известняки сенона контактируют с нижнемеловыми сланцеватыми глинами. Крупный источник известен в приводораздельной части хребта Сурхку, у развалин кишлака Хаузак, где антиклиналь Сурхку нарушена рядом параллельных субширотно простирающихся разломов. Вода выходит из трещин в известняках турона двумя струями с суммарным дебитом около 100 *л/сек*.

По составу воды родников, приведенных в качестве примера, мало отличаются от окружающего фона. Поскольку и по температурным условиям, и по составу растворенного газа — азотно-кислородного с низким отношением гелия к аргону — они аналогичны водам фона, нет основания считать, что эти родники питаются водами глубокой циркуляции По-видимому, роль разломов в данном случае сводится лишь к созданию крупных емкостей — системе расширенных трещин и кар-

стовых полостей, в которых могут аккумулироваться большие количества воды.

Особого внимания заслуживает источник Чиличорчашма, расположенный в зоне ничтожного увлажнения на южной периклинали хребта Арыктау, в безводной пустынной местности. Вода выходит семью круп-

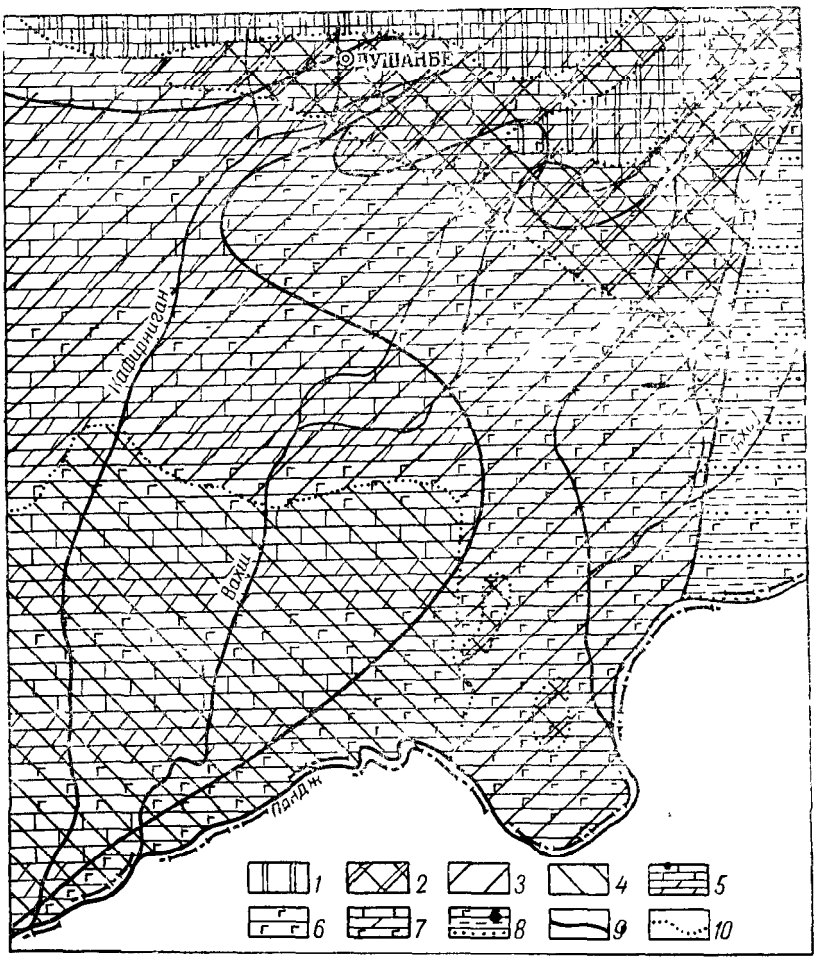


Рис. 45. Схема распространения различных типов бухарских отложений и приуроченных к ним подземных вод с различной минерализацией

Минерализация вод, г/л: 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — >5; 5 — известняки и доломиты; 6 — гипсы; 7 — чередование известняков, доломитов и гипсов; 8 — чередование глин, песчаников и гипсов; 9 — линия, ограничивающая различные фации; 10 — линия, ограничивающая распространение вод данной минерализации

ными струями с суммарным дебитом около 1500 *л/сек* из зияющих вертикальных трещин в палеогеновых известняках. От слияния этих струй образуется небольшая река, воды которой используются для орошения земель Бишкентской долины. Минерализация воды 0,33—0,38 *г/л*, по преобладающим ионам она гидрокарбонатная кальциевая. Растворенный газ азотный или азотно-углекислый, гелий-аргоновый коэффициент колеблется от 0,0011 до 0,0035. В 1933 г. Б. В. Юшин, высказал предположение о связи родника с р. Кафирниган, теряющей частично свои воды в районе северной периклинали хр. Арыктау, где «гребешки» известняков палеогена обнажаются прямо в русле реки. Это предполо-

жение затем было доказано работами В. С. Самариной и З. В. Бельской. Подземный «рукав» р. Кафирниган, отчленяющийся от реки несколько выше пос. Тартки, следует сначала вдоль восточного крыла антиклинали Арыктау, а затем, по-видимому, вдоль всей структуры, до ее южного окончания. На периклинали, где палеогеновые известняки полого погружаются и уходят под плохо проницаемые суглинисто-глинистые четвертичные отложения Бишкентской долины, происходит частичная разгрузка воды Кафирниганского «рукава» и образуется родник Чиличорчашма. Воды Кафирниганского «рукава» вскрыты скважиной (находящейся в 3,5 *км* восточнее родника) на глубине 32 *м* в сильно трещиноватых известняках палеогена. По составу и минерализации они аналогичны водам родника; удельный дебит скважины составил 6 *л/сек*. Родник Чиличорчашма — это гидрогеологическая аномалия; воды его в зоне ничтожного увлажнения азональны, в связи с тем что основным источником их питания является мощный поверхностный поток р. Кафирниган, а не атмосферные осадки.

В Гиссаро-Сурханском и Кафирниганском районах благодаря разведке на нефть и газ изучены подземные воды верхнего мела и палеогена, циркулирующие ниже вреза гидрографической сети.

В Гиссаро-Сурханском районе подземные воды опробованы на Шаамбаринской, Андыгенской и Лючобской структурах. В Шаамбарах отмечены промышленные скопления газа в бухарских слоях палеогена и в сеномане, в Андыгене породы палеогена и верхнего мела газонефтяных залежей не содержат.

Расчленение гидрогеологического разреза с учетом глубоких вод верхнемеловых — палеогеновых отложений производилось рядом авторов (В. Н. Пашковским, А. В. Готгильфом, С. И. Талиповым и др.) на основе расчета приведенных напоров (табл. 15). Последние опреде-

Таблица 15

Приведенные напоры пластовых вод

Наименование структуры	Возраст пород	H_0, *м*
Андыгенская	Сеноман-туронский	1152
Лючобская	Эоценовый	1109
	Палеоценовый	1112
	Сенонский	1151
	Сеноманский	1460
Шаамбаринская	Эоценовый	1215
	Палеоценовый	1202
	Сенонский	1159
	Сеноманский	1184

лялись по методике А. И. Силина-Бекчурина с выбором условных плоскостей сравнения для каждого водоносного комплекса в отдельности. По А. В. Готгильфу (1965, 1966), устанавливаются водоносные комплексы эоценовых, сенон-палеоценовых и сенон-туронских отложений.

Как видно из этих данных, приведенные напоры отличаются мало, что свидетельствует о сообщаемости подземных вод отдельных комплексов. Повышенными напорами характеризуются воды сеноманского комплекса Лючобской антиклинали.

Таблица 16

Характеристика эоценового водоносного комплекса Гиссаро-Сурханского района*

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин, *л/сек*	Максимальная температура воды, °С на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип	НВО, *мг/л*
Лючобская	490—660	7,0	27 / 38	11,9—33,8	7,0	Сульфатный	До 85,4
Шаамбаринская	1379—1546	1,0	38 / —	5,7—44,6	7,1	„	До 7,7

* Данная таблица и таблицы 17—22, 24—26 составлены по материалам В Н Крат и А П Костюченко, использованы также некоторые данные А В Готгильфа (1966)

Пластовые воды эоценового комплекса (табл. 16) вскрыты на структурах Лючоб и Шаамбары в интервале глубин соответственно 490—660 и 1379—1546 *м*. Скважины самоизливают с максимальными дебитами до 7 *л/сек*. Температура воды на устье достигает 39° С, минерализация 5,7—44,6 *г/л*, воды относятся преимущественно к сульфатному типу, pH 7,1. Спонтанные газы главным образом азотные, иногда азотно-метановые, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,027—1,25. Отмечается повышенное содержание растворенного сероводорода (до 465 *мг/л*) в водах Шаамбаринской антиклинали; микрокомпоненты (йод, бром, бор) присутствуют в незначительных количествах.

Воды сенон-палеоценового комплекса изучены на структурах Андыген, Лючоб и Шаамбары (табл. 17). Глубина их залегания увеличи-

Таблица 17

Характеристика сенон-палеоценового водоносного комплекса Гиссаро-Сурханского района

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин, *л/сек*	Максимальная температура воды, °С на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип
Андыгенская	180—320	9,7	23 / 27	3,5	7,0	Сульфатный
Лючобская	738—754	20,0	39,8 / 44,5	17—89,9	6,4—7,0	Хлоридный
Шаамбаринская	1462—1748	0,52	38 / 75,0	5,4—19,4 (макс. 107,6)	6,9—7,0	Сульфатный, хлоридный

вается в направлении от Андыгенской антиклинали (180—320 *м*) к Шаамбаринской (1462—1478 *м*). Скважины самоизливают с максимальным дебитом около 20 *л/сек*. Самая высокая температура на устье составляет 39,8° С, в пластовых условиях (на Шаамбаринской антиклинали) — 75° С. Минерализация колеблется от 3,5 до 89,9 *г/л*,

pH 6,4—7,0; одна из наиболее глубоких скважин в Шаамбарах вскрыла в отложениях сенона воду с минерализацией 107,6 *г/л*. В зависимости от величины минерализации воды принадлежат к сульфатному или хлоридному типам. Содержание микрокомпонентов по сравнению с водами эоценового комплекса повышенное. Спонтанные газы различны: азотно-метановые в Шаамбарах и метаново-азотные в Лючобе. Гелий-аргоновый коэффициент составляет 2,31—3,36. Характерно очень высокое содержание растворенного сероводорода (до 2295 *мг/л* в водах Лючобской структуры), ему сопутствует в повышенных количествах углекислота (до 545 *мг/л*).

Сеноман-туронский комплекс, как и сенон-палеоценовый, изучен на структурах Андыгенской, Лючобской и Шаамбаринской (табл. 18),

Таблица 18

Характеристика сеноман-туронского водоносного комплекса Гиссаро-Сурханского района

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин, *л/сек*	Максимальная температура воды, °С на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип
Андыгенская	563—633	0,39	26 / 35	45—55,0	6,7	Хлоридный
Лючобская	862—1190	0,18	19,5 / 57,5	174—230,0	7,0	»
Шаамбаринская	1827—2110	0,08	32,5 / 95,0	6,7—153,9	7,1	»

и глубина его опробования увеличивается от Андыгена (563—633 *м*) к Шаамбарам (1827—2110 *м*). Повсеместно скважины самоизливают, но водопритоки очень низкие и не превышают 0,4 *л/сек*. Максимальная температура на устье 32,5° С, в пластовых условиях 95° С (антиклиналь Шаамбары). Минерализация вод в небольших пределах изменяется на Андыгенской структуре (45—55 *г/л*), резко возрастает на Лючобской (до 230 *г/л*) и широко колеблется в Шаамбарах, где максимум достигает 154 *г/л*; pH варьирует от 6,7 до 7,1. Воды относятся к хлоридному типу, содержание микрокомпонентов наиболее высокое в рассолах Лючобской антиклинали. Спонтанные газы различны: в пределах Шаамбаринской и Андыгенской структур они почти целиком азотные, с содержанием метана не более 10—15%; гелий-аргоновый коэффициент равен 0,052. В лючобе газы метановые, количество метана составляет 72—98%, гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 2,12 до 2,78. Данные по растворенным сероводороду и углекислоте имеются только для пластовых вод Лючобской антиклинали: в водах туронских отложений и верхов сеномана количество H_2S не превышает 3,4 *мг/л*, CO_2 достигает 332 *мг/л*, в низах сеномана содержание сероводорода увеличивается до 585 *мг/л*, а CO_2 падает до 35—67 *мг/л* (Готгильф, 1966).

Глубокие воды эоценового и сенон-палеоценового комплексов имеют область разгрузки на поверхность земли. Она связана с разломами, идущими в меридиональном направлении и оперяющими субширотный Варзобский глубинный разлом. Воды питают сероводородные минеральные источники, расположенные вдоль линии, протягивающейся в субширотном направлении по предгорьям Гиссарского хребта.

В западной части Гиссаро-Сурханского района находится источник Шеркент, приуроченный к долине одноименной реки. Вода выходит восемью отдельными струями с суммарным дебитом около 12 *л/сек* из трещин напластования в известняках алайских слоев. Температура воды 19° С, состав выражается следующей формулой:

$$M_{1,2}\ \frac{SO_4\,72\ HCO_3\,22\ Cl\,6}{Ca\,52\ Mg\,28\ Na\,20};\quad pH\,6{,}8.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,0005.

Восточнее Шеркента, на южном крыле Хочильорской антиклинали, располагается несколько источников — Худжи, Хочильор и Сангмиля.

Источник Худжи связан с тектонической «глинкой» поперечного разрыва, по которому известняки бухарских слоев контактируют с различными породами алая. Родник имеет две головки. Наиболее крупная, с дебитом 0,05 *л/сек*, характеризуется солоноватой водой. Химический состав воды

$$M_{3,8}\ \frac{Cl\,46\ SO_4\,40\ HCO_3\,14}{Na\,60\ Ca\,24\ Mg\,16},\quad pH\,6{,}6.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный, гелий-аргоновый коэффициент 0,077. Второй выход представляет собой мочажину. Минерализация воды высокая (до 44 *г/л*), в составе преобладают хлориды натрия и кальция.

Источник Хочильор связан с известняками алая. Вода выходит из вертикальных зияющих трещин с дебитом около 4,5 *л/сек*. Температура воды 20° С, состав

$$M_{1,9}\ \frac{SO_4\,54\ Cl\,32\ HCO_3\,12}{Na\,54\ Ca\,28\ Mg\,18},\quad pH\,6{,}9.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,0011.

Источник Сангмиля располагается в одноименном кишлаке. Вода приурочена к трещиноватым алайским известнякам. Здесь же наблюдается высачивание густой окисленной нефти. Дебит источника 0,2 *л/сек*, температура воды 22° С, химический состав

$$M_{1,9}\ \frac{SO_4\,64\ HCO_3\,26\ Cl\,10}{Ca\,60\ Mg\,22\ Na\,18},\quad pH\,6{,}5.$$

В растворенном газе присутствуют сероводород и азот, гелий-аргоновый коэффициент составляет 0,0008.

В восточной части Гиссаро-Сурханского района минеральные воды разгружаются на территории Лючобской антиклинали. Наибольший интерес представляют источники Гулбиста и Гумбулак.

Источник Гулбиста располагается на восточной окраине одноименного кишлака, связан с известняками бухарских слоев палеогена, которые тектонически контактируют с отложениями неогена. Суммарный дебит всех головок источника около 17 *л/сек*, сливаясь, они образуют небольшое озерко. Температура воды 23° С, химический состав

$$M_{2,2}\ \frac{SO_4\,68\ HCO_3\,24\ Cl\,8}{Ca\,72\ Mg\,20\ Na\,8},\quad pH\,6{,}6.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный, со следами метана. Гелий-аргоновый коэффициент равен 0,0035.

Источник Гумбулак находится в районе кишлака Джаныкуйды. Вода выходит из четвертичных лёссовидных пород, но связана с из-

вестняками бухарских слоев, которые обнажаются вблизи источника. Дебит около 1 *л/сек*, температура воды 21° С, состав

$$M_{3,1}\ \frac{SO_4\,54\ Cl\,32\ HCO_3\,16}{Ca\,38\ Na\,36\ Mg\,26}.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный, гелий-аргоновый коэффициент достигает 0,012.

Воды минеральных источников по ряду показателей отличаются от вод верхней гидродинамической зоны, разгружающихся в гидрографическую сеть:

а) минерализация 1—5 *г/л* (фон для вод верхней гидродинамической зоны 0,1—1 *г/л*);

б) температура 20—28° С (фон 11—16° С);

в) растворенные газы бескислородные, азотно-сероводородные, с примесью метана, $\frac{He+Ne}{Ar}$ до 0,012 (фон составляют азотно-кислородные газы, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,001—0,0001);

г) дебиты источников достигают 17 *л/сек* (фон 0,1—1 *л/сек*).

Еще более существенно отличаются воды минеральных источников от глубоких вод эоценовых и сенон-палеоценовых отложений, вскрытых скважинами. В связи с этим можно предполагать, что в формировании минеральных источников большая роль принадлежит водам зоны свободного водообмена: они в значительной мере разбавляют поступающие по разломам глубокие воды.

В Кафирниган-Вахшском районе глубокие воды отложений верхнего мела — палеогена изучены главным образом в южной части Яванского прогиба — в пределах структур Кызылтумшук, Акбаш, Кичикбель, Донгуз и др. В последние годы отдельными скважинами воды вскрыты в северной части прогиба (Джетымтау), а также на площади структур Чалтау, Кызимчек, Ходжаказиан и др. Промышленная нефтеносность выявлена в бухарских слоях палеогена (Кызылтумшук, Акбаш, Кичикбель), промышленная газоносность — в породах маастрихта (Кызылтумшук).

По данным А. В. Готгильфа (1965), в Яванском прогибе по гидродинамическим показателям устанавливаются водоносные комплексы эоценовых, сенон-палеоценовых и сеноман-туронских отложений.

Значения приведенных напоров (табл. 19) сходны по каждой структуре для пластовых вод палеоценовых и сенонских отложений и различны для эоценовых, что свидетельствует об отсутствии гидравлической связи между эоценовым и сенон-палеоценовым комплексами. По сеноман-туронскому комплексу в ряде структур (Акбаш, Донгуз и Кичикбель) отмечены аномально высокие пластовые давления, в 1,5—2 раза превышающие гидростатические. Например, в Кичикбеле при глубине вскрытия пород турона 2040 *м* пластовое давление составило 409 *ат*, в Донгузе на глубине 2440 *м* — 474 *ат* и т. д. (В. Н. Крат).

Подземные воды эоценового комплекса (алайских слоев) в Яванском прогибе вскрыты на различных глубинах (табл. 20): от 214—410 *м* на севере (Джетымтау) до 2508—2597 *м* на юге (Карабура). В южной части прогиба в направлении от Кызылтумшука к структуре Карабура происходит погружение пород; в этом направлении минерализация увеличивается от 29,6 до 64 *г/л* и воды сульфатного типа сменяются хлоридными; pH составляет 6,8—7,8. Дебиты скважин при самоизливе широко колеблются, максимум достигает 6,6 *л/сек*. Температура воды на устье 25—31,5° С, в пластовых условиях 48,8° С (Кичикбель). Содержание микрокомпонентов повышенное, йодом особенно богаты воды струк-

Таблица 19

Приведенные напоры пластовых вод

Наименование структуры	Возраст пород	H_0, м
Кызылтумшукская	Эоценовый Палеоценовый Сенонский	506 412, 383, 465 455
Кичикбельская	Эоценовый Палеоценовый Сенонский	692 459 465
Акбашская	Палеоценовый Сенонский	459 400
Карабуринская	Эоценовый Палеоценовый Сенонский	378 307 287
Донгузская	Палеоценовый Сенонский	393 449

Таблица 20

Характеристика эоценового водоносного комплекса Кафирниган-Вахшского района

Наименование структуры	Интервал опробования, м	Максимальный дебит скважин, л/сек	Максимальная температура воды, °С на устье / в пласте	Минерализация воды, г/л	pH	Химический тип
Джетымтауская	214—410	19,0	35 / —	114—147	7,8	Хлоридный
Чалтауская	312—337	2,0	20 / —	7,5	7,1	Сульфатный
Кызылтумшукская	460—610	2,5	—	29,6	7,8	»
Акбашская	728—878	6,6	25 / —	44,7—45,9	6,9	»
Кичикбельская	985—1020	0,22	31,5 / 48,8	19,4	7,0	»
Карабуринская	2508—2597	—	30 / —	64,0	6,8	Хлоридный

туры Акбаш, бромом — Карабура. Самые высокоминерализованные воды в эоценовых отложениях вскрыты в северной части Яванского прогиба (структура Джетымтау), где они залегают на небольшой глубине, но минерализация их достигает 147 *г/л*. По химическому типу воды хлоридные, обогащены йодом и бромом; скважины при самоизливе имеют большой дебит (до 19 *л/сек*). По данным В. Е. Нарижной,

спонтанные газы пластовых вод эоценового комплекса метаново-азотные со сравнительно высоким содержанием кислых компонентов. Количество последних уменьшается с погружением пластов, составляя около 8% на Акбашадырах и 0,3% на Кичикбеле. Гелий-аргоновый коэффициент достигает 1,1.

В сенон-палеоценовом комплексе воды изучены на площади тех же структур, что и воды эоценовых отложений, и, кроме того, в пределах антиклиналей Донгуз, Аруктау и Арыктау. Повсеместно с отложениями комплекса (табл. 21) связаны рассолы хлоридного типа с ми-

Таблица 21

Характеристика сенон-палеоценового водоносного комплекса Кафирниган-Вахшского района

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин, *л/сек*	Максимальная температура воды, °С на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип
Джетымтауская	550—580	25,0	39 / —	72,0	—	Хлоридный
Кызылтумшукская	922—1033	—	28 / 50	113—200	6,0—6,9	„
Северо-Акбашская	1200—1594	0,55	— / 55	92—266	6,4—7,2	„
Акбашская	1055—1387	5,8	35 / 58	151—198	5,7—6,8	„
Кичикбельская	1235—1400	6,5—6,8	34,5 / —	121—190	6,5—6,8	„
Донгузская	845—1024	1,55	— / 51	148—207	5,7—6,8	„
Карабуринская	2575—2678	0,16	—	176—236	6,2—6,5	„
Аруктауская	280—1116	0,04	34 / —	200	5,5	„
Арыктауская	355—370	—	—	174,0	7,0	„

нерализацией от 72 до 266 *г/л*; pH составляет 5,5—7,0. Рассолы обогащены микрокомпонентами. Максимальное количество их (йода и брома) выявлено в рассолах структуры Карабура. Дебиты скважин колеблются очень широко, максимальными они являются на Джетымтау, где достигают 25 *л/сек*; большей частью скважины не самоизливают. Температура воды на устье 28—39° С, в пластовых условиях до 58° С (структура Акбаш). Спонтанные газы (Нарижная, 1965) преимущественно метановые (структуры Кызылтумшук, Акбаш и Кичикбель) с содержанием азота до 13%, кислых газов до 1% (Кызылтумшук) и до 8,4% (Кичикбель); в отдельных пластах газы метаново-азотные (до 42% N_2). Гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 1,5 до 2,96.

Глубокие воды сеноман-туронского комплекса вскрыты только в южной внутренней части Яванского прогиба, а также на структурах

Аруктау, Арыктау и Кызимчек, протягивающихся вдоль западного борта прогиба. Принадлежат воды к крепким рассолам хлоридного типа (табл 22) с минерализацией от 120 до 325 *г/л*; pH 4,6—6,2. Рассолы

Таблица 22

Характеристика сеноман-туронского водоносного комплекса Кафирниган-Вахшского района

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин *л/сек*	Максимальная температура воды, °С: на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип
Кызылтумшукская	1560—1570	0,1	20 / —	185	6,0	Хлоридный
Акбашская	1940—1960	1,24	50 / —	224—230	6,0	»
Кичикбельская	1708—1970	0,2	27,5 / —	212	6,2	»
Донгузская	1547—2535	23,1	70 / 83	186—229	5,4—6,0	»
Карадумская	840—1086	7,29	24 / —	269	6,0	»
Арыктауская	572—825	0,02	20 / —	214—325	5,8—6,2	»
Кызимчекская	1721—1901	0,4	—	120—246	4,6—6,1	»

богаты йодом, бромом, бором. Скважины обычно не самоизливают, дебиты колеблются в очень широких пределах. Самые высокие дебиты отмечены на структурах внутренних частей прогиба — 23 *л/сек* (Донгуз), 7,3 *л/сек* (Карадум); для этих же структур характерны и наиболее высокие температуры воды — 70° С на устье и 83° С в пластовых условиях. На площади антиклиналей Аруктау, Арыктау и Кызимчек дебиты скважин очень низкие (не более 0,4 *л/сек*); температура воды на устье не превышает 20° С. Спонтанные газы исследованы на Кичикбеле и Акбаше (Нарижная, 1965). По составу они метаново-азотные, с количеством азота от 35 до 41%; содержание кислых компонентов до 1,2%, гелий-аргоновый коэффициент достигает 2,5.

Глубокие воды палеогеновых и верхнемеловых отложений Кафирниган-Вахшского района имеют области разгрузки на поверхность земли. Родники можно разделить на две группы: а) с водами высокой минерализации, обогащенными йодом и бромом,— источники Ходжаиканбулак и Пистадара; б) с сероводородными водами невысокой минерализации — источники Северный Бабатаг, Каракуз, Джетымтау и др.

Источник Ходжаиканбулак находится на южной периклинали структуры Туюнтау. Вода выходит из делювия, покрывающего обнажающиеся здесь породы нижнечетвертичного возраста, по разлому контактирующие с известняками палеогена (бухарских слоев). Дебит родника 0,3 *л/сек*, температура 25° С, формула химического состава

$$M_{219}\frac{Cl\ 100}{Na\ 64\ Ca\ 26\ Mg\ 10},\quad pH\ 5.3.$$

Растворенный газ почти целиком азотный, со следами метана, гелий-аргоновый коэффициент составляет 0,03. Рассолы используются местным населением для кустарной добычи поваренной соли.

Источник Пистадара располагается в южной части западного крыла антиклинали Аруктау и имеет несколько головок. Вода выходит из известняков палеогена (бухарских слоев); одновременно наблюдается высачивание густой нефти.

Химический состав воды характеризуется формулой

$$M_{224}\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 66\ Ca\ 24\ Mg\ 10}.$$

Растворенные газы не изучались.

Источник Северный Бабатаг находится на северной периклинали структуры Бабатаг и связан с известняками бухарских слоев палеогена. Дебит его 0,8 *л/сек*, температура воды 19° С, содержание H_2S 0,7 *мг/л*, формула химического состава

$$M_{3,5}\ \frac{SO_4\ 76\ Cl\ 18\ HCO_3\ 6}{Ca\ 52\ Mg\ 28\ Na\ 20},\quad pH\ 6{,}5.$$

Растворенный газ азотно-углекислый с примесью метана, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,008.

Источник Каракуз приурочен к северо-западному крылу северной Бабатагской антиклинали. Вода выходит из известняков бухарских слоев палеогена с дебитом около 1 *л/сек*. Температура воды 17° С, формула химического состава

$$M_{3,6}\ \frac{SO_4\ 58\ Cl\ 38\ HCO_3\ 4}{Na\ 44\ Ca\ 36\ Mg\ 20},$$ содержание H_2S 0.5 *мг/л*, pH 6,6.

Источник Джетымтау располагается на южной периклинали одноименной структуры, в 1 *км* запад-юго-западнее пос. Кускайнар. Вода разгружается в пролювиальные четвертичные отложения небольшого сая, но связана с известняками сенона, которые дренируются этим саем. Имеется несколько головок с суммарным дебитом около 7—8 *л/сек*. Температура воды 23° С, химический состав

$$M_{3,7}\ \frac{SO_4\ 48\ Cl\ 48\ HCO_3\ 4}{Ca\ 40\ Na\ 36\ Mg\ 24},\quad pH\ 6{,}6.$$

Растворенный газ азотно-сероводородный со следами метана; гелий-аргоновый коэффициент равен 0,003.

Формирование рассмотренных родников различно. Первые (Ходжаиканбулак и Пистадара) питаются глубокими водами и почти не испытывают воздействия вод зоны свободного водообмена. Вторые — сероводородные — образуются преимущественно в верхней зоне, влияние на них глубоких вод, по-видимому, очень невелико.

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_1)

Нижнемеловые породы широко развиты в Южно-Таджикской депрессии. Основное значения они имеют на территории Кафирниган-Вахшского района, где слагают ядра антиклинальных структур; сравнительно большие площади занимают они в Гиссаро-Сурханском районе. Представлены породы песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, известняками, гипсами; мощность около 900 *м*.

Водоносность пород нижнего мела связана с наличием трещин. В естественных обнажениях распространены системы северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Ширина трещин в среднем 1—5 *мм*, модуль трещиноватости менее 5%, чаще менее 1%. Стен-

ки трещин обычно неровные, полости их заполнены рыхлым обломочным материалом Засолены породы Cr_1 слабо По данным водных вытяжек количество солей составляет 0,05—0,1%. Преобладают гидрокарбонаты кальция, иногда гипс, вытяжки относятся к карбонатному, реже сульфатному типу

Нижнемеловые отложения водоносны повсеместно Заключенные в них подземные воды, разгружающиеся в местную гидрографическую сеть, в Гиссаро-Сурханском и Кафирниган-Вахшском районах неодинаковы (табл 23) В Гиссаро-Сурханском они пресные, в отдельных

Таблица 23

Распределение родников (в %) с различными дебитами и минерализацией воды

Район	Индекс	Дебит *л/сек*				Минерализация, *г/л*					Общее количество родников
		<0,01	0 01—1	1—5	>5	<0,1	0 1—1	1—3	3—10	>10	
Кафирнинган-Вахшский	Cr_1al	17	75	8	—	—	57	30	8	5	49
	Cr_1b—ap	15	85	—	—	—	76	16	—	8	19
	Cr_1v—h	15	75	10	—	—	35	24	35	6	17
		<0,1	0,1—1	1—5	>5						
Гиссаро-Сурханскии		—	82	18	—	18	82	—	—	—	

водопунктах очень пресные, главным образом карбонатного типа, преобладающие дебиты родников 0,1—1 *л/сек* В Кафирниган-Вахшском районе фон образуют родники с дебитами 0,01—1 *л/сек*, отмечено сравнительно много родников (15—17%) типа мочажин Минерализация вод широко изменяется, наряду с пресными характерны солоноватые воды (до 10 *г/л*), тип воды сульфатный

Глубокие подземные воды нижнемеловых отложений изучены в Гиссаро-Сурханском районе на Шаамбаринской, Лючобской и Андыгенской структурах В Лючобе установлена промышленная газоносность альбских и аптских пород В Андыгене газоносны отложения альба, апта и готеривские

А В Готтильф (1965) выделяет в разрезе нижнемеловых отложений Гиссаро-Сурханского района два водоносных комплекса баррем-апт-альбский (табл 24) и готеривский Последний объединен с юрой и рассматривается ниже при описании подземных вод юрских отложений

Пластовые воды комплекса опробованы (табл 25) на Андыгенской площади в интервале глубин 767—1142 *м*, в Лючобе — 1257—1593 *м* и в Шаамбарах — 2122—2388 *м* Максимальные водопритоки в скважины при самоизливе достигают 42 *л/сек* (воды песчаников аптского и альбского ярусов в пределах Лючобской структуры) Максимальная температура воды на устье скважин 53° С, в пластовых условиях 108° С (структура Шаамбары) Воды повсеместно хлоридного типа, pH 6,2—7,4 Минерализация различна на площади Лючобской и Андыгенской структур она не превышает 30 *г/л* и увеличивается до 129—152 *г/л* в Шаамбарах Максимальное количество растворенных H_2S и CO_2 (со-

Таблица 24

Приведенные напоры пластовых вод

Наименование структуры	Возраст пород	H_0, м
Андыгенская	Апт-альбский, барремский	1198 1252
Лючобская	Апт-альбский, барремский	1406 1498
Шаамбаринская	Альбский, аптский	1300, 1306, 1320, 1220, 1339

Таблица 25

Характеристика баррем-апт-альбского водоносного комплекса Гиссаро-Сурханского района

Наименование структуры	Интервал опробования, м	Максимальный дебит скважин, л/сек	Максимальная температура воды, °С: на устье / в пласте	Минерализация воды, г/л	pH	Химический тип
Андыгенская	767—1142	10,6	53 / 53	20—28	7,1—7,4	Хлоридный
Лючобская	1257—1593	42,0	40 / 65	4,2—30	6,9—7,0	Сульфатный, хлоридный
Шаамбаринская	2122—2388	0,65	31,2 / 108	128,8—152,1	6,2	Хлоридный

ответственно 357 и 131 *мг/л*) отмечено в водах Лючобской антиклинали. Свободные газы преимущественно метановые с содержанием азота до 13%, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,35—3,6 (Ю. А. Яковец).

ВОДЫ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J_3)

Верхнеюрские отложения являются наиболее древними образованиями, обнажающимися на небольших участках в пределах Кафирниган-Вахшского и Яхсуйского районов Южно-Таджикской депрессии. Представлены они гипсами, каменной солью и мергелями общей мощностью более 400 *м*. Выходы их связаны с зонами тектонических нарушений и соляными куполами Ходжамумын, Ходжасартис, Танапчи, Мундок и др.

Верхнеюрские отложения водоносны на всей площади своего распространения. Особенно много родников известно на соляных куполах, где широко развит карст. На поверхности куполов и по их склонам наблюдаются многочисленные карстовые воронки, крупные бессточные впадины и пещеры. Купол Ходжамумын в восточной части ограничен

разломом, по которому каменная соль контактирует с континентальными неогеновыми отложениями; по-видимому, разлом проходит и по восточному крылу Ходжасартисского купола.

Подземные воды, выходящие на поверхность в пределах соляных куполов, связаны с карстовыми пустотами и трещинами. Наибольшее количество родников отмечено на куполе Ходжамумын. Преобладающие значения дебитов родников здесь 1—3 *л/сек*, максимальные 10—15 *л/сек*. Воды относятся к крепким рассолам и используются для добычи соли; минерализация их обычно более 200 *г/л*, pH 6,0—6,4. Тип сульфатный (подтип SO_4—Na), состав хлоридный натриевый. Характерно очень низкое содержание йода (0,01—1,2 *мг/л*) и брома (4,5—30,6 *мг/л*). Растворенный газ азотно-кислородный, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,002—0,004.

Помимо соляных куполов водопроявления известны также на участках развития гипсово-соленосных отложений верхней юры, обнажающихся в виде узких полос в ядрах антиклинальных складок и соприкасающихся по тектоническим контактам с более молодыми толщами. Среди них отмечены две группы родников: с хлоридными водами и сульфатными (хлоридного магниевого и сульфатного натриевого подтипов). Первые описаны в зоне Вахшского (хребет Сурхку) и Бабатагского надвигов (источник Мынбатман), а также в ядре Баданабадской антиклинали (хребет Каратау северный). Минерализация их 47—267 *г/л*, pH 6,4, дебиты родников 0,5—2 *л/сек*. Некоторые родники газируют, газы бескислородные, преимущественно азотно-углекислые или азотные, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,003—0,0045. В водах сульфатного типа газы азотно-кислородные, $\frac{He+Ne}{Ar}$ не более 0,001. Минерализация вод изменяется от 43 до 331 *г/л*, дебиты обычно менее 0,01, реже 0,01—0,1 *л/сек*. Йода и брома мало.

На соляном куполе Ходжамумын в его южной части скважиной на глубине 557—560 *м* вскрыты крепкие рассолы хлоридного типа с минерализацией 283 *г/л*. По данным А. А. Костюченко, дебит скважины составил 0,005 *л/сек*, температура воды на устье при самоизливе 23° С; рассолы богаты йодом и бромом. Положение их в стратиграфическом разрезе неясно. Можно полагать, что они приурочены к отложениям нижнего неогена, но химический тип рассолов, их высокая минерализация и обогащенность микрокомпонентами свидетельствуют о связи с более глубокими частями разреза (палеогеном или мелом?). Играют ли роль в их формировании рассолы выщелачивания верхнеюрских гипсово-соленосных отложений, пока не установлено.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J)

Нерасчлененные юрские отложения развиты в Гиссаро-Сурханском районе вдоль южных предгорий Гиссарского и Каратегинского хребтов. Они представлены толщей песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями углистых сланцев и углей (J_{1-2}), выше по разрезу сменяющихся известняками и мергелями (J_3); суммарная мощность превышает 450 *м*.

Юрские отложения, по-видимому, водоносны по всей площади своего развития. На поверхность они выходят на очень небольших участках, поэтому с ними связано весьма мало родников с пресной водой, дебиты которых достигают 7—8 *л/сек*.

Ниже вреза гидрографической сети подземные воды юрских отложений изучены на площади Андыгенской, Лючобской и Шаамбаринской структур.

Воды юрских и готеривских отложений объединены в один водоносный комплекс. Вскрыты они на глубине 1095—1391 и 2520—2670 *м*, скважины самоизливают с максимальным дебитом до 7 *л/сек*. Температура в пластовых условиях достигает 115° С, на устье — 47° С. Тип вод повсеместно хлоридный, минерализация разная (табл. 26): наиболее крепкие рассолы приурочены к Лючобской анти-

Таблица 26

Характеристика юрско-готеривского водоносного комплекса Гиссаро-Сурханского района

Наименование структуры	Интервал опробования, *м*	Максимальный дебит скважин, *л/сек*	Максимальная температура воды, °С: на устье / в пласте	Минерализация воды, *г/л*	pH	Химический тип
Андыгенская	1095—1391	7,0	47 / 58,8	19,4—42,0	—	Хлоридный
Лючобская	1843—1920	—	—	270	—	»
Шаамбаринская	2520—2670	3,9	33 / 115	117—131,0	—	»

клинали (до 270 *г/л*), на Андыгенской площади минерализация колеблется от 19,4 до 42 *г/л*. Для крепких рассолов характерно высокое содержание йода, брома и бора (В. Н. Крат). Спонтанные газы почти целиком метановые (содержание N_2 не превышает 15%), гелий-аргоновый коэффициент 1—6,1 (Ю. А. Яковец).

Глубокие воды юрских отложений на отдельных участках разгружаются на поверхность. Один из таких участков связан с зоной глубинного Варзобского разлома. Примером может служить источник Обизаранг, расположенный в долине одноименной реки. Источник приурочен к юрским известнякам, контактирующим по разлому с отложениями палеозоя, и имеет 11 головок с суммарным дебитом около 50 *л/сек*. Вода выходит из широких зияющих трещин; выше современных головок находится ряд пещер диаметром до 2 *м*, сохранивших явные следы некогда поступавшей из них воды. Одна из наиболее мощных струй отводится в естественную ванну и используется местным населением в лечебных целях. Температура воды источника 20° С, тип сульфатный, состав

$$M_{0,9}\,\frac{SO_4\,64\ HCO_3\,20\ Cl\,16}{Ca\,66\ Mg\,20\ Na\,14}.$$

Растворенный газ почти целиком азотный с небольшой примесью H_2S, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,029, газонасыщенность 20,7 *мл/л*. Судя по приведенным данным, в формировании источника Обизаранг участвуют воды глубокой циркуляции; к ним в большом количестве подмешиваются воды верхней гидродинамической зоны.

Глава VIII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРО-ЗААЛАЙСКОГО РЕГИОНА

К Петро-Заалайскому региону относится наиболее высоко поднятая (до 4000—5000 *м*) северо-восточная часть Афгано-Таджикской впадины, граничащая на западе с Центрально-Таджикским, на востоке с Памирским регионами. Территория эта гидрогеологическим почти не изучена. Выделение ее в качестве самостоятельного региона условно и основывается главным образом на геоморфологических и тектонических данных. В геоморфологическом отношении Петро-Заалайский регион является промежуточной областью между Гиссаро-Алайской и Памирской горными системами. По особенностям тектоники он отличается от расположенной южнее Яхсуйской мегасинклинали (входящей в состав Южно-Таджикской депрессии), так как система развитых в нем линейных складок образует сложнопостроенный опрокинутый и надвинутый в северном направлении антиклинорий.

В Петро-Заалайском регионе выделяются:

1) воды аллювиальных и пролювиальных отложений (Q_{III-IV}) — пластовые: поровые;

2) воды нерасчлененных неогеновых отложений (N) — пластовые: трещинные и поровые;

3) воды верхнепалеогеновых — нижненеогеновых отложений (Pg_3—N_1) — пластовые: трещинные и поровые;

4) воды верхнемеловых и палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные и карстовые;

5) воды нижнемеловых отложений (Cr_1) — пластовые: трещинные;

6) воды юрских отложений (J) — пластовые: трещинные.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{III-IV})

Аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные и современные отложения, представленные галечниками, песчано-суглинистым материалом и лёссовидными суглинками, распространены узкими полосами по долинам рек Обихингоу, Сурхоб, Кызылсу и Муксу. Мощность их в среднем 20—30 *м*, местами достигает 50 *м* и более. В долинах мелких притоков эти отложения характеризуются незначительными мощностями и самостоятельной гидрогеологической роли не играют. Четвертичные отложения имеют низкую проницаемость — коэффициенты фильтрации составляют 0,5—1 *м/сутки*.

Естественные водопроявления редкие, родники приурочены главным образом к обрывам террас; дебиты их, как правило, 0,5—1 *л/сек*, максимальные 2—3 *л/сек*. Воды пресные, в основном сульфатного типа гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые.

ВОДЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N)

Разобщенные выходы отложений неогена известны в юго-западной части региона. Представлены они ожелезненными рыхлыми песчаниками, известняками, конгломератами, местами гипсоносными глинами. Водоносность этих отложений установлена по редким родникам, которые связаны с покровными делювиальными отложениями. Дебиты родников колеблются от долей до 20—50 *л/сек*, чаще составляя 2—10 *л/сек*. Воды пресные, минерализация обычно до 0,5 *г/л*. Тип воды

сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Высокое качество воды и большие дебиты отдельных источников позволяют использовать их для орошения, водопоя скота и хозяйственных нужд.

ВОДЫ ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ — НИЖНЕНЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Pg_3 - N_1$)

Породы верхнего палеогена — нижнего неогена имеют ограниченное распространение, прослеживаются в виде отдельных узких полос, вытянутых с северо-востока на юго-запад. К ним относятся переслаивающиеся трещиноватые красноцветные песчаники, глины, алевролиты и конгломераты; местами встречаются мергели с прослойками гипса и соли.

Бóльшая часть родников сосредоточена в долине р. Обихингоу; выходы воды, как правило, связаны с делювиальными отложениями. Дебиты источников изменяются от долей до 10—15 *л/сек*. Температура воды 8—13° С. Минерализация воды зависит от засоленности водовмещающих пород: к гипсоносным и соленосным породам приурочены воды с минерализацией 2—3 *г/л*, к незасоленным — 0,3—0,6 *г/л*. Тип воды сульфатный, состав гидрокарбонатный кальциевый и сульфатный кальциевый. В связи с ограниченным распространением по площади воды не имеют большого практического значения. Используются для питья и орошения лишь единичные источники с высокими дебитами (10 *л/сек*) и низкой минерализацией.

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ($Cr_2 - Pg$)

Верхнемеловые и палеогеновые отложения широко развиты и прослеживаются по левому борту долины р. Сурхоб, в нижнем течении р. Муксу, по склонам хребта Петра Первого. Они представлены глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, доломитами, мергелями, гипсами и пестроцветными конгломератами.

Воды этих пород питают многочисленные родники; выходы воды обычно связаны с пролювиально-делювиальными отложениями. Дебиты родников от 0,5 до 15 *л/сек*, редко до 50—70 *л/сек* (в зонах разломов). Минерализация воды 0,2—1,5 *г/л*, в загипсованных и соленосных породах до 20 *г/л*. Тип воды сульфатный. Пресные воды обычно гидрокарбонатные кальциевые; после 1 *г/л* начинает преобладать сульфат-ион; при минерализации близкой к 20 *г/л* воды становятся хлоридными натриевыми. Пресные воды широко используются для орошения и питья; на соляных родниках ранее добывалась поваренная соль.

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_1)

Нижнемеловые отложения распространены ограниченно: в виде небольших пятен и узких полос они выходят в долине р. Сурхоб и в северо-восточной части региона. Представлены красноцветными континентальными образованиями — песчаниками, глинами, конгломератами, реже гипсами и мергелями.

Водоносность этих пород изучена слабо. Дебиты родников 0,1—3 *л/сек*, очень редко до 8—10 *л/сек*. Воды пресные, тип сульфатный, состав сульфатный кальциевый или гидрокарбонатный кальциевый. Существенного практического значения воды не имеют (вследствие малого распространения) и используются в редких случаях для питья и орошения.

ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J)

Отложения юры, представленные песчаниками, глинистыми сланцами, реже конгломератами и алевролитами, обнажаются в северо-восточной части региона. Породы сильно дислоцированы, наряду с пликативными много разрывных нарушений. Все перечисленные литологические разности водоносны, но наиболее часто выходы подземных вод отмечаются среди конгломератов и песчаников. Глинистые сланцы, сильно трещиноватые с поверхности, обводнены слабо. Значительной водообильностью отличаются зоны разломов.

Родники, приуроченные к юрским отложениям, встречаются сравнительно редко, чаще они располагаются вдоль контактов с другими породами или в непосредственной близости от тектонических нарушений. Основная масса родников характеризуется групповыми выходами воды из мощных делювиально-пролювиальных отложений. Суммарные дебиты источников очень разнообразны — от 0,3 до 70 *л/сек*, чаще 2—7 *л/сек*. Минерализация не превышает 0,3 *г/л*, тип воды карбонатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый.

Ограниченное количество данных, характеризующих подземные воды Петро-Заалайского региона, не позволяет произвести гидрогеологическое районирование этой территории. Условно вся она (в границах Таджикской ССР) отнесена к одному району второго порядка, в пределах которого выделены районы третьего порядка, совпадающие с тремя главными ярусами рельефа Петро-Заалайской области. Районы третьего порядка показаны на схеме гидрогеологического районирования Таджикистана; характеристика их дана по предположению.

Глава IX

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО РЕГИОНА*

На территории Памира широко развиты трещинные (грунтовые, карстовые и жильные) воды мезозойских, палеозойских и докембрийских отложений, а также пластово-поровые воды четвертичных отложений. Пластово-трещинным водам принадлежит небольшая роль; связаны они главным образом с палеоген-неогеновыми толщами.

От Южно-Таджикского артезианского бассейна регион на западе отделяется Дарваз-Каракульским глубинным разломом; северный, восточный и южный рубежи условны, проходят по границам Таджикской ССР с Киргизской ССР, Китаем и Афганистаном.

На Памире выделяются:

1) воды пролювиально-аллювиальных и ледниковых верхнечетвертичных и современных отложений (Q_{III-IV}) — пластовые: поровые;

2) воды пролювиально-аллювиальных и ледниковых среднечетвертичных отложений (Q_{II}) — пластовые: поровые;

3) воды ледниковых и пролювиально-аллювиальных нижнечетвертичных отложений (Q_I) — пластовые;

4) воды неогеновых отложений (N) — пластовые: трещинные и поровые;

5) воды верхнемеловых — палеогеновых отложений (Cr_2—Pg) — пластовые: трещинные;

* В схеме районирования СССР фигурирует как район второго порядка, относящийся к системе гидрогеологических складчатых зон, предгорных и межгорных артезианских бассейнов Памира.

6) воды нижнемеловых отложений (Cr_1) — трещинные: грунтовые;
7) воды юрских отложений (J) — трещинные: грунтовые, карстовые и жильные;
8) воды пермо-триасовых отложений (P—T) — трещинные: грунтовые и жильные;
9) воды каменноугольных — триасовых отложений (C—T) — трещинные: грунтовые;
10) воды каменноугольных отложений (C) — трещинные: грунтовые, жильные и карстовые;
11) воды отложений кембрия — девона (Cm—D) — трещинные: грунтовые, жильные и карстовые;
12) воды метаморфических образований докембрия (a Cm) — трещинные: грунтовые и жильные;
13) воды интрузивных образований ($\gamma+\sigma$, Σ) — трещинные: грунтовые и жильные.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ЛЕДНИКОВЫХ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{III-IV})

Верхнечетвертичные и современные отложения занимают большие площади на востоке Памира и незначительные на западе. Аллювиальные, пролювиальные и озерные отложения слагают русла и поймы рек, участвуют в строении низких террас рек и крупных озер, гидрогеологически они изучены наиболее хорошо. Ледниковые, солифлюкционные и другие образования сложного генезиса изучены плохо.

На востоке Памира мощность четвертичных отложений не определена, поскольку немногие скважины, пробуренные на этой территории, не дошли ни в одной из долин до коренного ложа. Только в одном пункте, расположенном в северо-восточной части Рангкульской котловины, в устьях саев Пансалды и Тузопсай, аллювиально-пролювиальные отложения были пройдены на полную мощность, которая составила 111 *м*. В разрезе здесь были вскрыты галечники, гравий и глинистый песок.

Подземные воды четвертичных отложений рассматриваются по отдельным озерным и речным бассейнам.

Бассейн оз. Каракуль занимает северо-восточную периферию Памира. Вдоль восточной и южной береговых частей озера развиты солончаки, принадлежащие к сульфатно-хлоридным магниево-натриевым. По данным С. И. Клунникова (1936), по восточному и юго-восточному берегам озера обнаружен ископаемый лед мощностью около 6 *м*; на юго-восточной стороне распространен термокарст — многочисленные мелкие озерки почти правильной округлой формы, иногда имеющие отвесные борта. Мощность деятельного слоя в районе озера не известна, но, по-видимому, она не превышает 2 *м*.

В котловине оз. Каракуль большую роль играют воды таликов подрусловых потоков, впадающих в озеро рек и ручьев. Вследствие подпора, который создается озером, в основании конусов выноса некоторых рек часть вод подрусловых потоков разгружается и образуются родники.

Обильная разгрузка вод наблюдается в устьях двух крупных рек — Караджилга и Акджилга-Музкол. В долине р. Караджилга она происходит на площади протяжением не менее 12 *км* у основания коренного правого борта долины и на поверхности пойменной террасы. Ниже этого участка долина р. Караджилги резко поворачивает на юг и сужается, благодаря чему создается подпор подрусловой потока. Вся площадь, где выходит вода, заболочена и покрыта буграми пучения высо-

той не более 0,5 *м* и диаметром 1—2 *м*. Широко распространены солончаки сульфатно-хлоридного натриево-магниевого состава. Отдельные бугры представляют собой гидролакколиты; они достигают высоты 2—3 *м*, сильно трещиноваты и содержат в трещинах лед. Многие из них превращены в небольшие провальные озерки округлой формы (термокарст), вода из которых местами изливается с дебитом от 0,1—0,2 до 1—2 *л/сек*. Аналогично выглядит участок разгрузки подземных вод в устье р. Акджилга-Музкол, занимающий меньшую площадь и приуроченный к поверхности верхнечетвертичной террасы. Поскольку в рассмотренных долинах широко развит термокарст, видимо можно говорить о деградации многолетней мерзлоты бассейна оз. Каракуль.

Основным источником питания таликов являются воды поверхностных потоков рек. Однако изучение химического состава речных и грунтовых вод свидетельствует о том, что этот источник не единственный. Состав поверхностного потока р. Акджилги в истоках (1) и устье (2) характеризуется формулами:

$$M_{0,16}\frac{HCO_3\,85\ SO_4\,12\ Cl\,3}{Ca\,70\ Mg\,17\ Na\,13},\ pH\ 6{,}5, \qquad (1)$$

$$M_{0,32}\frac{HCO_3\,54\ SO_4\,39\ Cl\,7}{Ca\,61\ Mg\,26\ Na\,13},\ pH\ 6{,}6. \qquad (2)$$

Как видно из приведенных формул, от истоков к устью минерализация закономерно возрастает без существенного изменения химического состава. В то же время грунтовые воды, выходящие на поверхность в устье р. Акджилга-Музкол, имеют иной состав:

$$M_{0,29}\frac{HCO_3\,64\ SO_4\,19\ Cl\,17}{Mg\,38\ Ca\,34\ Na\,28},\ pH\ 6{,}8.$$

Различие заключается в том, что возрастает относительное количество хлора, а магний начинает преобладать над кальцием (при аналогичной минерализации). Также отличаются от поверхностного потока реки и грунтовые воды, разгружающиеся в долине р. Караджилги: в их химическом составе заметно повышается роль хлора (при той же минерализации).

Следовательно, помимо поверхностных, в питании грунтовых вод долин принимают участие какие-то другие воды, характеризующиеся повышенным содержанием магния и хлора. По-видимому, это подземные воды глубокой циркуляции бассейнов обеих рек. Для долины р. Караджилги такое предположение подтверждается составом газа. Отобранный в одном из небольших провальных озерков газ оказался бескислородным, почти целиком состоящим из азота, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,02 (что примерно на два порядка выше, чем в водах неглубокой циркуляции). Таким образом, можно считать, что грунтовые воды долин рек Акджилги и Караджилги относятся к типу сквозных таликов, в питании которых принимают участие поверхностные и подземные (подмерзлотные) воды.

Вода оз. Каракуль солоноватая и имеет следующий состав:

$$M_{8,86}\frac{SO_4\,65\ Cl\,27\ HCO_3\,8}{Mg\,66\ Na\,34},\ pH\ 6{,}9.$$

Такой состав формируется при испарении с акватории озера. В питании его, по-видимому, участвуют воды, характеризующиеся формулами: HCO_3—SO_4(Cl)—Ca—Mg—Na (реки и ручьи, впадающие в озеро) и HCO_3—SO_4—Cl—Mg—Ca—Na (поток грунтовых вод р. Ак-

джилги). Роль потока грунтовых вод р. Караджилги, очевидно, невелика, так как в их составе натрий резко преобладает над магнием.

Бассейн рек Бартанг — Мургаб располагается к югу от бассейна оз. Каракуль. Верхнечетвертичные и современные отложения широко распространены в долинах правобережья Бартанга — р. Кокуйбель и ее правого притока р. Аильутек на участках, где долины четковидно расширены (более 10 *км* в поперечнике). В обеих долинах четвертичные отложения засолены. В долине р. Аильутек, безводной в летнее время, интенсивность засоления возрастает от истоков к устью. В устье на грунтах поймы и первой террасы развиты солончаки хлоридно-сульфатного магниево-натриевого состава. В долине р. Кокуйбель засоленные грунты известны только на территории четковидных расширений. Солончаки здесь своеобразны: выше устья р. Аильутек они гидрокарбонатно-сульфатные натриевые (содержат соду) и сульфатно-хлоридные натриевые (с высоким содержанием соды) на участке, где в р. Кокуйбель впадает р. Аильутек.

Воды таликов обильно разгружаются в обеих долинах в районе устья р. Аильутек. По-видимому, разгрузка происходит вследствие подпора, который создается за счет резкого сужения живого сечения долины р. Кокуйбель; последняя ниже устья р. Аильутек образует ущелье в коренных породах. Вода выходит широким фронтом в виде мочажин и отдельных струй с дебитом от 0,01 до 0,5 *л/сек* из-под обрыва высокой террасы, на поверхности низкой террасы и прямо в русле рек. Протяженность участка, где происходит разгрузка, не менее 4—5 *км*. Вся местность интенсивно заболочена, породы покрыты налетом солей и развиты бугры пучения — кочки округлой формы диаметром до 1 *м* и высотой 20—30 *см*. Химический состав воды одного из родников следующий:

$$M_{0,6}\ \frac{HCO_3\,71\ SO_4\,24\ Cl\,5}{Ca\,45\ Mg\,30\ Na\,25},\quad pH\ 7{,}0.$$

Температура воды 4° С (при температуре воздуха 14° С). Растворенный газ азотно-кислородный, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,001.

Поверхностный поток р. Кокуйбель, проба из которого отобрана выше участка разгрузки грунтовых вод, характеризуется следующим составом:

$$M_{0,2}\ \frac{HCO_3\,66\ SO_4\,25\ Cl\,9}{Ca\,48\ Mg\,27\ Na\,26},\quad pH\ 6{,}9.$$

Приведенные данные показывают, что грунтовые воды и поверхностные воды реки по составу одинаковы и отличаются лишь величиной минерализации, несколько более высокой у грунтовых вод.

Поскольку существует полное сходство между поверхностными и грунтовыми водами, последние, очевидно, из глубины не подпитываются. На это же указывает их газовый состав, свидетельствующий о неглубокой циркуляции. Одной из причин отсутствия связи с глубокими подземными водами может быть наличие многолетнемерзлых пород, в таком случае воды подруслового потока и низких террас рассмотренных долин следует относить к категории несквозных таликов.

Долины главных рек бассейна — Бартанга и Мургаба — в гидрогеологическом отношении почти не изучены. О грунтовых водах можно судить лишь по родникам, известным в долине р. Мургаб примерно в 2 *км* выше г. Мургаба. Здесь происходит интенсивная разгрузка подруслового потока реки. Выход воды приурочен к поверхности поймы, возвышающейся на 0,8—1 *м* над урезом воды в реке, и наблюдается

на большой площади вдоль уступа террасы верхнечетвертичного возраста. Вода вытекает отдельными струями с дебитом 0,2—5 *л/сек*, а суммарный дебит всех сливающихся струй, образующих ручей, не менее 500 *л/сек* Температура воды 6° С при температуре воздуха 12° С На участке, где происходит разгрузка воды, и ниже по течению реки в долине распространены многочисленные бугры пучения высотой до 0,5 *м* и диаметром 1—2 *м* Между буграми развиты солончаки сульфатно-хлоридного магниево-натриевого состава. Химический состав воды подруслового потока следующий

$$M_{0,4}\ \frac{HCO_3\ 47\ SO_4\ 43\ Cl\ 10}{Ca\ 40\ Mg\ 34\ Na\ 20},\quad pH\ 6{,}7.$$

Интересно сравнить его с составом поверхностного потока р Мургаб Река опробована в районе г Мургаба (1) и у Сарезского озера (2) Оба анализа оказались одинаковыми:

$$M_{0,26}\ \frac{HCO_3\ 63\ SO_4\ 29\ Cl\ 8}{Ca\ 50\ Mg\ 25\ Na\ 25},\quad pH\ 7{,}1, \qquad (1)$$

$$M_{0,20}\ \frac{HCO_3\ 61\ SO_4\ 33\ Cl\ 6}{Ca\ 49\ Mg\ 26\ Na\ 25}. \qquad (2)$$

Обращает на себя внимание отсутствие полного сходства в химическом составе вод поверхностного и подруслового потоков реки Последние обладают более высокой минерализацией, магния в них больше, чем натрия, тогда как в водах реки они присутствуют примерно в равном количестве Эти особенности отразились на составе солончаков — магниево-натриевых со значительным преобладанием магния.

Приведенные данные говорят о том, что в питании подруслового потока р Мургаб принимают участие, помимо поверхностных, подземные (подмерзлотные?) воды, в связи с чем грунтовые воды долины могут быть отнесены к категории сквозных таликов

Бассейн озер Рангкуль — Шоркуль занимает северо-восточную часть территории Памира Мощность четвертичных отложений здесь около 110 *м* Местами вплоть до коренного ложа они промерзжены, в скважинах отмечаются смерзшиеся породы и куски льда

Верхнечетвертичные — современные отложения широко развиты в котловинах озер О грунтовых водах можно судить лишь по косвенным признакам, поскольку только в одном пункте (в пос Рангкуль) эти воды вскрыты колодцами Грунтовые воды формируются в отложениях конусов выноса, хотя, по-видимому, из-за широкого развития многолетнемерзлых пород не повсеместно Например, аллювиальные отложения саев Пансалды и Тузопсай на участке слияния их при выходе в Рангкульскую котловину промерзжены на полную мощность В то же время, судя по находящимся в пос Рангкуль колодцам, воды других саев подрусловым путем проникают к центральным частям котловины Очевидно, эти потоки питают озера Рангкуль и Шоркуль, вода в которых имеется круглый год.

Уровень воды в колодцах летом залегает на глубине 4—5 *м*, температура ее 1—2° С при температуре воздуха 12° С, химический состав следующий

$$M_{0,3}\ \frac{HCO_3\ 55\ SO_4\ 36\ Cl\ 9}{Ca\ 47\ Mg\ 32\ Na\ 21},\quad pH\ 8{,}0.$$

Вода в озерах, связанных узкой протокой, имеет иной состав:

$$\text{Шоркуль}\ M_{1,6}\ \frac{SO_4\ 51\ HCO_3\ 31\ Cl\ 18}{Mg\ 61\ Na\ 30\ Ca\ 9},\quad pH\ 7{,}6.$$

$$\text{Рангкуль } M_{1\,3}\ \frac{SO_4\,59\ HCO_3\,39\ Cl\,17}{Mg\,70\ Na\,24\ Ca\,6},\ \text{pH } 7{,}9.$$

Степень минерализации обусловливает разнообразие преобладающих компонентов поверхностных (озерных) и грунтовых вод Однако по одному из важных гидрохимических признаков — роли магния и натрия в солевом составе — они аналогичны И в тех и в других магний преобладает над натрием.

Вдоль береговой линии обоих озер развиты солончаки Они неодинаковы· в районе оз Шоркуль сульфатно-хлоридные магниево-натриевые или натриево-магниевые, на Рангкуле солончаки сульфатно-хлоридные натриевые Следовательно, в питании грунтовых вод, за счет испарения которых формируются солончаки, участвуют два типа вод с различным соотношением магния и натрия В то же время в питании самих озер (имеющих магниевый состав) основная роль принадлежит водам, в которых магния больше, чем натрия

Бассейн рек Аксу-Истык характеризуется нешироким развитием отложений Q_{III-IV} Особенно невелика роль современных осадков Они в виде узких полос протягиваются вдоль русел рек Аксу и Истык, располагающихся в широчаиших древних долинах среднечетвертичного и нижнечетвертичного этапов развития гидрографической сети Поверхностные потоки рек имеют медленное течение, воды «лениво» блуждают, следуя за многочисленными меандрами русел

Грунтовые воды верхнечетвертичных — современных отложений не изучены Естественной разгрузки на поверхность они не имеют, выработками нигде не вскрыты Поскольку в отдельных пунктах долин на поймах и низких террасах отмечены бугры пучения, заболачивание и пятна засоленных грунтов, можно предполагать, что грунтовые воды залегают на небольшой глубине и, по-видимому, принадлежат к несквозным таликам Сквозные талики формируются в обеих долинах на участках, где из глубины поднимаются термальные воды, питающие минеральные источники Кызылрабат и Джартыгумбез В долине р Аксу, на площади поймы и низкой террасы, где располагается одна из групп минеральных источников Кызылрабат, развиты гидролакколиты и термокарст

В долине р Аксу, берущей начало из оз Бахмыркуль и сливающейся с р Южный Акбайтал, опробован поверхностный поток Минерализация воды 0,1—0,2 *г/л*, формула $HCO_3—SO_4(Cl)—Ca—Na—Mg$ По-видимому, аналогичный состав имеют грунтовые воды, в которых, как и в реке, натрий должен преобладать над магнием

Бассейн р Аличур и верховьев р Токузбулак располагается к западу от бассейна рек Аксу — Истык Грунтовые воды вскрыты выработками только в долине р Башгумбез (одна из составляющих р Аличур), где было пройдено несколько шурфов и скважин Один из шурфов на глубине 1,8 *м* вскрыл надмерзлотные воды, затем шел по мерзлому грунту и на глубине около 20 *м* вновь встретил воду, которая переливалась через край шурфа Напорные воды под слоем многолетнемерзлых пород были также обнаружены скважиной на глубине 43 *м* Уровень их установился на 6 *м* ниже поверхности земли, химическии состав воды следующий

$$M_{1\,19}\ \frac{HCO_3\,72\ Cl\,16\ SO_4\,12}{Na\,58\ Ca\,32\ Mg\,10}$$

По-видимому, в пределах долины р Башгумбез развит сквозной талик, приуроченный к подрусловому потоку реки и отложениям пойменной террасы Формирование его связано с разгрузкой в этом районе субтермальных вод На левом берегу р Башгумбез, близ ее устья,

находятся четыре мощных родника с температурой воды 26—32° С и дебитом 100—200 *л/сек*. Вода выходит из четвертичных моренных отложений в области развития карбонатных пород юры в зоне Акбайтальского разлома. Сведения о химическом составе вод отсутствуют. Очевидно, именно эти воды питают постоянный поверхностный поток рек Башгумбез и Аличур.

О грунтовых водах долины р. Аличур можно судить по трем участкам. Первый находится примерно в 12 *км* ниже устья р. Башгумбез. У правого борта долины здесь происходит интенсивная разгрузка воды. Основной выход имеет вид озерка овальной формы диаметром 15—18 *м* и глубиной около 6 *м*. Вода очень прозрачная, голубого цвета. Температура ее 5° С при температуре воздуха 19° С. Дебит достигает 10 *л/сек*. Формула химического состава воды

$$M_{0,27}\frac{HCO_3\,79\ SO_4\,15\ Cl\,6}{Ca\,55\ Na\,27\ Mg\,18},\ pH\ 7{,}0$$

Такая же вода в р. Аличур:

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,79\ SO_4\,15\ Cl\,6}{Ca\,56\ Na\,26\ Mg\,18},\ pH\ 7{,}6.$$

Растворенный газ воды озерка азотно-кислородно-углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,007.

Вторым участком является котловина озер Яшилькуль — Булюнкуль. На берегу оз. Булюнкуль опробован один родник; вода его выходит из озерных отложений тремя струями с суммарным дебитом 0,7 *л/сек* и интенсивно заболачивает береговую полосу. Температура воды 6° С при температуре воздуха 12° С. Химический состав воды следующий:

$$M_{0,3}\frac{HCO_3\,59\ SO_4\,31\ Cl\,10}{Na\,55\ Ca\,38\ Mg\,7},\ pH\ 7{,}2.$$

Аналогичный состав имеет вода оз. Яшилькуль:

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,71\ SO_4\,23\ Cl\,6}{Na\,48\ Ca\,38\ Mg\,14},\ pH\ 6{,}6.$$

Третий участок — котловина озер Чукуркуль — Сасыккуль, находящаяся к югу от Яшилькульской котловины. По современным представлениям озера Чукуркуль и Сасыккуль образовались в результате подпруживания долины Аличура во время последнего оледенения; они располагаются среди моренно-холмистого рельефа (конечная морена) и не имеют стока. Центральное положение в котловине занимает оз. Сасыккуль. Юго-восточный и северный пологие и низкие берега этого озера интенсивно заболочены и засолены. Заболачивание связано с выходом грунтовых вод. По данным В. Фоменко и других, здесь имеются многочисленные родники с дебитом 1—1,5 *л/сек* и температурой воды 3—5° С при температуре воздуха 18° С, химический состав следующий:

$$M_{0,3}\frac{HCO_3\,65\ SO_4\,25\ Cl\,10}{Na\,55\ Ca\,40\ Mg\,5},\ pH\ 7{,}3.$$

Растворенныей газ одного из родников азотно-кислородно-углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,007.

По берегам озера отмечаются гидролакколиты высотой до 10 *м*, диаметром 15—20 *м*. Гидролакколиты сложены озерными глинами, растрескивающимися на крупные глыбы, внутри гидролакколитов зале-

гает ледяное ядро. На месте некоторых гидролакколитов образовались провальные воронки (термокарст), заполненные водой; такие воронки наблюдаются в 2 *км* к югу от оз. Сасыккуль. В. Фоменко указывает на выход рассольных вод в северной части оз. Сасыккуль. Вдоль северного борта озера полосой протягивается цепь отмелей и островков конусообразной формы, сложенных травертинами. Преобладают отмели и лишь у некоторых из них верхушка конуса возвышается над урезом воды на 0,1—0,15 *м*. Вода выходит в вершинах двух отмелей с расходом 5—7 *л/сек* и температурой 10° С. Химический состав воды следующий:

$$M_{122}\ \frac{CO_3\,42\ Cl\,38\ SO_4\,19}{Na\,96\ Mg\,4}.$$

Аналогичный состав характерен для воды оз. Сасыккуль:

$$M_{134}\ \frac{Cl\,50\ CO_3\,35\ SO_4\,15}{Na\,99\ Mg\,1},\ pH\ 9{,}7.$$

Как видно из приведенных формул, в обоих случаях типично присутствие соды, на долю которой приходится более 35 *экв*-%. Содовыми являются и солончаки, сплошным бордюром окружающие береговую полосу оз. Сасыккуль (и Чукуркуль). Количество солей в их верхней части достигает 20—40%, вниз по разрезу оно очень быстро падает и на глубине 0,5 *м* не превышает 0,1%. Солончаки хлоридно-карбонатные (гидрокарбонатные) натриевые с резко подчиненным количеством кальция.

В целом для долины р. Аличур характерно преобладание в водах натрия над магнием, причем количество его увеличивается вниз по долине.

ВОДЫ ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ И ЛЕДНИКОВЫХ СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_{II})

Пролювиально-аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста развиты в пределах обширных выровненных пространств на востоке Памира — древних долин Аксу, Истык, Койтезек, Рангкульской котловины и пр. Представлены они галечниками, песками, суглинками, супесями и озерными глинами с включениями крупнообломочного материала. На площадях, где распространены эти породы, нет естественных водопроявлений. О наличии в них воды можно судить лишь по отдельным участкам, где отмечены солончаки сульфатно-хлоридного натриево-магниевого состава.

Ледниковые отложения Q_{II}, по-видимому, водоносны повсеместно. Они слагают моренные гряды и представлены валунами, галечниками и суглинистыми породами. У подножия гряд наблюдаются родники с дебитами не более 0,1 *л/сек*, вода очень пресная (менее 0,1 *г/л*), гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая.

ВОДЫ ЛЕДНИКОВЫХ И ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫХ НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Q_I)

Нижнечетвертичные отложения представлены моренами древнего полупокровного оледенения и пролювиально-аллювиальными образованиями. Распространены только на востоке Памира, на водоразделах и в днищах современных долин они нередко перекрыты более молодыми четвертичными отложениями. Данных о водах нижнечетвертичных отложений не имеется, хотя, по-видимому, они водоносны. О наличии в них надмерзлотных вод свидетельствуют пятна солончаков, отмеченные в ряде пунктов на поверхности обширных урочищ, сложенных нижнечетвертичными осадками. Формирование подземных вод,

очевидно, связано с предгорными шлейфами, содержащими сравнительно много воды. Местами воды шлейфов разгружаются на поверхность, а местами уходят на питание водоносных горизонтов, заключенных в отложениях Q_I.

ВОДЫ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (N)

Неогеновые отложения занимают небольшие площади на северо-востоке Памира, где прослеживаются в виде узких широтно вытянутых полос. Представлены они красноцветной толщей конгломератов и песчано-глинистых отложений, с которой связаны редкие водопроявления, обычно располагающиеся на конусах выноса саев, дренирующих неогеновые отложения. В качестве примера можно привести родник, находящийся в 2,5 *км* к югу от перевала Кызыларт. Вода выходит в основании конуса выноса сая семью отдельными струями с суммарным дебитом 4—5 *л/сек*. Температура воды 1° С при температуре воздуха 10° С, химический состав

$$M_{0,32}\ \frac{HCO_3\ 55\ SO_4\ 39\ Cl\ 6}{Ca\ 51\ Mg\ 40\ Na\ 9},\quad pH\ 6{,}8.$$

Наблюдается спорадическое выделение газа, являющегося азотно-кислородным, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,0005. Грунты в районе выхода воды интенсивно засолены; солончаки сульфатно-хлоридные натриево-магниевые.

ВОДЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ — ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_2 — Pg)

Верхний мел представлен морскими отложениями — сланцами, песчаниками, доломитами, известняками, мергелями, гипсами, развитыми в виде узкой прерывистой полосы вдоль северной границы тектонической зоны Центрального Памира. Также морскими являются здесь отложения палеогена. На остальной территории — вдоль южной периферии Центральной и в пределах Юго-Восточной зон — палеоген сложен красноцветными песчано-глинистыми отложениями с прослоями эффузивов кислого и среднего состава и их туфов.

Отложения верхнего мела и палеогена водоносны повсеместно. Однако они не имеют самостоятельного гидрогеологического значения, так как занимают небольшие участки и обычно зажаты по разломам среди палеозойских толщ. Известно не более двух-трех родников, приуроченных к конусам выноса саев, дренирующих отложения верхнего мела. Дебиты родников около 1 *л/сек*, минерализация воды 0,5—0,8 *г/л*, состав гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциевый.

С вулканогенными образованиями палеогена в зоне Юго-Восточного Памира связаны трещинно-жильные воды, питающие ряд минеральных источников Бахмыр, находящихся в верховьях долины р. Аксу. Выходы воды приурочены к разломам преимущественно северо-западного простирания. Насчитывается более 10 головок, располагающихся на протяжении 200 *м* по долине реки. Они фиксируются травертиновыми конусами, на вершинах которых имеются воронки с термальной водой, некоторые травертиновые конусы безводны.

Суммарный дебит всех головок около 3 *л/сек*, температура воды 27—40° С. Наблюдается интенсивное выделение газа, почти целиком углекислого, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,845. Химический состав воды следующий:

$$M_{3,7}\ \frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Na\ 85\ Ca\ 10\ Mg\ 5},\quad pH\ 6{,}8;\ H_2SiO_3\ 30\ мг/л.$$

Источник не каптирован и не используется.

ВОДЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (Cr_1)

Нижнемеловые отложения на Памире развиты ограниченно, главным образом в Северной тектонической зоне, где протягиваются в виде узких полос, согласно залегающих на юрских отложениях. Представлены они известняками, красноцветными и фиолетовыми песчаниками, глинисто-известковистыми сланцами и конгломератами.

Водопроявления отмечены только на западе Памира. Дебиты имеющихся здесь редких родников 0,5—10 *л/сек*, температура воды 3—8° С, минерализация 0,2—2 *г/л*, в составе преобладают сульфаты кальция.

ВОДЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (J)

Воды юрских отложений, представленных континентальными, вулканогенными и морскими осадками — песчаниками, туфопесчаниками, сланцами, известняками и конгломератами с прослоями эффузивов, играют важную роль в гидрогеологии Памира, так как пользуются широким распространением.

Подземные воды приурочены ко всем литологическим разностям пород. Наиболее часто вода выходит из песчаников, известняков и сланцев. Массивные, очень плотные известняки в обнажениях образуют почти отвесные стенки и, по-видимому, на отдельных участках карстуются. Отмечены многочисленные ниши, поноры, карровые поверхности и другие карстовые формы.

Водоносность юрских отложений связана с наличием трещин и карстовых полостей. Преобладающими направлениями трещин являются северо-восточное, северо-западное, субширотное и меридиональное. Трещины с наибольшей шириной просветов характерны для первых трех систем. Преобладающая густота трещин в обнажениях не более одной на 1 $м^2$, ширина 1—10 *мм*, модуль трещиноватости не превышает 5%. Трещины большей частью вертикальные, стенки ровные, полости обычно зияющие, реже заполненные мелкообломочным материалом.

Засоленность юрских пород низкая. Количество солей в водных вытяжках 0,05—0,5%, чаще 0,05—0,1%. Вытяжки преимущественно сульфатные по типу и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые по преобладающим компонентам. Интересно, что в зоне Акбайтальского разлома на контакте юрских и более древних отложений брекчированные юрские породы характеризуются гораздо более высокой засоленностью (в отдельных образцах до 1—1,5%), главную роль в составе солей играют гипс и сульфат магния.

На востоке Памира большинство родников, связанных с юрскими отложениями, отличается групповыми выходами. Вода многими струями вытекает из делювиальных шлейфов и конусов выноса, окаймляющих подножия возвышенностей и склоны долин. При этом поверхность шлейфов интенсивно заболачивается, образуются бугры пучения, на грунтах выступает соль. Для такого типа родников характерна неустойчивость режима, а в августе — сентябре многие из них пересыхают. Участки, где располагаются пересохшие родники хорошо выделяются на местности — они покрыты зеленой травой и налетами соли.

Также распространены родники, непосредственно связанные с трещинами в коренных юрских породах. Обычно они приурочены к тектоническим контактам, имеют значительные дебиты и, по-видимому, обладают постоянным режимом. Примером является родник, находящийся в бассейне р. Язгулем, связанный с зоной тектонического контакта юрских мраморизованных известняков нижнемеловых песчаников: дебит его около 30 *л/сек*.

Дебиты родников, характеризующие водоносность юрских пород, в основном не превышают 3 *л/сек* (около 70% всех выходов), наиболее часто 0,1—1 *л/сек*. Отклонения отмечены главным образом в сторону более высоких значений. В ряде пунктов дебиты родников превышают 10 *л/сек*.

Минерализация подземных вод не превышает 0,5 *г/л* (более 80% всех выходов имеют воду с такой минерализацией), чаще 0,1—0,3 *г/л*. В 70% случаев тип воды сульфатный, состав в основном гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый. Что касается соотношения магния и натрия, то преобладают источники, в которых магния больше.

С юрскими отложениями на востоке Памира связан ряд минеральных источников. Наиболее интересные из них приурочены к зоне Аличурского разлома. Вода выходит в области развития юрских и верхнетриасовых отложений, залегающих в виде тектонических чешуй. По гидрохимическим особенностям и температуре источники можно разделить на две группы: пресные азотно-углекислые теплые и солоноватые углекислые теплые и горячие.

К первой группе относятся источники Кызылрабат и Ханюлы, расположенные в долине р. Аксу. На поверхности поймы и низкой террасы реки вода выходит многими струями с дебитом около 1 *л/сек*, интенсивно газирует. Температура 30—40° С. Спонтанный газ азотно-углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,01. Химический состав воды (источники Кызылрабат) следующий:

$$M_{0,8}\ \frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 11\ Cl\ 5}{Mg\ 45\ Ca\ 33\ Na\ 22},\ pH\ 6{,}6;\ H_2SiO_3\ 30\ мг/л.$$

Источники второй группы — Джартыгумбез — находятся в верховьях р. Истык. Здесь на поверхности первой надпойменной террасы имеется около 70 отдельных головок с суммарным дебитом не менее 10 *л/сек*. Температура воды достигает 65° С. Спонтанный газ почти целиком углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,01. Химический состав воды

$$M_{1,7}\ \frac{HCO_3\ 82\ Cl\ 11\ SO_4\ 7}{Na\ 78\ Ca\ 14\ Mg\ 8},\ pH\ 6{,}7;\ H_2SiO_3\ 120\ мг/л.$$

ВОДЫ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (P — T)

Подобно юрским, пермо-триасовые отложения занимают обширные площади на Памире, вследствие чего гидрогеологическая роль их велика. Представлены они сланцами, песчаниками, гравелитами, известняками, мергелями, конгломератами, эффузивами и их туфами. Ко всем этим породам приурочено много родников.

Водоносность пород связана с наличием трещин, ширина которых в естественных обнажениях обычно не превышает 1—5 *мм*, густота — до 5 на 1 $м^2$, нередко (в сланцах) достигает 10 на 1 $м^2$ и более; полости часто заполнены мелкообломочным материалом, модуль трещиноватости не более 5%. По степени засоленности отложения пермотриаса сходны с юрскими — фоновые значения количества солей в них составляют 0,05—0,5%, тип вытяжек сульфатный.

Родники, связанные с отложениями пермо-триаса, на востоке Памира представляют собой групповые водопроявления, приуроченные к делювиальным шлейфам и конусам выноса, окаймляющим обнажения коренных пород. Протяженность участков разгрузки воды до 100 *м* и более. Повсеместно наблюдается интенсивное заболачивание поверх-

ностей шлейфов и конусов выноса. Формируются бугры пучения, на грунтах выступает соль. На западе Памира пермо-триасовые отложения развиты в чрезвычайно труднодоступных высокогорных районах, поэтому они охарактеризованы небольшим количеством опробованных родников; последние обычно связаны непосредственно с коренными породами.

Фоновые значения дебитов родников не превышают 3 *л/сек* (к ним принадлежит около 80% выходов воды), особенно часто 1—3 *л/сек*, отклонения наблюдаются в сторону увеличения дебитов, составляющих иногда 10 *л/сек* и более. Примером может служить мощный родник в русле р. Казанкуль (маленького правого притока р. Мургаб восточнее Сарезского озера). Родник располагается в зоне Рушанско-Пшартского разлома и приурочен к тектоническому контакту нижнепермских и каменноугольных отложений. Дебит родника около 50 *л/сек*, температура воды 5—6° С, химический состав

$$M_{0,15}\ \frac{HCO_3\ 46\ SO_4\ 20\ Cl\ 14}{Na\ 42\ Ca\ 36\ Mg\ 22}.$$

Преобладающая величина минерализации подземных вод не превышает 0,5 *г/л* (такую минерализацию имеют более 80% родников), чаще 0,1—0,3 *г/л*. Тип сульфатный, состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый, по соотношению магния и натрия воды преимущественно магниевые.

С пермскими отложениями связаны выходы минеральных вод. По химическому составу и температуре минеральные источники можно разделить на две группы: пресные горячие и солоноватые холодные.

К первой группе относятся источники Елису, находящиеся в долине р. Мургаб, в области развития песчано-сланцевых отложений перми, прорванных гранитами. Температура воды 45° С, дебит всех струй около 3 *л/сек*, химический состав

$$M_{0,3}\ \frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 32\ Cl\ 8}{Na\ 80\ Ca\ 15\ Mg\ 5}.$$

Ко второй группе относятся источники Джайляу, расположенные в бассейне р. Маркансу, в устье р. Джайляукумсай. По данным Е. Д. Романько, минеральная вода приурочена к тектоническому нарушению в породах перми, скрытому под рыхлыми отложениями. Вода выходит из четвертичных отложений с суммарным дебитом около 30 *л/сек* и интенсивно газирует; состав газа не определен. Температура воды 15° С, химический состав

$$M_{1,1}\ \frac{HCO_3\ 45\ Cl\ 41\ SO_4\ 14}{Na\ 62\ Ca\ 22\ Mg\ 16}.$$

ВОДЫ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ — ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (С — Т)

Нерасчлененные отложения каменноугольного и триасового возраста пользуются на Памире ограниченным развитием. Известны они только в Центральной тектонической зоне и представлены мощной толщей метаморфических сланцев и песчаников с прослоями эффузивов. Водоносность их изучена недостаточно. С ними связано небольшое количество родников; выходы воды обычно групповые, приурочены к делювиальным предгорным шлейфам, к конусам выноса или к моренным отложениям. На востоке Памира отмечается заболоченность, наличие бугров пучения, солевые выцветы на грунтах. Дебиты родников достигают 1,5 *л/сек*, минерализация воды 0,1—0,5 *г/л*, тип сульфатный.

ВОДЫ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (С)

Каменноугольные отложения распространены повсеместно в тектонических зонах Северного и Центрального Памира. Это главным образом терригенные и вулканогенные образования: песчаники, сланцы, эффузивы, их туфы, кварциты; карбонатные толщи играют подчиненную роль.

Породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, развитой по трем основным направлениям: северо-восточному, северо-западному и субмеридиональному. Ширина трещин в обнажениях изменяется от 1 до 10 *мм*, отмечено сравнительно много трещин шириной более 10 *мм*. Удельная густота менее одной трещины на 1 $м^2$, модуль трещиноватости обычно не превышает 5%. Засоленность невелика: количество солей в водных вытяжках 0,05—0,5%, наиболее часто 0,1—0,5%. Вытяжки относятся к сульфатному типу, в составе их нередко преобладают хлориды натрия.

К каменноугольным отложениям приурочено много родников, большинство их находится в Северной зоне Памира. Родники обычно групповые и связаны с делювиальными шлейфами и конусами выноса. Вода интенсивно заболачивает поверхность шлейфов, местами создаются трясины; на востоке Памира формируются бугры пучения, нередко на грунтах выступает соль.

Преобладающие дебиты родников не более 3 *л/сек* (около 70% выходов), причем примерно в равной степени развиты источники с дебитами 0,1—1 и 1—3 *л/сек*. Отклонения отмечаются преимущественно в сторону больших дебитов (выше 10 *л/сек*). Примером является родник, находящийся в долине р. Обихумбоу, вблизи пос. Калайхумб. Вода выходит у основания обнажения спиллитов, чередующихся с битуминозными известняками, из делювиального шлейфа многими струями с суммарным дебитом около 40 *л/сек*.

Минерализация воды 0,1—0,5 *г/л* (около 80% всех выходов), преобладает 0,1—0,3 *г/л*. Известны очень пресные воды, формирующиеся в районах развития снежников, и воды с повышенной минерализаций, характерные для родников с малыми дебитами. По типу воды почти в равной степени сульфатные и карбонатные, по преобладающим анионам гидрокарбонатно-сульфатные, по катионам большей частью кальциевые, по соотношению магния и натрия обычно магниевые.

ВОДЫ ОТЛОЖЕНИЙ КЕМБРИЯ — ДЕВОНА (Cm — D)

Отложения кембрия, ордовика, силура и девона широко развиты на Памире; самые значительные выходы их находятся в Северной зоне. Представлены они сланцами, известняками, песчаниками, эффузивами. Трещиноватость изучалась преимущественно в обнажениях известняков. Ширина трещин 1—10 *мм*, нередко более 10 *мм*, удельная густота до 5 на 1 $м^2$, модуль трещиноватости 1—5%. Трещины большей частью вертикальные, с ровными стенками, в обнажениях зияющие. Засоленность пород по данным водных вытяжек 0,05—0,5%, преобладает 0,1—0,5%, тип вытяжек сульфатный.

С породами Cm—D связано много родников. Для востока Памира характерны главным образом групповые выходы воды, приуроченные к делювиальным шлейфам и конусам выноса. Такие выходы прослеживаются вдоль склонов иногда на протяжении нескольких километров. Например, в долине р. Северный Акбайтал, в 9 *км* к северу от перевала Акбайтал, вдоль левого борта долины, сложенного кварцито-серицитовыми сланцами ордовика, тянется мощный предгорный шлейф. У его

основания в ряде пунктов выходит вода, причем дебит отдельных струй достигает 1—2 *л/сек*. Имеется множество головок, вода заболачивает поверхность низкой террасы р. Акбайтал, на которую спускаются шлейфы. Широко развиты бугры пучения диаметром до 2 *м*, высотой до 1 *м*. Между буграми происходит интенсивное засоление грунтов. Температура воды 5° С при температуре воздуха 15° С, химический состав воды

$$M_{0,2}\ \frac{HCO_3\,71\ SO_4\,28\ Cl\,1}{Mg\,48\ Ca\,43\ Na\,9},\ pH\ 6{,}6.$$

Для запада Памира групповые выходы воды нетипичны. Родники здесь главным образом одиночные, располагающиеся в глубоких ущельях. Примером может служить родник, находящийся в долине р. Пяндж к западу от пос. Калайхумб. Вода выходит из трещиноватых сланцев силура с дебитом около 1 *л/сек*, температура воды 15° С при температуре воздуха 26° С, химический состав воды

$$M_{0,2}\ \frac{HCO_3\,83\ SO_4\,16\ Cl\,1}{Mg\,53\ Ca\,35\ Na\,11}.$$

Дебиты родников в основном не превышают 3 *л/сек* (около 70% выходов), отклонения известны главным образом в сторону более высоких значений. Отмечены родники с дебитами выше 10 *л/сек*; обычно они располагаются в зонах разломов (южные предгорья Сарыкольского хребта, где дебиты достигают 20 *л/сек*, долина р. Кызылджилги 30—40 *л/сек* и т. д.).

Минерализация 0,1—0,5 *г/л*, повышенная минерализация характерна для родников с небольшими дебитами. Воды большей частью сульфатные, по преобладающим анионам они гидрокарбонатно-сульфатные, иногда содержат хлор. Из катионов преобладает кальций, а по соотношению магния и натрия воды почти всегда магниевые.

ВОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОКЕМБРИЯ (aCm)

Докембрийская метаморфическая толща распространена в Северной и Центральной тектонических зонах; наиболее широко она развита в зоне Юго-Западного Памира. Представлена гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов. Водоносность пород связана с трещинами, имеющими северо-восточное, северо-западное, субширотное и меридиональное направления. Ширина трещин 1—5 *мм*, густота до 5 на 1 $м^2$, модуль трещиноватости не превышает 5%. Засоленность пород в естественных обнажениях очень низкая (по данным водных вытяжек количество солей не превышает 0,1%, чаще до 0,05%). Вытяжки преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые (кальциево-натриевые).

Родники приурочены к делювиальным шлейфам или к пролювиальным отложениям саев, дренирующих докембрийские образования. Характерны групповые выходы воды. На востоке Памира наблюдаются бугры пучения, заболоченные склоны, солевые налеты на грунтах. На западе Памира вода нередко разгружается непосредственно из трещин, иногда места выхода прикрыты маломощным делювием или аллювиальными отложениями и также заболочены.

Преобладают родники с дебитами до 3 *л/сек*. Мощные родники с дебитами более 10 *л/сек* нехарактерны. Минерализация воды 0,1—0,3 *г/л*. Тип сульфатный или карбонатный. Главными анионами являются гидрокарбонат- и сульфат-ионы, из катионов первое место занимает кальций, по соотношению магния и натрия они натриевые.

С докембрийскими образованиями в зоне Юго-Западного Памира связан ряд минеральных источников. По особенностям химического и

газового состава, а также температуре среди них можно выделить следующие группы: 1) солоноватые углекислые очень горячие; 2) солоноватые углекислые горячие и теплые; 3) солоноватые углекислые холодные.

К первой группе относятся источники Лянгар и Гармчашма. Наибольший интерес представляют Гармчашминские термы, располагающиеся в долине одноименной реки. Выход воды приурочен к субширотному разлому, секущему толщу гнейсов и мраморов. В долине имеется несколько ярусов травертинов. Верхние безводны, на нижнем ярусе располагается 15 грифонов и естественные бассейны с горячей водой. Суммарный дебит источника около 6 *л/сек.* Температура воды 62° С. Свободный газ в основном углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,034. Химический состав воды следующий:

$$M_{3,4}\,\frac{HCO_3\,64\ Cl\,26\ SO_4\,10}{Na\,75\ Ca\,18\ Mg\,7},\ pH\ 6{,}6\ H_2SiO_3\ 150\ мг/л.$$

На источниках Гармчашма функционирует водолечебница.

Ко второй группе относятся минеральные источники Даршай, Ширгин и Авдж. Вода этих источников выходит на склонах долин р. Пяндж и ее притоков из-под делювия, маломощным чехлом прикрывающего гранат-биотитовые гнейсы докембрия. Температура воды 32—38° С, дебит до 8 *л/сек.* Спонтанный газ почти целиком углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,035—0,12. Химический состав воды (источник Даршай) следующий:

$$M_{2,6}\,\frac{HCO_3\,58\ Cl\,29\ SO_4\,13}{Na\,48\ Ca\,44\ Mg\,8},\ pH\ 6{,}4;\ H_2SiO_3\ 74\ мг/л.$$

В третью группу выделяются минеральные источники Инив, Вранг, Баршор и Жунт. Все они связаны с коренными породами докембрия. Вода выходит прямо из трещин в гнейсах на небольшой высоте от уреза воды в р. Пяндж или ее притоках. Температура воды 13—20° С. Свободный газ целиком углекислый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,3—0,421. Химический состав воды (источник Жунт) следующий:

$$M_{2,5}\,\frac{HCO_3\,57\ SO_4\,32\ Cl\,11}{Ca\,49\ Na\,27\ Mg\,23},\ pH\ 6{,}4;\ H_2SiO_3\ 46\ мг/л.$$

По данным Я. Я. Сердюка (1965 г.), в воде ряда горячих источников (Гармчашма, Авдж и др.) отмечается присутствие H_2S.

ВОДЫ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Интрузивные образования различного возраста преимущественно кислого и среднего состава развиты по всему Памиру. Наиболее крупные выходы известны в зоне Юго-Западного Памира, где гранитоиды памиро-шуиганского интрузивного комплекса занимают огромную площадь, протягиваясь от р. Гунт на западе до Зоркульской котловины на востоке.

Трещиноватость магматических пород изучена главным образом в Юго-Западной зоне в естественных обнажениях. Установлены трещины северо-восточного, северо-западного, субширотного и меридионального направлений. Ширина трещин 1—10 *мм,* удельная густота менее одной на 1 $м^2$, модуль трещиноватости не превышает 5%. Стенки трещин обычно ровные, полости заполнены рыхлым материалом. Засоленность пород очень низкая (по данным водных вытяжек количество солей не превышает 0,1%, чаще до 0,05%), химический тип карбонатный.

С магматическими образованиями связано сравнительно много родников, приуроченных к делювиальным шлейфам или к конусам выноса и руслам саев, дренирующих эти породы. Родники групповые, часто располагаются в обширных цирках. На востоке Памира выходы воды сопровождаются кочкарниками, болотами, трясинами, солончаками. Примером может служить родник, находящийся в районе перевала Койтезек. Здесь отмечено большое количество мочажин; вода высачивается из пролювия конуса выноса сая, дренирующего гранитоиды памиро-шугнанского комплекса. Химический состав воды следующий:

$$M_{0,08}\,\frac{HCO_3\,48\ SO_4\,42\ Cl\,10}{Ca\,47\ Na\,42\ Mg\,11},\ pH\ 6{,}6.$$

Питается родник талыми водами снежника, заполняющего карровые впадины, расположенные выше по склону. Весь склон заболочен и покрыт буграми пучения. Дебиты родников не превышают 3 *л/сек*, мощные источники нетипичны. Минерализация воды 0,1—0,3 *г/л*, чаще менее 0,1 *г/л*. По типу воды преимущественно карбонатные, по преобладающим анионам гидрокарбонатно-сульфатные, по катионам кальциевые; по соотношению натрия и магния, как правило, натриевые.

К магматическим породам (преимущественно гранитоидам Памиро-шугнанского комплекса) приурочены минеральные источники Джиланды, Яшилькуль, Токузбулак и др. Они располагаются в долинах рек Токузбулак и Аличур. Вода большей частью выходит из аллювиальных отложений пойменной и низких надпойменных террас. Источники имеют множество головок с дебитами до 2—4 *л/сек*. Я. Я. Сердюк (Сердюк, Антонов, 1965) отмечает наличие субаквальных выходов воды (установленных термопрофилированием) вблизи источников Джиланды и Яшилькуль с общим дебитом около 8—10 *л/сек*. В районе выхода термальной воды наблюдаются наледные бугры высотой до 1,5—2 *м*. Температура воды изменяется от 53°С (источник Джиланды) до 77° С (источники Токузбулак). Спонтанный газ состоит главным образом из азота, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,006—0,087 и лишь в газах Яшилькульских терм (находящихся в долине р. Аличур и непосредственно связанных с коренными выходами гранитоидов) достигает 0,291. Воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, пресные и характеризуются следующей формулой (источники Токузбулак):

$$M_{0,38}\,\frac{SO_4\,54\ HCO_3\,29\ Cl\,17}{Na\,94\ Mg\,6},\ pH\ 7{,}8;\ H_2SiO_3\ 50\ мг/л.$$

Глава X

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На территории Таджикистана выделяются два основных типа гидрогеологических структур: гидрогеологические массивы (Северо-Таджикский, Центрально-Таджикский и Юго-Восточный регионы) с преимущественно трещинными водами (бассейны трещинных вод) и сложные межгорные артезианские бассейны, в которых распространены главным образом пластовые воды (Северо-Восточный и Юго-Западный регионы). Разделение регионов на районы второго и третьего порядков произведено в соответствии с принципами, изложенными в главе III.

Таблица 27

Характеристика пород и подземных вод Северо-Таджикского региона

Литологический состав и возраст пород	Фоновые значения				Химический состав воды	Химический тип воды	Укрупненные водоносные комплексы
	модулей трещиноватости пород, %	заселенности пород, %	дебитов родников, л/сек	минерализации воды, г/л			
Песчаники, известняки (C_2–Pg)	–	0,1–0,5	–	0,3–1,0	HCO_3–SO_4–Na–Ca	Сульфатный	Верхнемеловых – палеогеновых пород
Эффузивные породы (Pz_3)	1–5	0,05–0,1	<0,1 и 0,1–0,5	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Na	Сульфатный и карбонатный	Палеозойских пород
Интрузивные породы (Pz_2 и Pz_3)	1–5	0,05–0,1	<0,1 и 0,1–0,5	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Na	То же	
Известняки (D_2–C_1)	1–5	0,05–0,1	<0,1 и 0,1–0,5	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Na	Сульфатный	
Сланцы и роговики (Pz_1)	1–5	0,05–0,1	<0,1 и 0,1–0,5	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Na	Сульфатный и карбонатный	

БАССЕЙНЫ ТРЕЩИННЫХ ВОД

В бассейнах трещинных вод наиболее широко развиты воды зоны свободного водообмена. Основанием при выделении районов второго порядка (укрупненных водоносных комплексов) для этих вод служат данные табл. 27—29.

В *Северо-Таджикском и Центрально-Таджикском* регионах укрупненный водоносный комплекс мезо-кайнозойских отложений (верхнемеловых — палеогеновых Мирзараватской и Сардобской впадин в первом и палеоген-неогеновых Шахристанской и Пенджикентской впадин во втором) распространен в опущенных блоках-грабенах, являющихся малыми артезианскими бассейнами. Палеозойские толщи участвуют в строении поднятых блоков — собственно бассейнов трещинных вод. В Северном Таджикистане воды их объединяются в один Кураминско-Моголтауский гидрогеологический район второго порядка, охватывающий Кураминский хребет и горы Моголтау. В Центральном Таджикистане выделяются четыре района с преимущественным развитием следующих водоносных комплексов: интрузивных пород разного возраста (Южно-Гиссарский район), каменноугольных отложений (Карачатырский район), силурийских отложений (Туркестанский район), девонских и каменноугольных отложений (Зеравшано-Гиссарский район).

Таблица 28

Характеристика пород и подземных вод Центрально-Таджикского региона

Литологический состав и возраст пород	Фоновые значения				Химический состав воды	Химический тип
	модулей трещиноватости пород, %	засоленности пород, %	дебитов родников, *л/сек*	минерализации воды, *г/л*		
Конгломераты, песчаники, известняки (C)*	—	До 0,1	<0,1	0,3—1	HCO_3—SO_4—Mg—Ca и SO_4—HCO_3—Na—Mg	Сульфатный
Известняки, песчаники, алевролиты (D_2—C_1, D)	<1	„ 0,1	0,1—1 и 1—3	0,1—0,3	HCO_3—SO_4—Ca—Mg	„
Хлорит-серицитовые сланцы (S)	<1	„ 0,1	0,1—1 и >0,1	>0,3	HCO_3—SO_4—Ca—Mg	„
Граниты, гранодиориты разного возраста	<1 и 1—5	„ 0,05	0,1—1 и 1—3	<0,1 и 0,1—0,3	HCO_3—SO_4—Ca—Na	Карбонатный и сульфатный

* Данные приведены только для гор Каратау.

Таблица 29

Характеристика пород и подземных вод Юго-Восточного региона

Литологический состав и возраст пород	Фоновые значения				Химический состав воды	Химический тип воды	Укрупненные водоносные комплексы
	модулей трещиноватости, л	заселенности пород, %	дебитов родников, л/сек	минерализации, г/л			
Известняки, песчаники, сланцы (J)	До 5	0,05–0,5	0,1–3	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	Сульфатный	Юрско-триасово-палеозойский
Сланцы, песчаники, известняки, эффузивы (P–T)	„ 5	0,05–0,5	0,1–3	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	„	
Песчаники, сланцы, известняки, эффузивы (C)	„ 5	0,05–0,5	0,1–3	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	„	
Сланцы, песчаники, известняки, эффузивы (Cm–D)	1–5	0,05–0,5	0,1–3	0,1–0,5	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	„	
Метаморфические породы (aCm)	До 5	0,05–0,1 и 0,05	0,1–3	0,1–0,3	HCO_3–SO_4–Ca–Na	Сульфатный и карбонатный	Метаморфических докембрийских и интрузивных пород разного возраста
Интрузивные породы разного возраста (γ+σ)	„ 5	0,05–0,1 и 0,05	0,1–3	0,1–0,3 и 0,1	HCO_3–SO_4–Ca–Na	Карбонатный	

Для малых артезианских бассейнов характерно наличие вод спорадического распространения в чехле четвертичных отложений и пластовых напорных вод в отложениях верхнего мела, палеогена и неогена. Наиболее типичным примером малых бассейнов может служить сравнительно хорошо изученный Мирзараватский артезианский бассейн. В разрезе осадочных пород этого бассейна развиты (сверху вниз):

1) воды четвертичных отложений, движущиеся в виде потоков в отложениях русел древних и современных долин, дренирующих горы Карамазар и Моголтау; глубина залегания 15—58 *м*, максимальные дебиты скважин 10—15 *л/сек*, минерализация до 1 *г/л*;

2) воды верхнемеловых — палеогеновых отложений, распространенные повсеместно на глубине 15—419 *м*, в отдельных скважинах самоизливающиеся с удельными дебитами до 0,6 *л/сек*, минерализация до 0,5 *г/л*.

Питание грунтовых вод четвертичных отложений Мирзараватского бассейна осуществляется за счет поверхностных и подземных вод по отдельным речным долинам и саям; частично в питании участвуют трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды, поступающие со стороны окружающих гор, а также атмосферные осадки. Режим грунтовых вод — наблюдающиеся в годовом цикле колебания уровня и температуры воды — хорошо коррелируется с режимом соответствующих поверхностных водотоков. Питание вод мел-палеогеновых отложений осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков на участках, где эти отложения выходят на поверхность, а также, по-видимому, грунтовых вод четвертичных отложений; последнее возможно благодаря тому, что водоупорная толща неогена, разделяющая четвертичные и мел-палеогеновые отложения, развита неповсеместно. В пределах бассейна определено количество воды, идущей на питание грунтовых и пластовых напорных вод (О. Х. Шахбазиди). В соответствии с расчетами приход воды составляют следующие элементы:

инфильтрация атмосферных осадков	7 077 720 *м*³	в год
родниковый сток	334 597	„
поверхностный сток	4 678 865	„
подземный сток по крупным саям	3 153 600	„
береговая инфильтрация	10 206 000	„

В этой схеме обращает на себя внимание большая величина поверхностного и подземного стоков по крупным саям, превышающая 30% от всего количества воды, поступающей в бассейн. Пресные воды в Мирзараватском артезианском бассейне распространены до палеозойского фундамента (залегающего на глубине до 500 *м*) и относятся к зоне свободного водообмена. Бассейн может рассматриваться как верхняя часть — «головка» Приташкентского предгорного артезианского бассейна. От последнего Мирзараватский бассейн отделен флексурным выступом фундамента; следуя за уклоном фундамента, воды его стекают в юго-западном направлении, в Приташкентский бассейн. Соответственно «головками» Приташкентского и Зеравшанского бассейнов являются, по-видимому, Сардобский и Пенджикентский малые артезианские бассейны.

В гидрогеологических массивах Северного и Центрального Таджикистана распространены трещинно-грунтовые воды палеозойских и пластово-поровые воды четвертичных отложений небольших рек и саев. Последние обычно гидравлически связаны с водами коренных пород и не играют самостоятельной гидрогеологической роли. В питании трещинно-грунтовых вод участвуют главным образом атмосферные осадки. Об

этом свидетельствуют данные режимных наблюдений за дебитами родников и водопритоками в горные выработки: максимальные расходы отмечаются преимущественно в апреле — мае, минимальные в октябре — ноябре, что примерно соответствует по времени максимумам и минимумам атмосферных осадков.

Балансовые исследования, дающие возможность судить о распределении атмосферных осадков, производились на территории Алтынтопканского рудного поля, расположенного в пределах Кураминско-Моголтауского гидрогеологического района (табл. 30). Здесь в течение

Таблица 30

Данные по балансовой характеристике Алтынтопканского рудного поля

Балансовые контуры	Площадь, *км²*	Атмосферные осадки, *мм*	Испарение, *мм*	Поверхностный сток, *мм*	Количество атмосферных осадков, участвующих в питании подземных вод, *мм* в год
I	103	470	303,7	92	74,3
II	146	475	304,8	56,1	114,1

нескольких лет (1956—1959 гг). велись наблюдения за атмосферными осадками, испарением и режимом подземных вод (О. Х. Шахбазиди). Из табл. 30 видно, что среднегодовой баланс — осадки минус испарение и поверхностный сток — является положительным. Количество атмосферных осадков, идущих на питание подземных вод, в пределах первого балансового контура составляет 74,3 *мм* в год, на площади второго — 114,1 *мм* в год. Значительная роль подземного стока в общем балансе влаги объясняется почти стопроцентной обнаженностью и высокой трещинной проницаемостью пород, а также небольшой величиной испарения.

Трещинно-грунтовые воды палеозойских и пластово-поровые воды четвертичных отложений бассейнов трещинных вод Северного и Центрального Таджикистана подчинены закону горизонтальной зональности. Зоны-пояса (гидрогеологические районы третьего порядка) совпадают с основными ярусами рельефа. Конкретные формы проявления зональности различны в разных гидрогеологических регионах.

В Северном Таджикистане установлена зависимость обводненности пород отдельных участков Кураминско-Моголтауского района от совпадения или несовпадения простирания крупных разломов с направлениями главных орографических элементов. Совпадение характерно для западной части Кураминского хребта (Западный Карамазар) и горного массива Моголтау, несовпадение — для восточной части Кураминского хребта (Восточный Карамазар).

В Западном Карамазаре, вследствие того что разломы простираются параллельно направлению хребтов, из высокогорных областей Кураминского хребта по зонам дробления поступают обильные потоки вод. Особенно обводнены блоки пород, занимающие повышенные участки рельефа. В пределах этих блоков происходит интенсивная разгрузка подземных вод. Модуль родникового стока составляет 0,32 *л/сек/км²*. Дебиты родников преимущественно до 1 *л/сек*, но известно сравнительно много родников (около 20%) с дебитами более 1 *л/сек*. В предгорьях на низких гипсометрических отметках обводненность пород несколько уменьшается. Часть подземных вод стекает подрусловым путем по саям в сторону предгорных и межгорных равнин; дебиты родников

обычно не превышают 0,5 *л/сек,* модуль родникового стока 0,15 *л/сек/км*^{2}.

В пределах Моголтау разломы также сопровождаются хорошо выраженными зонами расширенной трещиноватости пород, идущими параллельно осевой части хребта Моголтау. В этом отношении территория аналогична Западному Карамазару. Но в горах Моголтау некоторые экранирующие разломы и дайковые пояса, ограничивающие наиболее высоко поднятые в рельефе блоки, отклоняют потоки вод, идущие от водораздела к подножию гор, вследствие чего основная масса воды разгружается на высоких отметках. Поэтому в Моголтау интенсивно обводнены и характеризуются многочисленными родниками только приподнятые в рельефе блоки. Здесь родники имеют дебиты до 1 *л/сек* и выше, модуль родникового стока составляет 0,31 *л/сек/км*^{2}. Количество родников, их дебиты и модули родникового стока резко сокращаются в предгорьях Моголтау: дебиты не превышают 0,1 *л/сек*, модули — 0,05 *л/сек/км*^{2}.

В Восточном Карамазаре, вследствие того что главные орографические элементы на большей части территории не совпадают с направлением разрывных структур, которые секут вкрест наиболее крупные междуречные массивы, основная масса подземных вод разгружается высоко в горах. В связи с этим обводненность пород Восточного Карамазара неравномерна и в целом ниже, чем Западного, что наглядно видно, если сравнивать площади, занимающие одинаковое гипсометрическое положение. В Восточном Карамазаре наиболее обводнены блоки пород, приуроченные к верхнему ярусу рельефа и верхней ступени среднего яруса с абсолютными отметками выше 2000 *м* (на Западном Карамазаре верхний ярус рельефа отсутствует). Здесь происходит интенсивная разгрузка подземных вод. В области развития снежников известно много источников с дебитами более 1 *л/сек* (около 32%), отмечены очень крупные родники с дебитами 15—30 *л/сек,* питающиеся трещинно-жильными и трещинно-грунтовыми водами. Обводненность территории резко уменьшается со снижением гипсометрических отметок, что хорошо иллюстрируется величиной модуля родникового стока: он составляет 0,52 *л/сек/км*^{2} в пределах верхнего яруса и уменьшается почти в 5 раз (до 0,10 *л/сек/км*^{2}) в следующем, нижерасположенном ярусе рельефа. Далее со снижением высоты модули родникового стока падают незначительно и не превышают в предгорьях 0,049 *л/сек/км*^{2}; преобладающие дебиты родников обычно не более 0,1 *л/сек.*

Как было показано в главе IV, минерализация подземных вод Кураминско-Моголтауского гидрогеологического района закономерно изменяется, увеличиваясь со снижением гипсометрической высоты. В этом же направлении растет температура и воды карбонатного типа сменяются сульфатными. В связи с тем, что в Восточном Карамазаре абсолютные отметки превышают 2000 *м,* здесь развиты самые пресные (ультрапресные) и наиболее холодные воды, отсутствующие в других частях района. В Восточном Карамазаре и на Моголтау известны также солоноватые воды (с минерализацией до 3 *г/л*), формирующиеся в предгорьях на контактах палеозойских пород с останцами мел-палеогеновых отложений; в Западном Карамазаре такие воды отсутствуют.

Установленные различия в обводненности пород, минерализации и температуре подземных вод разных участков Кураминско-Моголтауского района позволяют учесть эти различия при выделении районов третьего порядка и показать конкретные формы проявления горизонтальной зональности подземных вод по каждому из участков. Основные

параметры, характеризующие подземные воды районов третьего порядка, приведены в табл. 31.

Таблица 31

Характеристика подземных вод Кураминско-Моголтауского района (A_1)

Районы третьего порядка		Абс. отм. рельефа, *м*	Модули родникового стока, *л/сек/км²*	Фоновые значения			Химический тип воды
				дебитов, *л/сек*	минерализации, *г/л*	температуры, °С	
Ia	Восточный Карамазар	>2000	0,52	0,1—1,0	<0,1 и 0,1—0,3	<10 и 10—16	Карбонатный и сульфатный
Iб	Западный Карамазар	1100—1800	0,35	0,1—1,0	0,1—0,3	<16	Карбонатный
	Восточный Карамазар	1600—2000	0,11	<0,5	0,1—0,3	10—16	Карбонатный и сульфатный
	Моголтау	1100—1500	0,31	0,1—1,0	0,1—0,3	10—16	Карбонатный
Iв	Западный Карамазар	600—1100	0,15	<0,5	0,3—1,0	>16	Сульфатный
	Восточный Карамазар	1100—1600	0,09	<0,5	0,3—1,0	13—20	»
	Моголтау	800—1100	0,09	<0,5	0,3—0,5	13—20	»
Iг	Восточный Карамазар	800—1200	0,049	<0,1	0,3—1,0 и более	16—20	Сульфатный
	Моголтау	500—800	0,05	<0,1	0,3—1,0 и более	16—20	»

В Центральном Таджикистане наиболее благоприятные условия питания подземных вод характерны для южных склонов Гиссарского хребта (Южно-Гиссарский гидрогеологический район второго порядка), открытых влажным юго-западным ветрам; годовая сумма осадков достигает здесь 1500 *мм* (метеостанция Ходжаобигарм). Менее увлажнены территории Зеравшано-Гиссарского и Туркестанского районов; на востоке количество осадков составляет в среднем 900 *мм* в год и уменьшается на западе до 300—600 *мм*. Самой низкой увлажненностью отличается Карачатырский район, располагающийся в климатической зоне скудного увлажнения, где годовая сумма осадков не превышает 200 *м*.

В связи с неравноценностью условий питания подземных вод породы обводнены по-разному: большое количество родников, нередко с высокими дебитами (более 10 *л/сек*), отмечено в Южно-Гиссарском и на востоке Зеравшано-Гиссарского и Туркестанского районов; очень мало родников в Карачатырском районе и дебиты их обычно не превышают 0,5 *л/сек*.

Различия в литологическом составе пород, степени их обводненности и промытости обусловливают неодинаковую минерализацию и химический состав трещинно-грунтовых вод, приуроченных к отдельным гидрогеологическим районам. Самые пресные воды (нередко ультрапресные) известны в изверженных породах Южно-Гиссарского района; минерализация преимущественно 0,1—0,3 *г/л* характерна для подземных вод терригенно-карбонатных отложений девона и карбона Зеравшано-Гиссарского района; в Туркестанском районе с хлорит-серици-

товыми сланцами силура связаны воды с минерализацией 0,3—1 *г/л*; в Карачатырском районе в терригенно-карбонатных породах карбона воды имеют минерализацию до 3 *г/л*.

Из-за недостатка фактических данных конкретные формы проявления горизонтальной зональности подземных вод Центрального Таджикистана могут быть намечены лишь в самых общих чертах. Так, установлено, что количество родников уменьшается с увеличением гипсометрических отметок; на высотах более 4000 *м* родники практически отсутствуют, обширные площади здесь заняты ледниками и снежниками. В интервале высот от 2000 до 4000 *м* выходы воды обычно связаны непосредственно с коренными породами, тогда как на отметках менее 2000 *м* преобладают родники, приуроченные к четвертичным отложениям рек и саев. В направлении от меньших высот к бо́льшим снижается температура воды и намечается тенденция к уменьшению минерализации. Указанные закономерности позволяют выделить на рассматриваемой территории гидрогеологические районы третьего порядка (табл. 32), связанные с ярусами рельефа хребтов Центрального Тад-

Таблица 32

Характеристика подземных вод Южно-Гиссарского, Зеравшано-Гиссарского, Туркестанского и Карачатырского районов

Районы второго порядка	Районы третьего порядка	Абс. отм. рельефа, *м*	Фоновые значения			Химический тип воды
			дебитов, *л/сек*	минерализации, *г/л*	температуры, °С	
Южно-Гиссарский (B_I)	Iа	>2000	0,1—1,0 и 1,0—3,0	0,1—0,3	6—16	Сульфатный
	Iб	<2000	0,1—1,0 и 1,0—3,0	0,1—0,3	11—16	»
Зеравшано-Гиссарский (B_{II})	IIа	>4000	—	<0,1	<0	Карбонатный
	IIб	3000—4000	0,1—1,0	0,1—0,3	6—16	Сульфатный
	IIв	<3000	1,0—3,0 и 3,0	0,1—0,3 и >0,3	11—16	»
Туркестанский (B_{III})	IIIа	>4000	—	<0,1	<0	Карбонатный
	IIIб	3000—4000	3,0 и 1,0—3,0	0,1—0,3 и >0,3	6—10	Сульфатный
	IIIв	<3000	1,0—3,0 и 3,0	>0,3	>10	»
Карачатырский (B_{IV})	IVа	1600—2000	<0,5	0,3—1,0	13—16	Сульфатный
	IVб	<1600	<0,5	1—3	16—20	»

жикистана и отражающие горизонтальную зональность подземных вод. Из табл. 32 видно, что зоны (районы третьего порядка) не отличаются большой контрастностью. По-видимому, это вообще свойственно высокогорным районам.

Юго-Восточный регион (Памир) характеризуется однообразием развитых в его пределах подземных вод. Несмотря на существенные различия в литологическом составе пород, относящихся к разновозрастным образованиям, подземные воды многих литолого-стратиграфических комплексов имеют одинаковые свойства, что затрудняет выделение среди них укрупненных водоносных комплексов (районов второго порядка). Главным образом по величине засоленности пород, мине-

рализации и химическому составу вод на Памире можно выделить всего два укрупненных водоносных комплекса: юрско-триасовых — палеозойских пород и метаморфических докембрийских и интрузивных пород разного возраста (см. табл. 29). С первым комплексом связаны преимущественно пресные воды сульфатного типа, со вторым — пресные и очень пресные карбонатные. Отложения неогена, палеогена и мела при районировании не учитываются, так как они занимают на Памире очень небольшие площади и гидрогеологически изучены плохо.

Породы юрско-триасово—палеозойского комплекта распространены на территории Северной, Центральной и Юго-Восточной структурно-формационных зон Памира, которые объединяются в один гидрогеологический район второго порядка — Северо-Памирский. Метаморфические толщи докембрия и интрузивные породы развиты преимущественно в Юго-Западной зоне, отвечающей Южно-Памирскому гидрогеологическому району. Граница между районами проходит по долине р. Гунт, затем р. Аличур и уходит далее на восток к верховьям р. Истык.

В обоих районах трещинно-грунтовые воды коренных пород и пластово-поровые воды четвертичных отложений подчинены закону горизонтальной зональности. Зоны совпадают с основными ярусами рельефа— нижним (с абс. отметками менее 4000 *м*), средним (4000—5000 *м*) и верхним (более 5000 *м*), что позволяет рассматривать эти ярусы как гидрогеологические районы третьего порядка. Конкретные формы проявления зональности несколько отличаются в Северо-Памирском и Южно-Памирском районах (табл. 33).

Таблица 33

Характеристика подземных вод Северо-Памирского и Южно-Памирского районов

Районы второго порядка	Районы третьего порядка	Абс. отм. рельефа, *м*	Фоновые значения			Химический тип воды
			дебитов, *л/сек*	минерализации, *г/л*	температуры, °С	
Северо-Памирский (E_I)	Iа	>5000	—	<0,1	<0	(?)
	Iб	4000—5000	0,1—3	0,1—0,3	1—3	Сульфатный
	Iв	<4000	1—10	0,1—0,3 и >1,0	3—10	»
Южно-Памирский (E_{II})	IIа	>5000	—	<0,1	<0	Карбонатный
	IIб	4000—5000	0,5—3	0,1—0,3 и <1,0	1—3	»
	IIв	<4000	1—5	0,1—0,3	3—10	Карбонатный и сульфатный

Однако наиболее резкие различия устанавливаются при рассмотрении подземных вод восточных и западных частей Памира. На Восточном Памире с его сухим и холодным климатом повсеместно развиты многолетнемерзлые породы, отсутствуют активные эрозионные процессы, консервирующая роль ледников благоприятна для сохранения реликтов древних элементов рельефа. Отличительными чертами Западного Памира служат активные эрозионные процессы и распространение многолетней мерзлоты лишь выше снеговой линии (на отметках более 5000 *м*). Вследствие этого по простиранию пород одного и того же укрупненного водоносного комплекса, т. е. в пределах каждого района второго порядка, с востока на запад происходит изменение гидрогеологических условий. Они однотипны для всего Памира только в верхнем ярусе рельефа. Породы здесь не содержат жидкой воды, родники отсут-

ствуют. Осуществляется многовековая аккумуляция огромного количества льда и снега, за счет таяния которых ниже снеговой линии идет питание поверхностных и подземных вод.

В среднем ярусе рельефа на Восточном Памире трещинно-грунтовые воды бóльшую часть года также находятся в виде льда. Родники питаются водами таликов, которые формируются главным образом в предгорных шлейфах, сложенных глыбовым делювием; талики относятся преимущественно к несквозным. Характерны групповые выходы воды, прослеживающиеся вдоль склонов на 100—200 *м* и более. При этом происходит интенсивное заболачивание поверхности шлейфов, образуются бугры пучения и солончаки. Родники отличаются неустойчивым режимом, многие из них мигрируют — перемещаются вниз по склону иногда на расстояние до 300—500 *м*. На Западном Памире трещинно-грунтовые воды находятся в жидкой фазе и питают многочисленные родники, располагающиеся в долинах рек и в глубоких ущельях. Нередко воды разгружаются на поверхность непосредственно из трещин в дочетвертичных породах. Родники обычно имеют одну, реже две-три головки.

В нижнем ярусе рельефа на Восточном Памире подземные воды приурочены к четвертичным отложениям обширных озерных котловин и речных долин. Четвертичные отложения нередко промерзлены на всю мощность. Основное значение имеют воды таликов — сквозных и несквозных. Сквозные талики формируются в долинах крупных рек и озер. Для них характерно несовпадение химического состава с составом поверхностных вод вследствие подпитывания водами более глубокой циркуляции (подмерзлотными). На участках, где создается подпор, воды таликов имеют области разгрузки. Развиваются бугры пучения, солончаки, болота, местами — гидролакколиты и термокарст, свидетельствующие о деградации многолетней мерзлоты. Воды сквозных таликов отличаются постоянным режимом и составляют основные ресурсы подземных вод Восточного Памира. Местами сквозные талики образуются и в долинах малых рек, но лишь на тех участках, где происходит разгрузка глубоких термальных (трещинно-жильных) вод. Несквозные талики формируются в долинах малых рек и небольших озер. Они характеризуются совпадением химического состава с составом поверхностных вод, поскольку последние являются основным источником их питания. Там, где происходит разгрузка вод, наблюдается заболачивание, развиваются бугры пучения и солончаки. Режим вод несквозных таликов отличается непостоянством. Запасы их сравнительно велики, но использование ограничено летним сезоном года, поскольку зимой они, по-видимому, замерзают.

На Западном Памире к нижнему ярусу рельефа относятся воды аллювиальных отложений речных долин и коренных пород нижней части склонов долин. И те и другие воды гидравлически связаны и круглый год находятся в жидкой фазе. Вследствие резкого преобладания стока над испарением процессы испарительной концентрации здесь, по-видимому, не играют никакой роли. Поэтому на Западном Памире солончаки отсутствуют. В то же время на Восточном Памире (в нижнем ярусе рельефа) они развиты очень широко. В замкнутых котловинах Восточного Памира испарительная концентрация, ведущая к образованию солончаков, отражается и на химическом составе вод — в отдельных бессточных озерах происходит увеличение минерализации и изменение в соотношении ионов. В области развития пород юрско-триасово-палеозойского укрупненного комплекса, подземные воды которого относятся к сульфатному типу, формируются сульфатные (или сульфатно-хлоридные) магниево-натриевые солончаки. Там же, где распространены тол-

щи метаморфических докембрийских и изверженных пород, с которыми связаны воды карбонатного типа, солончаки отличаются высоким содержанием соды.

К нижней гидродинамической зоне в бассейнах трещинных вод относятся трещинно-жильные воды глубокой циркуляции, дающие начало минеральным источникам. Они известны в Центральном Таджикистане и на Памире.

В *Центральном Таджикистане* по газовому составу и температуре минеральные воды делятся на две группы: углекислые холодные и азотные горячие и очень горячие. Выходы углекислых минеральных вод связаны с силурийскими отложениями, азотных — с интрузивными породами Южно-Гиссарского района. В табл. 34 приведены ориентировоч-

Таблица 34

Глубина циркуляции и характеристика минеральных вод Южно-Гиссарского района

Тип воды	Примерная глубина циркуляции, *м*	Температура, °С	Минерализация, *г/л*	Химический состав	Газовый состав
Трещинно-грунтовые	60—80	До 10	0,1—0,3	HCO_3—SO_4—Ca—Mg	N_2—O_2—CO_2
Трещинно-жильные	До 300	» 10	1,5—3,0	HCO_3—Cl—Ca—Na	CO_2
Трещинно-жильные	Около 800	До 41	2,5	Cl—HCO_3—Na—Ca	N_2
	» 1100	» 54	0,8	SO_4—Cl—Na—Ca	
	» 2000	» 98	0,4	HCO_3—Cl—Na—Ca	

ные глубины циркуляции минеральных вод, вычисленные с учетом максимальных температур; геотермический градиент принят равным 5° на 100 *м*. Для сравнения помещены данные, характеризующие трещинно-грунтовые воды. Из табл. 34 видно, что в бассейнах трещинных вод Центрального Таджикистана можно выделить ряд вертикальных гидрохимических зон. К верхней зоне, пользующейся повсеместным развитием, принадлежат трещинно-грунтовые пресные воды, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые с азотно-кислородно-углекислыми газами. Следующие далее по вертикали разреза зоны распространены локально. Среди них выделяется зона неглубоких трещинно-жильных солоноватых углекислых холодных гидрокарбонатно-хлоридных, кальциево-натриевых вод и зона глубоких азотных термальных вод. Последние дифференцированы по величине минерализации и химическому составу: по мере увеличения температуры воды (глубины циркуляции) происходит уменьшение минерализации и хлоридно-гидрокарбонатные воды сменяются сульфатно-хлоридными, а затем — гидрокарбонатно-хлоридными. Азотные термы принадлежат к натриево-кальциевым, однако относительное содержание этих катионов различно: наиболее обогащены натрием самые пресные воды, кальцием — минерализованные. Углекислые и азотные воды резко отличаются особенностями режима: режим первых весьма непостоянен, вторые обладают устойчивым режимом, практически не зависящим от сезонных колебаний климатических параметров.

На *Памире* минеральные воды распространены главным образом в Южно-Памирском гидрогеологическом районе. По составу спонтанных газов и температуре они делятся на три группы: а) азотные горячие и очень горячие воды с температурой до 77° С, связанные с гранитоидами шугнанского интрузивного комплекса; б) углекислые горячие и очень горячие с температурой 35—63° С, приуроченные к метаморфическим докембрийским породам в зоне Южно-Памирского разлома или к осадочным отложениям мезозоя в зоне Аличурского разлома; в) углекислые холодные воды с температурой 10—20° С, связанные с докембрийской метаморфической толщей, расположенные преимущественно в зоне Южно-Памирского разлома.

Таблица 35

Глубина циркуляции и характеристика минеральных вод Южно-Памирского района

Тип воды	Примерная глубина циркуляции, *м*	Температура, °С	Минерализация, *г/л*	Химический состав	Газовый состав
Трещинно-грунтовые	60—80	1—3	0,1—0,3	HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg	N_2—O_2—CO_2
Трещинно-жильные	200—400	10—20	0,8—2,5	HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg	CO_2
Трещинно-жильные	700—1200	35—63	1,2—3,8	HCO_3—Cl—Na—Ca—Mg	CO_2
Трещинно-жильные	1500—1600	53—77	0,2—0,6	SO_4—HCO_3—Na	N_2

В табл. 35 приведены некоторые сведения о минеральных водах Памира и ориентировочные глубины циркуляции, вычисленные с учетом геотермического градиента и максимальных температур воды. Для сравнения помещены данные, характеризующие трещинно-грунтовые воды Южно-Памирского гидрогеологического района. Из табл. 35 видно, что на Южном Памире, как и в Центральном Таджикистане, намечается несколько вертикальных гидрохимических зон; среди них только верхняя зона распространена повсеместно, остальные развиты локально.

Азотные и углекислые термы отличаются от трещинно-грунтовых вод по всем показателям. Азотные принадлежат к слабоминерализованным сульфатно-гидрокарбонатным натриевым и имеют самую высокую температуру; углекислые горячие относятся к солоноватым гидрокарбонатно-хлоридным натриевым водам. Химический состав углекислых холодных вод аналогичен составу трещинно-грунтовых вод и лишь благодаря повышенной агрессивности первые имеют более высокую минерализацию.

АРТЕЗИАНСКИЕ БАССЕЙНЫ

Ферганский и Южно-Таджикский сложные артезиансие бассейны характеризуются широким развитием подземных вод верхней и нижней гидродинамических зон.

В зоне свободного водообмена в *Ферганском* бассейне (его западной части, расположенной в пределах Таджикской ССР) выделяются два укрупненных водоносных комплекса (табл. 36): отложений верхнего палеогена — неогена и юры — мела — палеогена. Первый развит в тектонических зонах Северной и Южной Ферганы. В его составе в Северной Фергане присутствуют гипсово-соленосные отложения, которых нет в Южной, вследствие чего воды этого комплекса в обеих зонах различны. Второй комплекс распространен только в Южной Фергане. Обе тектонические зоны в соответствии с принятыми принципами районирования являются гидрогеологическими районами второго порядка. Как самостоятельный район второго порядка условно рассматривается и зона Центральной Ферганы. В ее пределах дочетвертичные образования гидрогеологически не изучены, так как перекрыты мощным чехлом четвертичных отложений.

Таким образом, в верхней гидродинамической зоне Ферганского артезианского бассейна устанавливаются три гидрогеологических района второго порядка: Северо-Ферганский, Центрально-Ферганский и Южно-Ферганский. Граница между первым и вторым районами проходит по руслу р. Сырдарьи, между вторым и третьим — вдоль подножия первой гряды адыров Южной Ферганы.

В каждом гидрогеологическом районе распространены впадины и адырные гряды. Рельеф впадин принадлежит к аккумулятивному типу. В Южно-Ферганском районе впадины образуют два ряда с абсолютными отметками 400—500 *м* (Нау-Костакозская впадина) и 700—1200 *м* (Лякат-Саватская и Исфара-Ляканская впадины). Рельеф адыров эрозионно-денудационный. В Южной Фергане они также располагаются в виде двух рядов с отметками 800—1200 *м* (Белесыныk-Наугандинская и Сельрохинская гряды) и 1000—1600 *м* (адыры Кынгыр и Кызылутек). В Северной Фергане впадины (Самгарская и Камышкурганская) образуют один ряд с абсолютными отметками 500—900 *м*; в один ряд вытянуты и адыры, имеющие отметки 600—1000 *м* (Дигмай-Супетауская гряда). В Центральной Фергане (в границах Таджикистана) располагается Каракчикум-Канибадамская впадина с отметками 300—400 *м*.

Во впадинах изучены преимущественно воды аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений. Они не имеют сплошного зеркала, а залегают в виде отдельных потоков, связанных с конусами выноса рек, дренирующих окружающие Фергану горные хребты. На территории слившихся конусов выноса (зона разгрузки) происходит слияние потоков и образование сплошного зеркала вод; в Нау-Костакозской и Каракчикум-Канибадамской впадинах оно едино с водами современных террас р. Сырдарьи и ее подруслового потока. В зоне разгрузки, помимо вод со свободным зеркалом, формируются напорные воды, обеспечивающие самоизлив скважин с максимальными дебитами до 40 *л/сек*, минерализация не более 0,5 *г/л*.

Основным источником питания вод аллювиально-пролювиальных отложений впадин являются воды подрусловых потоков крупных рек и саев, берущих начало в высокогорных областях Кураминского и Туркестанского хребтов. На это указывают: локализованное распространение и отсутствие единого зеркала грунтовых вод в зоне поглощения; высокие напоры вод и состав спонтанного газа в зонах разгрузки; сходство химического состава отдельных потоков грунтовых и поверхностных вод и совпадение их режима. Количество воды, поступающей на питание грунтовых вод со стороны горного обрамления, весьма велико. Можно указать, например, что с южного склона Кураминского хребта подземным путем вливается во впадины 1,8—2 $м^3/сек$, а поверхностный сток, также идущий на пополнение запасов грунтовых вод впадин, со-

Таблица 36

Характеристика пород и подземных вод Северо-Восточного региона

Литологический состав и возраст пород	Фоновые значения			Химический состав воды	Химический тип воды	Укрупненные водоносные комплексы
	засоленности пород, %	дебитов родников, л/сек	минерализации воды, г/л			
В Северной Фергане – глины, алевролиты, песчаники с прослоями соли и гипса ($Pg_3 - N_1$)	1–5	0,01–3,3	190–324	Cl–Na	Сульфатный	Верхнего палеогена–неогена Северной Ферганы
В Южной Фергане – глины, мергели, алевролиты, песчаники с прослоями конгломератов ($Pg_3 - N_1$)	0,07–0,08	Менее 0,01–0,1	2,7–4,12	SO_4–Na (Ca)	»	Верхнего палеогена–неогена Южной Ферганы
Песчаники, глины, известняки, гипсы ($Cr_3 - Pg$)	0,6–2,5	0,01–0,2	1,1–3,9	SO_4–Na (Ca)	»	Юры – мела – палеогена
Песчаники, конгломераты, известняки, глины (Cr_1)	Нет данных					
Песчаники, алевролиты, глины, угли (J)	0,17–1,86	Менее 0,1	3,0–3,4	SO_4–Ca (Na)	»	

ставляет 3,8—4 *м*³/*сек* (Ильин, 1959). На массивах орошения важным источником питания грунтовых вод являются потери из ирригационной сети, о чем свидетельствует непрерывный подъем уровня грунтовых вод. Так, по данным М. А. Бабаева, на территории Самгарской впадины в районах освоения новых земель подъем зеркала вод идет со скоростью 1,5—3 *м* в год, а на площади Нау-Костакозской впадины — со скоростью около 2 *м* в год. Мощным источником питания служит также поверхностный поток р. Сырдарьи (в Нау-Костакозском и Каракчикум-Канибадамском районах), отдающей свои воды на формирование грунтовых вод аллювиальных отложений низких террас реки. Об этом свидетельствует сходство химического состава грунтовых и речных вод и значительные водопритоки в скважины. В Каракчикум-Канибадамском районе в зоне влияния Кайраккумского водохранилища создается подпор грунтовых вод, вследствие чего глубина их залегания резко уменьшается, идут процессы вторичного соленакопления и на отдельных участках образуются рассолы и крепкие рассолы.

Грунтовые воды отдельных рядов впадин имеют свои специфические особенности, что позволяет рассматривать каждый ряд как самостоятельный гидрогеологический район третьего порядка. В связи с ярусным расположением рядов впадин в Южной Фергане грунтовые воды их зональны. Четко устанавливается зональность напорных вод периферических частей конусов выноса, наиболее хорошо изученных. В направлении от впадин, занимающих высокое гипсометрическое положение, к впадинам с низкими отметками увеличивается количество родников, возрастают их дебиты (от 3—5 до десятков литров в секунду) и минерализация воды (0,5—1 *г/л* и более), изменяются состав и режим растворенного и спонтанного газов. Растворенные газы грунтовых вод второго ряда впадин азотно-кислородно-углекислые, гелий-аргоновый коэффициент составляет 0,0003—0,0012, газонасыщенность воды 15—20 *мл/л*; свободный газ не выделяется. Грунтовые воды первого ряда впадин характеризуются азотно-углекисло-кислородными газами, отношение гелия к аргону в них повышено и равно 0,0007—0,005, газонасыщенность воды также более высокая (до 30 *мл/л*), вследствие чего из воды интенсивно выделяется газ (воздух).

Адыры характеризуются слабой обводненностью пород, участвующих в их строении. Выше среза гидрографической сети породы, как правило, сдренированы. В Северной Фергане (Дигмай-Супетауская гряда адыров) только в пределах центральной части гряды (Кызылджарская структура) известны напорные соляные и рассольные воды, приуроченные к отложениям гипсоносной и соленосной свит верхнего палеогена — нижнего неогена. В Южной Фергане в связи с ярусным расположением адыров подземные воды обнаруживают зональность. Породы, развитые в пределах первого ряда адыров (Белесыныk, Сельрохо), выше среза гидрографической сети безводны (почти целиком сдренированы). Родники здесь очень редкие, дебиты их менее 0,01 *л/сек*, вода солоноватая (до 5 *г/л*). В адырах второго ряда родники встречаются чаще, дебиты их достигают 0,3—0,5 *л/сек*, воды пресные и солоноватые (0,2—3 *г/л*). Такое распределение подземных вод, различия в водообильности пород и минерализации вод связаны с условиями питания. Воды адыров питаются исключительно атмосферными осадками, количество которых увеличивается в направлении от первого ряда адыров ко второму (с возрастанием абсолютных отметок). Каждый ряд адыров рассматривается как гидрогеологический район третьего порядка.

В *Южно-Таджикском* артезианском бассейне в зоне свободного водообмена выделяются следующие укрупненные водоносные комплексы

(табл. 37): неогеновый, мел-палеогеновый, верхнеюрский и нерасчлененных юрских пород. Последние два комплекса распространены на очень небольших площадях и при гидрогеологическом районировании не учитываются.

В строении неогенового и мел-палеогенового комплексов отдельных тектонических зон Южно-Таджикской депрессии участвуют породы неодинакового генезиса и фациальной принадлежности. Так, в мел-палеогеновом комплексе Кафирниган-Вахшской зоны наряду с нормальноморскими и континентальными присутствуют и лагунные отложения, которых нет в Гиссаро-Сурханском прогибе. Неогеновые молассы Гиссаро-Сурханского и Яхсуйского прогибов существенно отличаются от моласс Кафирниган-Вахшской зоны, поскольку областями сноса для первых служили окружающие депрессию высокие хребты, для вторых — главным образом местные (внутренние) возвышенности. В связи с этим подземные воды мел-палеогенового комплекса различны в Кафирниган-Вахшской зоне и в Гиссаро-Сурханском прогибе; воды неогенового комплеска, сходные в Гиссаро-Сурханском и Яхсуйском прогибах, отличаются от вод Кафирниган-Вахшской зоны.

Выявленные особенности позволяют рассматривать каждую тектоническую зону как гидрогеологический район второго порядка: Гиссаро-Сурханский, в котором распространены два укрупненных водоносных комплекса — неогеновых и мел-палеогеновых отложений, Кафирниган-Вахшский, в котором также выделяются комплексы неогеновых и мел-палеогеновых пород, но в других фациях; Яхсуйский, где развит только один водоносный комплекс неогеновых отложений. Границы между гидрогеологическими районами не совпадают с тектоническими, а проведены по региональным врезам гидрографической сети.

В каждом районе в связи с ярусностью рельефа и климатической дифференциацией территории очень четко выражена горизонтальная зональность подземных вод (табл. 38). Конкретные формы ее проявления различны в отдельных районах, поскольку воды их имеют свои специфические особенности.

Гиссаро-Сурханский и Яхсуйский районы, расположенные в климатических зонах недостаточного и умеренного увлажнения, отличаются благоприятными условиями питания подземных вод атмосферными осадками. В связи с этим районы богаты родниками, модули родникового стока достигают сравнительно больших величин, дебиты родников повышенные, воды большей частью пресные. В отличие от Гиссаро-Сурханского района, где отмечено много крупных родников с дебитами 10 *л/сек* и более, в Яхсуйском районе такие источники распространением не пользуются, поскольку для неогеновых отложений (преимущественно развитых в этом районе) не характерны разрывные нарушения.

В Кафирниган-Вахшском районе, в горной его части (северо-восток депрессии) на высоких гипсометрических отметках, где рельеф глубоко расчленен, в климатических зонах умеренного и недостаточного увлажнения ресурсы подземных вод связаны преимущественно с открытой трещиноватостью дочетвертичных отложений. Условия здесь благоприятны для питания подземных вод атмосферными осадками и здесь же происходит интенсивная разгрузка вод — известно большое количество родников. На низких гипсометрических отметках (юго-запад депрессии) в зонах скудного и ничтожного увлажнения условия питания подземных вод затруднены; дочетвертичные образования покрыты мощными плохо проницаемыми лёссовидными отложениями. Расчлененность рельефа неглубокая, хотя и дробная (bade lande). Основная масса подземных вод сосредоточивается в пролювиально-аллювиальных отложениях крупных саев и стекает в сторону речных долин. Пролювиальные

Таблица 37

Характеристика пород и подземных вод Юго-Западного региона

Районы	Литологический состав и возраст пород	Фоновые значения				Химический состав воды	Химический тип воды	Укрупненные водоносные комплексы
		модулей трещиноватости пород, %	засоленности пород, %	дебитов родников, л/сек	минерализации воды, г/л			
Гиссаро-Сурхандарьинский	Песчаники, конгломераты, глины (N_1)	<1	До 0,5	0,1–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Ca–Mg (Mg–Ca)	Карбонатный и сульфатный	Неогеновый
	Известняки, глины, песчаники (Pg)	<1 и 1–5	До 0,1	0,01–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	Сульфатный и карбонатный	Мел-палеогеновый
	То же (Cr_2)	<1 и 1–5	До 0,1	0,01–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	Карбонатный и сульфатный	
	Песчаники, глины, конгломераты (Cr_1)	<1 и 1–5	0,05–0,1	0,01–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Ca–Mg	"	
	То же (N_2)	<1	0,1–0,5 и >0,5	<0,1	1–10	SO_4–Cl–Ca (Na)–Mg	Сульфатный	Неогеновый
	То же (N_1)	<1	0,1–0,5 и >0,5	<0,1	1–10	SO_4–Cl–Ca (Na)–Mg	"	

Кафирниган-Вахшский	Известняки, глины, песчаники, гипсы (P_3^g)	<1 и 1–5	0,05–0,5 и >0,5	<0,1 и до 1	1–10	SO_4–Cl–Ca (Na)–Mg	»	Мел-палеогеновый
	То же (Cr_2)	<1 и 1–5	0,05–0,5 и >0,5	<0,1 и до 1		SO_4–Cl–Ca (Na)–Mg	»	
	Песчаники, глины, конгломераты (Cr_1)	<1 и 1–5	0,05–0,1	<0,1 и до 1	0,1–3	SO_4–HCO_3–Ca (Na) Mg	»	
	Гипсы, соль, глины (J_3)	–	–	До 1	>200	Cl–Na	»	Верхнеюрский
Яхсуйский	Конгломераты, песчаники, глины (N_2)	<1	До 0,05	<0,1 и 0,1–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Mg–Ca	Карбонатный	Неогеновый
	То же (N_1)	<1	До 0,05	0,1–1	0,1–1	HCO_3–SO_4–Mg–Ca	»	
	Гипсы, соль, глины (J_3)	–	–	До 10	>200	Cl–Na	Сульфатный	Верхнеюрский

Таблица 38

Характеристика подземных вод Гиссаро-Сурханского, Кафириган-Вахшского и Яхсуйского районов

Районы второго порядка	Районы третьего порядка	Абс. отм. рельефа, м	Модули родникового стока, л/сек/км²	Фоновые значения			Химический тип воды
				дебитов, л/сек	минерализации, г/л	температуры, °С	
Гиссаро-Сурханский ($Г_I$)	Iа	>1600	>0,2	0,1–1 и >1	<0,5	11–16	Карбонатный
	Iб	1000–1600	0,1–0,2	0,1–1 и <0,1	0,1–1	11–16 и 17–20	Карбонатный и сульфатный
	Iв	800–1000	0,01–0,04	<0,1	1–3	>20	Сульфатный
Кафириган-Вахшский ($Г_{II}$)	IIа	>1600	0,07–0,1 и 0,01–0,04	0,1–1	<1	<10 и 10–16	Сульфатный
	IIб	1000–1600	0,04–0,07 и 0,01–0,04	0,01–1 и 0,01–0,1	1–3 и 3–10	11–16 и 17–20	»
	IIв	600–1000	0,01–0,04 и <0,01	<0,1	1–3 и 3–10	17–20 и >20	»
	IIг	<600	0	<0,01	10–35	–	Сульфатный (хлоридно-магниевый)
Яхсуйский ($Г_{III}$)	IIIа	>2000	0,07–0,1	0,1–1	<0,3	<10	Карбонатный
	IIIб	1000–2000	0,07–0,1	0,1–1 и 0,01–0,1	0,3–1	11–16	Карбонатный и сульфатный
	IIIв	600–1000	0,01–0,04	0,1–0,01 и <0,01	1–3	17–20	Сульфатный

отложения небольших саев обычно безводны или содержат незначительные количества подземных вод; родники крайне редкие. Дочетвертичные отложения, обнажающиеся выше вреза местной гидрографической сети, как правило, безводны, сдренированы. Со снижением абсолютных отметок и сменой климатических зон от умеренного к ничтожному увлажнению минерализация подземных вод возрастает от 0,5 до 10—35 *г/л* и более, гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными и и хлоридными, температура повышается от 10 до 20° С и выше, уменьшаются дебиты родников и резко падает модуль родникового стока. Последний составляет в климатической зоне умеренного увлажнения около 0,1—0,2 *л/сек/км*^{2} и практически равен нулю в зоне ничтожного увлажнения.

В зоне свободного водообмена Южно-Таджикской депрессии азональными являются воды четвертичных отложений крупных долин — Гиссарской, Кафирниганской, Вахшской, Кызылсу-Яхсу, Пянджской, древних погребенных конусов выноса Яванской и Дангаринской впадин и верхнеюрских отложений, участвующих в строении соляных куполов и ядер нарушенных разрывами антиклинальных складок.

Речные долины в каждом районе занимают самый низкий гипсометрический уровень, однако в них формируются водообильные горизонты (максимальные дебиты скважин до 80—100 *л/сек*) пресных грунтовых вод. Особенности этих горизонтов связаны с высокими фильтрационными свойствами водовмещающих галечников и условиями питания подземных вод. Питание осуществляется преимущественно пресными поверхностными водами — рек и ирригационных каналов, атмосферные осадки и конденсация водяных паров играют резко подчиненную роль Об этом свидетельствуют данные опытно-балансовых исследований, проведенных в Вахшской долине (Планин, 1967), и характер режима грунтовых вод, зависящий главным образом от поверхностных вод и режима орошения. На периферии конусов выноса крупных речных долин формируются (кроме вод со свободным зеркалом) напорные воды, частично разгружающиеся на поверхность земли в связи с уменьшением живого сечения потоков и подпором, который создается молодыми поперечными поднятиями (например, в долине р. Яхсу — поднятие в районе купола Ходжасартис и т. д.).

Азональные воды древних погребенных конусов выноса вскрыты в Яванской и Дангаринской впадинах на различной глубине. В их формировании участвуют потоки вод, питающиеся высоко в горах. Вследствие этого воды древних конусов характеризуются (на фоне соляных грунтовых вод межгорных впадин, дающих ничтожные водопритоки в выработки) пониженной минерализацией, а дебиты скважин достигают 4—5 *л/сек*.

Воды верхнеюрских отложений являются азональными, так как их свойства не зависят от положения в рельефе и приуроченности к той или иной климатической зоне. Они формируются при выщелачивании легкорастворимых гипсово-соленосных отложений, в результате чего приобретают высокую минерализацию, тип сульфатный, состав хлоридный натриевый. Дебиты родников, питающихся этими водами, широко колеблются, что связано с различной интенсивностью процессов карстообразования в гипсово-соленосной толще. Самые крупные источники (с дебитами 10—15 *л/сек*) известны на соляных куполах Ходжамумын и Ходжасартис, где развиты многочисленные карстовые воронки, крупные бессточные впадины, пещеры, поноры и пр. Основным источником питания вод служат атмосферные осадки. Расчет показывает, что их достаточно для формирования высокодебитных источников. Например, суммарное количество воды, разгружающейся на куполе Ходжамумын,

составляет около 3000 $м^3$ в год (учтены летне-осенние минимальные дебиты родников), в то время как атмосферные осадки дают 6200 $м^3$ в год (учтена величина испарения, а поверхностный сток для закарстованной площади принят равным нулю).

Воды нижней гидродинамической зоны артезианских бассейнов Таджикистана изучены недостаточно.

В *Фергане* они исследованы только на южной периферии Каракчикум-Канибадамского артезианского бассейна третьего порядка. Прочие бассейны высоких порядков выделены (и показаны на схеме гидрогеологического районирования Таджикистана) с учетом геологического строения Ферганской впадины. Границами бассейнов второго порядка условно считаются границы между тектоническими зонами Ферганы; бассейны третьего порядка разделены антиклинальными структурами, в пределах которых обнажаются наиболее древние отложения.

В разрезе неогеновых, палеогеновых, меловых и юрских отложений южной периферии Каракчикум-Канибадамского бассейна установлены три водоносных комплекса. Верхнепалеогеновый — неогеновый (не изученный гидродинамически) выделен условно. Для него характерно уменьшение минерализации вод в направлении с востока на запад от 158 *г/л* (структура Айритан, глубина опробования 1083—1283 *м*) до 6,9 *г/л* (структура Кайрагач, глубина опробования 1890 *м*). В этом же направлении хлоридный тип вод сменяется сульфатным. Аномальными являются вскрытые на глубине 250—580 *м* крепкие рассолы (до 250 *г/л*) Тузлукской структуры, расположенной между Айританской и Кайрагачской антиклиналями.

Верхнемеловой — палеогеновый и юрский — нижнемеловой комплексы разделены глинисто-мергелистой толщей кызылпиляльской свиты, которая, по-видимому, служит региональным водоупором. Подземные воды этих комплексов характеризуются различными величинами приведенных напоров: в верхнемеловом-палеогеновом комплексе среднее значение H_0 составляет +825 *м*, в юрском — нижнемеловом оно равно +1025 *м*. С глубиной величины напоров возрастают, но различно для обоих комплексов: сравнительно медленно в пластовых водах Cr_2—Pg, быстрее в водах J—Cr_1 (рис. 46). При переходе от верхнего комплекса к нижнему напорный градиент заметно увеличивается от 0,037 до 0,09.

Закономерности в изменении водообильности пород по вертикали разреза обоих комплексов уловить не удается. В целом породы характеризуются сравнительно низкой водообильностью. Пластовые воды верхнего мела — палеогена при самоизливе скважин обеспечивают дебиты не более 30 $м^3$/*сутки*, а воды юрских и нижнемеловых пород — до 86 $м^3$/*сутки*.

На рис. 47 видно, что в верхнемеловом — палеогеновом комплексе минерализация вод возрастает с увеличением глубины пласта. На графике отчетливо вырисовываются две ветви. Нижняя соответствует пластовым водам структур Равват, Канибадам, Шорсу, расположенных в западной части южной периферии бассейна. Минерализация вод с глубиной возрастает довольно медленно и на глубине более 3000 *м* составляет около 135 *г/л*. Верхняя ветвь отвечает пластовым водам структур Северный Сох, Янгиюль, Ханкыз, находящихся в центральной части. Минерализация вод увеличивается здесь по падению пластов гораздо быстрее и на глубине 1400—1500 *м* достигает 165 *г/л*. Наметившаяся закономерность сохраняется и для пластовых вод еще более западных структур (Кайрагачская и Аксарайская антиклинали) и восточных (Палванташская антиклиналь). Особенно отчетливо она видна на Палванташской антиклинали: воды ее заняли на графике наиболее высокое положение, что свидетельствует о весьма быстром увеличении минера-

лизации с глубиной (в интервале 800—1400 *м* 180—210 *г/л*). Вниз по падению пластов минерализация возрастает и в юрском — нижнемеловом комплексе (рис. 48).

При переходе от верхнемелового — палеогенового комплекса к юрскому — нижнемеловому минерализация вод уменьшается. В верхнем комплексе максимальные значения ее составляют 175 *г/л*, в нижнем — 105 *г/л*. Это свидетельствует об инверсии гидрохимического разреза на южной периферии бассейна. Инверсия подтверждается данными и по

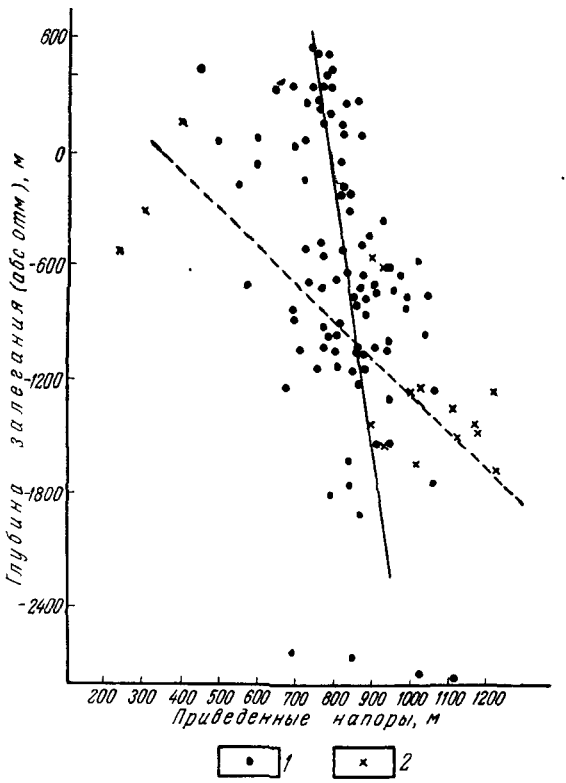


Рис. 46. Зависимость приведенных напоров различных водонапорных комплексов от глубины залегания

Приведенные напоры комплексов: *1* — $Cr_2 - Pg$; *2* — $J - Cr_1$

территории Узбекской ССР: она хорошо выражена в пределах Палванташской, Ходжиабадской, Ходжиасманской и других структур.

Уменьшение минерализации при переходе от верхнего комплекса к нижнему не сопровождается изменением химического типа вод. Преобладают хлоридные воды, сменяющиеся другими типами лишь с приближением к южной границе бассейна. Интересно, что по величине коэффициента $\frac{Cl—Na}{Mg}$ хлоридные воды обоих комплексов довольно резко отличаются друг от друга: в верхнем этот коэффициент равен 1—3, а в нижнем — 2,5—14,5.

Глубокие воды мезо-кайнозойских отложений бассейна характеризуются (на территории Таджикистана) низким содержанием брома и повышенным йода. Такое распределение микрокомпонентов обусловливает высокий хлор-бромный коэффициент; бром-йодный коэффициент, наоборот, очень низкий (0,7—14). Несмотря на то, что содержание брома в водах меловых и палеогеновых отложений увеличивается в восточном направлении, хлор-бромный коэффициент и здесь продолжает оставаться высоким.

По наличию газо-нефтяных скоплений в недрах отдельные структуры южной периферии бассейна существенно отличаются друг от друга. Основные залежи нефти и газа располагаются в восточной половине: количество их резко сокращается к западу. В этом же направлении из-

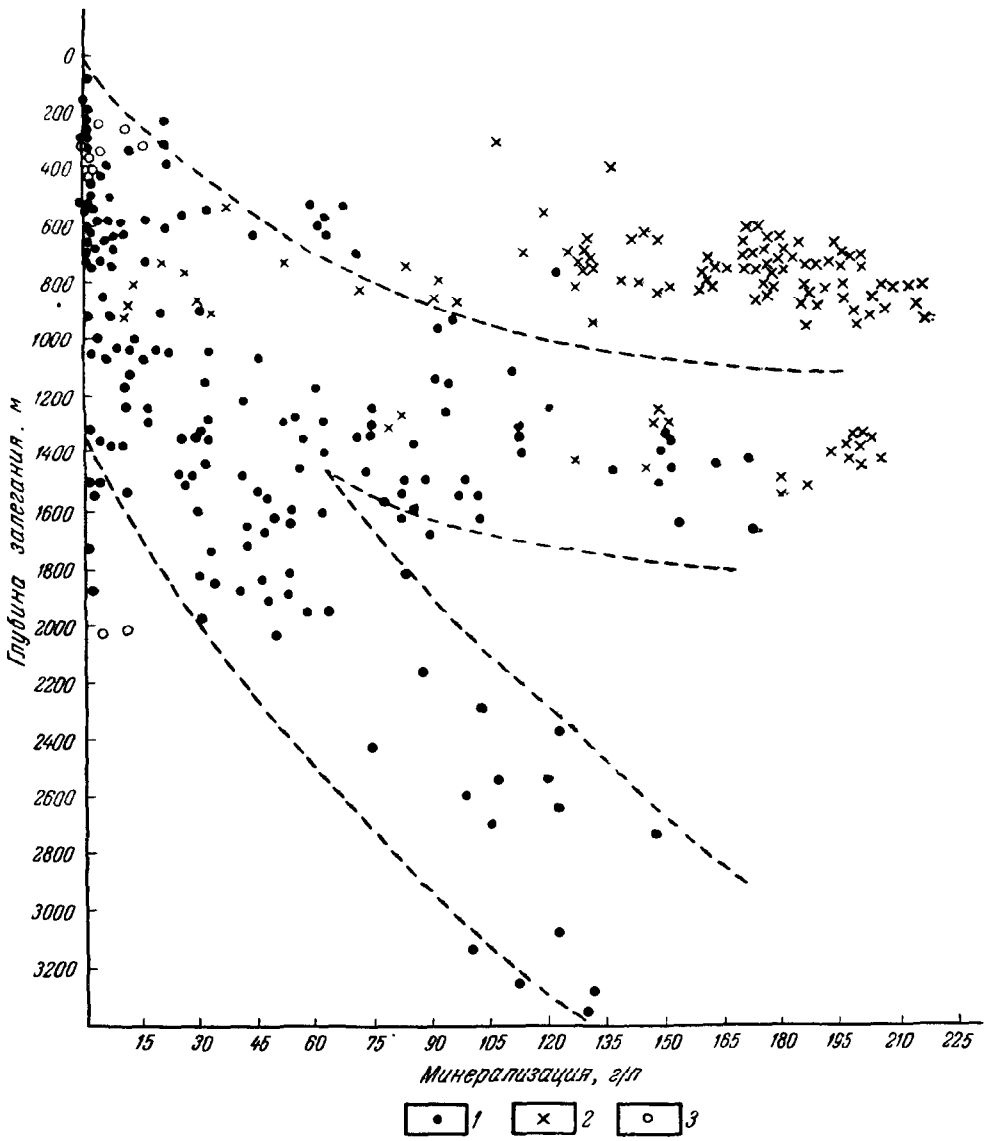


Рис. 47. Зависимость минерализации вод верхнемеловых — палеогеновых отложений южной периферии Каракчикум-Каннбадамского бассейна от глубины залегания

1 — центральная часть; *2* — восточная часть, *3* — западная часть

меняется и состав спонтанных газов: увеличивается относительная роль азота за счет уменьшения количества метана, снижается также содержание тяжелых углеводородов. Наблюдается четкая закономерность в распределении спонтанных газов различного состава по разрезу (табл. 39).

Анализ величин начальных пластовых давлений подземных вод палеогеновых, меловых и юрских отложений показал, что они близки гид-

ростатическим. Коэффициент $\frac{P_0}{P_г}$ (где P_0 — величина пластового давления, приведенная к столбу пресной воды; $P_г$ — условное гидростатическое давление, найденное с учетом гипсометрического положения предполагаемых областей питания) в большинстве случаев менее единицы. Лишь для пластовых вод отдельных структур центральной части бассейна коэффициент несколько превышает единицу. Это свидетельствует о небольших избыточных давлениях, которые нарастают от периферии к центру бассейна, где, по-видимому, располагаются области создания избыточных давлений. Можно предполагать, что из этих областей к окраинам бассейна движется поток высокоминерализованных хлоридных вод седиментационного генезиса. Уменьшение пластовых давлений их и выравнивание с гидростатическими на периферии бассейна указывает на движение инфильтрационных вод, поступающих с предгорий Туркестанского хребта, где палеогеновые, меловые и юрские отложения выходят на поверхность.

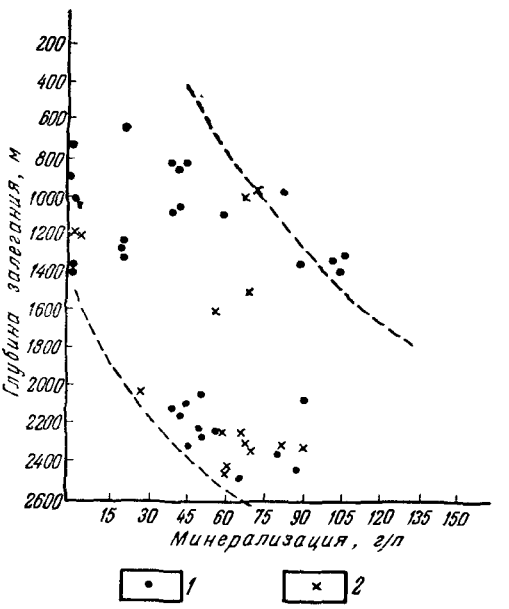


Рис. 48. Зависимость минерализации вод юрского — нижнемелового комплекса от глубины залегания пласта

1 — структуры центральной части, *2* — структуры восточной части

Следовательно, в Каракчикум-Канибадамском бассейне намечаются два медленно движущихся навстречу друг другу потока подземных вод различного генезиса — седиментационного и инфильтрационного. В тектонически ослабленной многочисленными разломами области адыров оба потока встречаются и происходит разгрузка вод — внутриформационная и в виде родников (Султанходжаев, 1966).

В *Южно-Таджикском* артезианском бассейне воды нижней гидродинамической зоны изучены в Душанбинском и Вахшском бассейнах третьего порядка. Некоторые соображения могут быть высказаны по поводу вод Яхсуйского бассейна.

Таблица 39

Характеристика газового состава пластовых вод Каракчикум-Канибадамского бассейна

Водоносные комплексы	Газовый состав, %			
	кислые газы (CO_2+H_2S)	N_2	CH_4	C_2H_6
Cr_2—Pg	До 7,0	До 80	До 96	До 35
J—Cr_1	„ 8,0	„ 57	„ 89	„ 18

Душанбинский артезианский бассейн ограничен на севере и северо-востоке Варзобским и Вахшским глубинными разломами, отделяю-

щими Южно-Таджикский артезианский бассейн от гидрогеологических массивов Центрального Таджикистана. На юге границей служит зона предполагаемых разломов Гиссарского прогиба, на западе — поднятие герцинского фундамента, установленное по геофизическим данным и разделяющее Душанбинский и Сурхандарьинский бассейны.

В разрезе пород изученного северного борта бассейна выделены юрско-готеривский, баррем-апт-альбский, сеноман-туронский, сенон-палеоценовый, эоценовый и верхнепалеогеновый — неогеновый водоносные комплексы. Они наиболее детально исследованы в пределах Андыген-

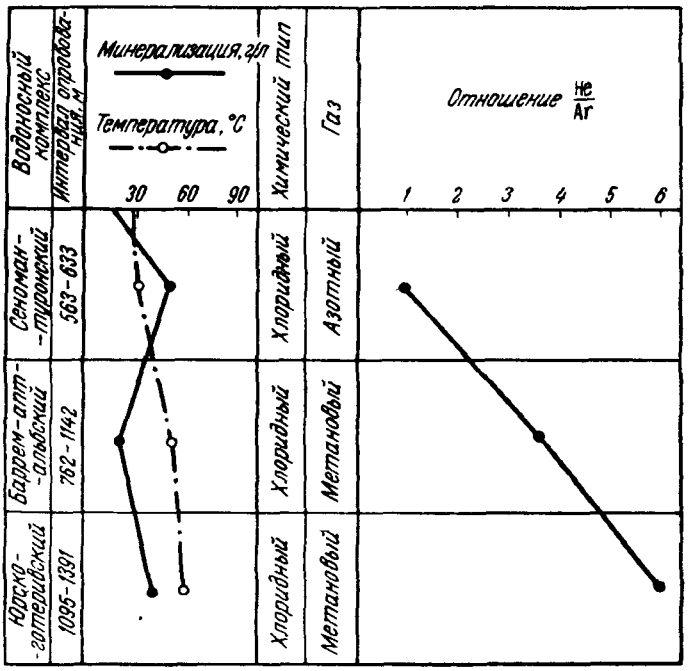


Рис. 49. Характеристика пластовых вод структуры Андыгеи

ской, Лючобской и Шаамбаринской структур. Погружение пород (и соответственно увеличение глубин залегания пластовых вод) происходит с востока на запад, в направлении от Андыгенской к Шаамбаринской антиклинали. Однако при этом не наблюдается закономерного изменения основных свойств подземных вод по мере их погружения. Только температура воды, определенная в пластовых условиях, возрастает с увеличением глубины залегания вод; максимальные значения ее достигают в Андыгене 59° С, в Лючобе 65° С и в Шаамбарах 115° С.

Гидрохимический разрез по каждой структуре отличается особыми чертами, что позволяет говорить о трех типах разрезов в пределах северной (краевой) части Душанбинского артезианского бассейна.

Андыгенский тип, присущий структуре, расположенной у восточного борта бассейна, где водоносные комплексы мела и юры залегают сравнительно неглубоко, а палеогеновые отложения вскрыты эрозией, характеризуется отсутствием четко выраженных гидрохимических зон (рис. 49). До палеозойского фундамента здесь развиты слабые рассолы хлоридного типа, минерализация которых по разрезу изменяется мало. Достигнув максимума в сеноман-туронском комплексе, она имеет лишь некоторую тенденцию к уменьшению в водах более древних пород, т. е. намечается аномальный гидрохимический разрез. Состав спонтанных га-

зов изменяется по разрезу, что позволяет разделить его на две части:

1) верхнюю, охватывающую сенон-палеоценовый и сеноман-туронский комплексы с азотными газами, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,052;

2) нижнюю, включающую баррем-апт-альбский и юрско-готеривский комплексы, к которым приурочены промышленные залежи метановых газов, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 3,6—61.

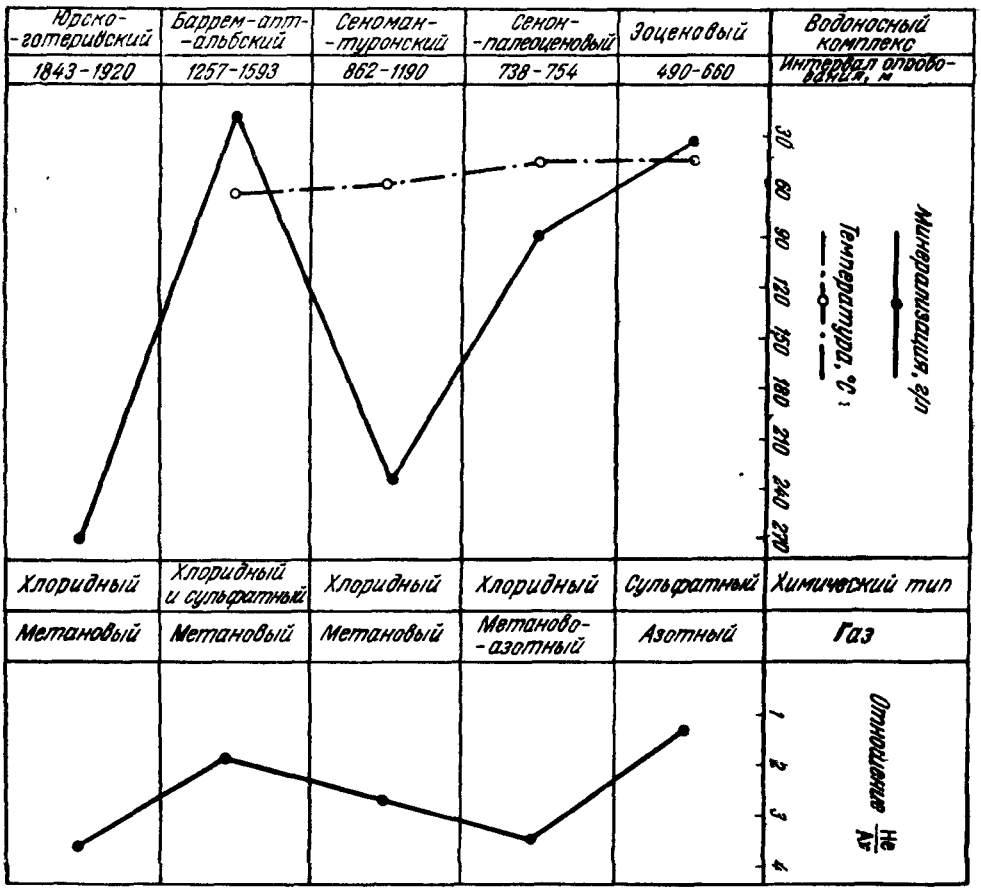


Рис. 50. Характеристика пластовых вод структуры Лючоб

Водообильность пород высокая (дебиты скважин при самоизливе достигают 10 *л/сек*) и лишь воды сеноман-туронского комплекса дают незначительные притоки в скважины. Приведенные напоры пластовых вод всех комплексов мало отличаются друг от друга.

Лючобский тип разреза характеризуется четкой гидрохимической зональностью пластовых вод (рис. 50). Она проявляется в значительных колебаниях минерализации, образующей два максимума — в сеноман-туронском и юрско-готеривском комплексах, дифференциации спонтанных газов по глубине и присутствии в верхних комплексах большого количества кислых газов (H_2S и CO_2 до 22%). Выделяются следующие гидрохимические зоны (сверху вниз):

1) соляных преимущественно сульфатных вод с азотно-сероводородно-углекислыми газами, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,027—1,25;

2) слабых рассолов хлоридного типа с метаново-азотными и азотно-метановыми газами с большим содержанием кислых компонентов, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 2,31—3,36;

3) очень крепких рассолов хлоридного типа с почти целиком метановыми газами (промышленные залежи), $\frac{He+Ne}{Ar}$ 2,12—2,78;

4) *соляных вод преимущественно сульфатного типа* с метановыми газами (промышленные залежи), $\frac{He+Ne}{Ar}$ 1,9;

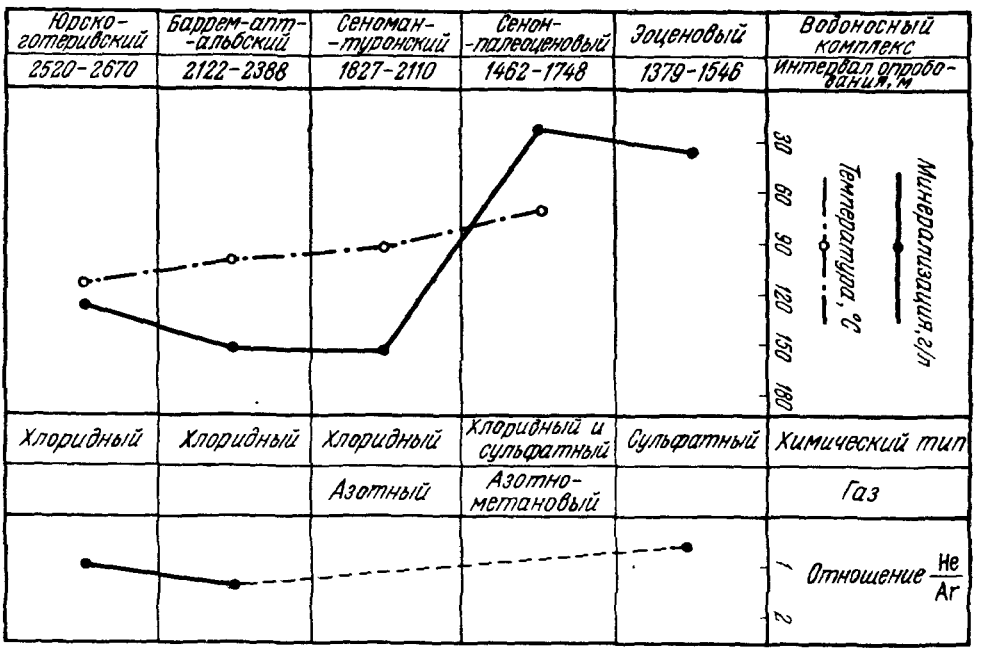


Рис. 51. Характеристика пластовых вод структуры Шаамбары

5) очень крепких рассолов хлоридного типа с метановыми газами (промышленные залежи), $\frac{He+Ne}{Ar}$ 3,8.

Водообильность пород в пределах Лючобской структуры еще более высокая, чем в Андыгенской (максимальные дебиты скважин при самоизливе достигают 42 *л/сек*). Резко пониженной водообильностью характеризуются породы сеноман-туронского комплекса; для этого же комплекса отмечены повышенные (аномальные?) пластовые давления.

Шаамбаринскнй тнп гидрохимического разреза (рис. 51) характерен для структуры, в пределах которой водоносные комплексы палеогена, мела и юры погружены на большую глубину и перекрыты мощной толщей (до 1300 *м*) неогеновых отложений. Минерализация пластовых вод возрастает вниз по разрезу, достигая максимальных значений в баррем-апт-альбском комплексе, а затем несколько уменьшается в юрско-готеривском, т. е. намечается аномальный гидрохимический разрез. Спонтанные газы преимущественно азотные и азотно-метановые. Гелий-аргоновый коэффициент (по сравнению с Андыгенской и Лючобской структурами) самый низкий и мало изменяется по разрезу.

Выделяются следующие гидрохимические зоны (сверху вниз):

1) соляных вод сульфатного типа с азотными и азотно-метановыми газами, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,6; к этой зоне приурочена нефтяная залежь промышленного значения;

2) очень крепких рассолов хлоридного типа, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,35—1,21;

3) крепких рассолов хлоридного типа, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 1,0

Породы Шаамбаринской структуры характеризуются слабой водообильностью, на фоне которой (как и по другим структурам) особенно низкие притоки в скважины дают пластовые воды сеноман-туронского комплекса. Приведенные напоры пластовых вод по всему разрезу отличаются мало.

Недостаточное количество данных по динамике пластовых вод Душанбинского артезианского бассейна не позволяет установить направление их движения и выявить основные области питания и разгрузки. Исследователи, занимавшиеся вопросами гидродинамики, приходят к различным выводам. Наиболее вероятной представляется точка зрения С. И. Талипова (1966), который, опираясь на схематические карты гидроизопьез *, полагает, что движение вод в эоценовом и сенон-палеоценовом комплексах направлено на юго-запад и затем на юг, в сторону долины р. Амударьи (в районе г. Келифа); именно в этом направлении происходит падение напоров пластовых вод. В нижележащих комплексах гидродинамическая обстановка более сложная. По имеющимся материалам нельзя судить о направлении движения пластовых вод, так как приведенные напоры характеризуются примерно одинаковыми значениями как в Душанбинском, так и в Сурхандарьинском бассейнах.

Условные границы Вахшского бассейна третьего порядка проходят на западе по осям антиклиналей Рангон, Гарданиушти, Актау, Ходжаказиан, на востоке — Сарсаряк, Чалтау, Тереклитау. В разрезе бассейна установлены эоценовый, сенон-палеоценовый и сеноман-туронский водоносные комплексы. Данные по структурам внутренней части бассейна свидетельствуют о том, что пластовые воды всех комплексов относятся к рассолам, минерализация которых закономерно увеличивается по мере погружения пластов. Например, в эоценовом комплексе она возрастает от 29,6 *г/л* на структуре Кызылтумшук (интервал опробования 460—610 *м*) до 45,9 *г/л* на структуре Акбаш (728—878 *м*) и до 64 *г/л* на Карабуринской антиклинали (2508—2597 *м*); в сенон-палеоценовом комплексе — от 113—200 *г/л* на Кызылтумшуке (922—1033 *м*) до 176—236 *г/л* на Карабуре (2575—2678 *м*) и т. д.

По газо-гидрохимическим показателям в разрезе бассейна можно выделить следующие зоны (сверху вниз):

1) слабых рассолов преимущественно сульфатного типа с метаново-азотными газами (количество N_2 до 37%) и содержанием кислых компонентов (CO_2 и H_2S) до 8,2%, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 1,1;

2) крепких и очень крепких рассолов хлоридного типа с преимущественно метановыми газами (количество азота не превышает 13%) и содержанием кислых компонентов до 1%, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 1,5—2,96;

3) очень крепких рассолов хлоридного типа с метаново-азотными газами (количество азота достигает 41%) и содержанием кислых компонентов до 1,2%, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 2,48.

---

* Карты охватывают главным образом Сурхандарьинский артезианский бассейн третьего порядка, находящийся за пределами Таджикистана.

Первая зона охватывает пластовые воды эоценового комплекса, вторая — сенон-палеоценового, третья — сенон-туронского. С сенон-палеоценовым комплексом связаны основные газо-нефтяные месторождения Вахшского бассейна, вследствие чего спонтанные газы пластовых вод имеют метановый состав и являются типичными «попутными» газами нефтяных залежей. К отдельным горизонтам сенон-палеоценового комплекса (не содержащим залежей) приурочены метаново-азотные газы с количеством азота до 40%.

Таким образом, для внутренних частей Вахшского артезианского бассейна характерны нормальный гидрохимический разрез, четко выраженный «скачок» в изменении минерализации от эоценового к сенон-палеоценовому комплексу и постепенное ее нарастание к сеноман-туронскому, однообразные метаново-азотные газы (исключая газо-нефтяные месторождения) и уменьшение количества кислых газов вниз по разрезу.

Для характеристики гидрохимических особенностей пластовых вод краевых частей Вахшского бассейна имеющихся данных недостаточно. Гидрохимические зоны можно выделить только в районе Джетымтауской структуры, располагающейся на северо-западной периферии бассейна. В эоценовом и сенон-палеоценовом комплексах, вскрытых на небольшой глубине (214—580 *м*), устанавливается аномальный гидрохимический разрез. Выделяются зоны (сверху вниз):

1) крепких рассолов хлоридного типа;

2) слабых рассолов хлоридного типа.

Данные по составу газов отсутствуют. Отмечаются очень высокие дебиты скважин при самоизливе (до 25 *л/сек*).

Гидродинамические условия Вахшского бассейна изучены недостаточно. С. И. Талипов (1966) указывает, что напоры вод в эоценовом и сенон-палеоценовом комплексах падают с востока на запад и предполагает, что в этом направлении происходит движение пластовых вод, а областями питания являются хребты Чалтау-Тереклитау. Отмечая, что напоры вод уменьшаются от зон наибольших погружений водовмещающих пород (Кичикбель) в сторону их восстания (Кызылтумшук), он объясняет это «восходящими потоками подземных вод со стороны Яхсуйского бассейна, обусловленными седиментационным этапом его гидродинамического развития». В сеноман-туронском комплексе по ряду структур (Донгуз, Актау и др.) фиксируются аномально высокие пластовые давления, в 1,5—2 раза превышающие нормальные гидростатические. Приведенные напоры пластовых вод этого комплекса на структурах внутренних частей бассейна нередко выше, чем на ограничивающих его внешних структурах. Все это дает основание С. И. Талипову считать, что гидродинамическая обстановка в мезозойских образованиях, в частности в сеноман-туронском комплексе, в значительной степени создана при седиментационном уплотнении пород мезозоя под влиянием мощной покрышки — красноцветной континентальной толщи неогена.

В Яхсуйском артезианском бассейне третьего порядка глубокие воды вскрыты скважинами только на структуре Бештентяк, находящейся в северо-западной части территории (район пос. Больджуан). Водоприток получен из эоценового комплекса с глубины 698—700 *м*; дебит скважины при самоизливе 0,15 *л/сек*. Температура воды на устье 22° С, в пластовых условиях 44,5° С. Минерализация 32,4 *г/л*, химический тип сульфатный. По данным М. В. Васильчикова, Ш. Д. Финкельштейна и др. (1966), спонтанный газ почти целиком состоит из метана.

На площади Пушионской структуры, расположенной к югу от антиклинали Бештентяк, в междуречье Кызылсу — Яхсу, глубокие воды

разгружаются на поверхность земли. Источники приурочены к восточному крылу Пушионской антиклинали, нарушенному меридиональным разрывом. Наиболее интересный источник находится в южной части антиклинали и, по-видимому, связан с породами палеогена. Вода выходит в небольшом сае на задернованном его склоне. Дебит источника около 1 *л/сек*, температура воды 23° С. Наблюдается интенсивное выделение газа с сильным запахом сероводорода. Состав воды следующий:

$$M_{256}\,\frac{Cl\,100}{Na\,82\;Ca\,14\;Mg\,4},\quad pH\ 5{,}3.$$

Содержание К 4494,4 *мг/л*, H_2S 294,8 *мг/л*. Растворенный газ сероводородно-метановый, спонтанный почти целиком метановый, $\frac{He+Ne}{Ar}$ 0,18.

Наличие вод, подобных пушионским, позволяет предполагать, что в недрах Яхсуйского прогиба заключены очень крепкие и сверх крепкие рассолы, богатые микрокомпонентами и приуроченные, по-видимому, к породам палеогенового и мелового возраста.

Глава XI

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Настоящая глава основывается на результатах многолетних тематических исследований, выполненных коллективом сотрудников ИЗК Ленинградского университета и Таджикского геологического управления. В процессе этих исследований изучались ионно-солевой комплекс пород, участвующих в строении территории Таджикистана, макро- и микрокомпонентный состав подземных вод, спонтанные и растворенные газы. При обработке большого фактического материала выявился ряд закономерностей, понимание которых небходимо для решения проблемы формирования подземных вод республики. Наиболее важные выводы излагаются ниже.

ИОННО-СОЛЕВОЙ КОМПЛЕКС ПОРОД

По современным представлениям ионно-солевой комплекс пород является двухфазной системой. Он включает: 1) твердую фазу в виде кристаллов различных солей и адсорбированных ионов; 2) жидкую фазу в виде порового (или ионно-молекулярного) раствора, который содержится в породах, залегающих ниже или выше водоносного горизонта.

В Таджикистане наиболее полно изучен ионно-солевой комплекс пород Юго-Западного региона (в коре выветривания и глубоких частях разреза). На прочей территории исследовался только состав растворимых солей пород коры выветривания.

Водорастворимые соли в образцах пород изучались с помощью метода водных вытяжек (соотношением порода — вода 1 : 5), которые, хотя и не отражают полного содержания растворимых солей, но, приготовленные одинаковым способом, позволяют сравнивать породы по величине засоленности * (Гедройц, 1955).

---

* Под засоленностью понимается содержание водорастворимых солей в породе (найденное методом водной вытяжки), выраженное в процентах к весу образца.

Изучение адсорбированных катионов производилось путем их вытеснения из образцов пород по методу И. Н. Антипова-Каратаева (1955) и Института геологии Арктики (Котенева, 1956).

При исследовании ионно-молекулярных растворов образцы пород искусственно увлажнялись (Арсланбекова, Номикос, Крюков, 1962) и подвергались отжиму в приборе Крюкова. Всего выполнено около 3000 водных вытяжек, 300 отжимов и 70 анализов поглощенных катионов.

По степени и характеру засоленности пород зоны выветривания территория Таджикистана может быть разделена на две части:

1) области длительной денудации и интенсивного промывания пород в кайнозойское время — бассейны трещинных вод;

2) области длительной седиментации в мезо-кайнозойское время — артезианские бассейны.

К первым относятся Северо-Таджикский, Центрально-Таджикский и Юго-Восточный регионы. В их строении участвуют мощные толщи пород, накопившихся в геосинклинальный этап развития; резко подчиненную роль играют отложения платформенного и орогенического этапов. Общим для всех регионов является низкая засоленность отложений геосинклинального цикла (до 0,1%), на их фоне наиболее низкая (до 0,05) — метаморфических и изверженных пород (табл. 40—42). Повы-

Таблица 40

Распределение образцов (в %) с различным количеством солей по данным водных вытяжек (Северо-Таджикский регион)

Литологический состав и возраст пород	Количество солей, %				Общее количество образцов
	<0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	>0,5	
Известняки, доломиты, песчаники, конгломераты (D_2—C_1)	—	80	14	6	16
Эффузивные породы (Pz)	11	71	8	10	38
Интрузивные породы (Pz)	22	60	6	12	36
Песчаники, глины, мергели, известняки, гипсы, гравелиты (Cr_2—Pg)	12	24	60	4	20

Таблица 41

Распределение образцов (в %) с различным количеством солей по данным водных вытяжек (Центрально-Таджикский регион)

Литологический состав и возраст пород	Количество солей, %				Общее количество образцов
	<0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	>0,5	
Граниты и гранодиориты разного возраста	100	—	—	—	15
Сланцы, известняки, песчаники (Pz_{1+2})	78	15	7	—	18
Сланцы, известняки, доломиты (Cm, D)	43	29	14	14	7
Сланцы, известняки, песчаники (S)	63	32	5	—	19
Песчаники, глины, конгломераты (Cr_1)	60	30	—	10	10
Глины, песчаники, известняки, конгломераты, гипсы (Cr_2—Pg)	36	29	20	15	20

Таблица 42

Распределение образцов (в %) с различным количеством солей по данным водных вытяжек (Юго-Восточный регион)

Литологический состав и возраст пород	Количество солей, %				Общее количество образцов
	<0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	>0,5	
Метаморфическая толща (aCm)	50	36	11	3	44
Граниты и гранодиориты (Pz, Mz)	55	27	18	—	22
Известняки, сланцы, песчаники, эффузивы (Cm, O, S, D)	20	35	45	—	25
Сланцы, песчаники, известняки, эффузивы (C)	10	30	54	—	22
Песчаники, известняки, мергели, конгломераты эффузивы (P—T)	22	50	28	—	28
Известняки, глины, песчаники, сланцы, конгломераты (J)	15	46	23	15	26

шенной засоленностью (до 0,5%) характеризуются отложения мела и палеогена, образовавшиеся в платформенный этап развития (Северо-Таджикский и Центрально-Таджикский регионы). Наиболее высокая засоленность пород (до 1,5% и более) в бассейнах трещинных вод отмечена: а) в зонах молодых или омоложенных разломов, по которым движения не прекратились и в настоящее время; примером могут служить Акбайтальский разлом (на Памире), где располагаются эпицентры современных землетрясений; б) в милонитизированных зонах дробления разломов с сульфидным оруденением; многочисленные примеры известны в Кураминском хребте (Северо-Таджикский регион).

Состав водорастворимых солей в зоне выветривания пород геосинклинальных формаций однообразен. Водные вытяжки можно разделить на две группы: а) из образцов интрузивных (преимущественно кислых) и метаморфических пород; тип вытяжек карбонатный, в составе их преобладают гидрокарбонаты кальция и натрия; б) из образцов осадочных эффузивных пород; тип вытяжек главным образом сульфатный (сульфатный натриевый подтип), в составе основную роль играют гидрокарбонаты кальция и магния. Особо следует отметить Северную, Центральную и Юго-Восточную структурно-формационные зоны Памира: здесь наряду с преобладающими гидрокарбонатными солями нередко на первом месте в вытяжках оказываются хлориды натрия.

В артезианских бассейнах (Ферганском и Южно-Таджикском) осадки, накопившиеся в платформенный и орогенический этапы развития, в зоне выветривания характеризуются повышенной засоленностью (табл. 43 и 44). В Южно-Таджикском бассейне преобладающая величина засоленности составляет 0,05—0,5%, а в Ферганском достигает 1% и более. В Фергане наименьшую засоленность (до 0,5%) имеют континентальные отложения юры и нижнего мела, более высокую (до 1%) — морские и лагунно-морские отложения верхнего мела и палеогена, самую высокую (до 5—6%) — песчано-глинистые осадки верхнего палеогена — нижнего неогена, накопившиеся в соляных озерах. В Южно-Таджикском бассейне нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые отложения сходны по преобладающей величине засоленности. Однако для нижнемеловых преимущественно континентальных отложений характерны отклонения от фона в сторону низкой засоленности (менее 0,05%), а для верхнемеловых и палеогеновых (преимущественно морских) — в сторону высокой (до 1% и более). Засоленность неогеновых моласс тесно связана с условиями их накопления. Толщи, формировав-

Таблица 43

Распределение образцов (в %) с различным количеством солей по данным водных вытяжек (Северо-Восточный регион)

Литологический состав и возраст пород	Количество солей, %					Общее количество образцов
	<0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	0,5—1,0	>1,0	
Песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, прослои угля ($J—Cr_1$)	10	28	34	18	10	34
Глины, песчаники, известняки, гипсы, доломиты ($Cr_2—Pg$)	7	16	28	21	28	67
Глины, алевролиты, песчаники, гипсы, каменная соль ($Pg_3—N$)	—	8	11	21	60	54

Таблица 44

Распределение образцов (в %) с различным количеством солей по данным водных вытяжек (Юго-Западный регион)

Литологический состав и возраст пород	Количество солей, %					Общее количество образцов
	<0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	0,5—1,0	>1,0	
Песчаники, глины, алевролиты, известняки (Cr_1)	21	59	20	—	—	135
Глины, известняки, гипсы, песчаники (Cr_2)	3	54	21	14	8	247
Известняки, глины, песчаники, гипсы, доломиты, конгломераты (Pg)	6	39	30	7	18	254
Песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты, гравелиты (N — Кафирниган-Вахшский район)	22	46	23	—	9	118
Конгломераты, алевролиты, песчаники (N—Яхсуйский и Гиссаро-Сурханский районы)	48	47	5	—	—	197

шиеся в Яхсуйском и Гиссаро-Сурханском прогибах за счет сноса с окружающих Южно-Таджикский бассейн высоких хребтов, имеют незначительную засоленность (чаще всего до 0,05%). В Кафирниган-Вахшской тектонической зоне, где в образовании моласс большая роль принадлежала внутренним областям сноса, засоленность достигает 0,5%.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне установлена зависимость засоленности пород от приуроченности к той или иной климатической зоне (см. рис. 44). В Кафирниган-Вахшском гидрогеологическом районе в зонах умеренного и недостаточного увлажнения, занимающих северо-восточную часть территории, отмечено минимальное (0,04—0,08%) количество водорастворимых солей в вытяжках из пород различного генезиса. Вытяжки преимущественно карбонатного типа, преобладающими солями в них являются гидрокарбонаты кальция. В зоне скудного увлажнения количество водорастворимых солей возрастает (до 0,1—0,5%), преобладающими становятся гидрокарбонаты и сульфаты

кальция и натрия, тип сульфатный (сульфатный натриевый подтип). Наиболее высокое содержание солей (до 1,5—2,5%, иногда до 6,5%), характерно для пород в зоне ничтожного увлажнения; вытяжки сульфатного типа (сульфатного натриевого и хлоридного магниевого подтипов), по составу хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые.

Следовательно, в зоне выветривания засоленность пород, участвующих в строении бассейнов трещинных вод, низкая и сходна в отложениях самого различного литологического состава и происхождения. В артезианских бассейнах засоленность пород более высокая и зависит от их генезиса, а также в значительной мере от климатической дифференциации территории.

Состав поровых растворов (по результатам анализа отжимов из пород) изучался только в Южно-Таджикском артезианском бассейне. Установлено, что в зоне выветривания для меловых, палеогеновых и неогеновых отложений характерны растворы преимущественно сульфатного типа (сульфатного натриевого и хлоридного магниевого подтипов) с минерализацией от 1 до 150 *г/л* и более и соответственно с различными преобладающими компонентами. Как и засоленность пород, поровые растворы изменяются с северо-востока на юго-запад бассейна, в направлении от климатической зоны умеренного к зоне ничтожного увлажнения (рис. 52). Увеличивается минерализация и гидрокарбонатные кальциевые растворы сменяются сульфатными кальциевыми и магниевыми, а затем хлоридными натриевыми.

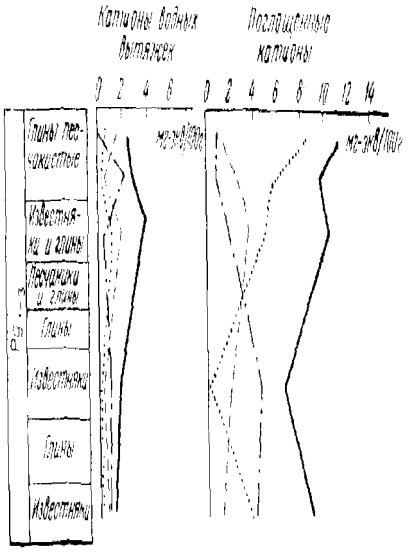
Количество адсорбированных катионов в породах зоны выветривания (Южно-Таджикский артезианский бассейн) зависит от емкости поглощения и степени засоленности. В слабозасоленных отложениях содержание поглощенных катионов обычно более высокое, чем в водных вытяжках, в сильно засоленных — более низкое (рис. 53). Состав адсорбированных катионов определяется равновесием, которое устанавливается между поровыми растворами и водорастворимыми солями. Вследствие различной засоленности пород равновесие неодинаково в разных климатических зонах. В зонах умеренного и недостаточного увлажнения, где засоленность пород невысокая, а в составе поровых растворов преобладают гидрокарбонаты (и сульфаты) кальция и магния среди поглощенных катионов кальций занимает первое место. В зоне ничтожного увлажнения, где породы сильно засолены, а состав поровых растворов преимущественно хлоридный натриевый первое место принадлежит поглощенному натрию.

Таким образом, в коре выветривания происходит преобразование ионно-солевого комплекса пород, первоначально, по-видимому, отвечавшего среде, в которой шло осадконакопление. Породы, участвующие в строении бассейнов трещинных вод, претерпели наиболее существенное преобразование, поскольку оно протекало в течение длительного времени (начиная с верхнего палеогена) в условиях высокогорного рельефа под интенсивным воздействием различных физико-географических факторов. В результате происшедших изменений ионно-солевой комплекс пород неодинакового литологического состава и возраста стал сходным. В породах, слагающих артезианские бассейны, ионно-солевой комплекс также претерпел определенные преобразования, происходившие, однако, в течение меньшего времени (начиная с верхнего неогена) и в условиях средне- и низкогорного рельефа. Поэтому ионно-солевой комплекс пород артезианских бассейнов изменился не столь резко и сохранил некоторые черты, приобретенные в период седиментации. В аридных областях с четко выраженной климатической зональностью воздействие климата на породы привело к тому, что в отложениях одинакового литологического состава и возраста, но распростра-

Рис. 52. Эпюры химического состава породных растворов дочетвертичных отложений по разным климатическим зонам

1 — осадочные горн. породы; 2 — гидрослюдистые; 3 — сульфатные; 4 — хлоридные

а



б

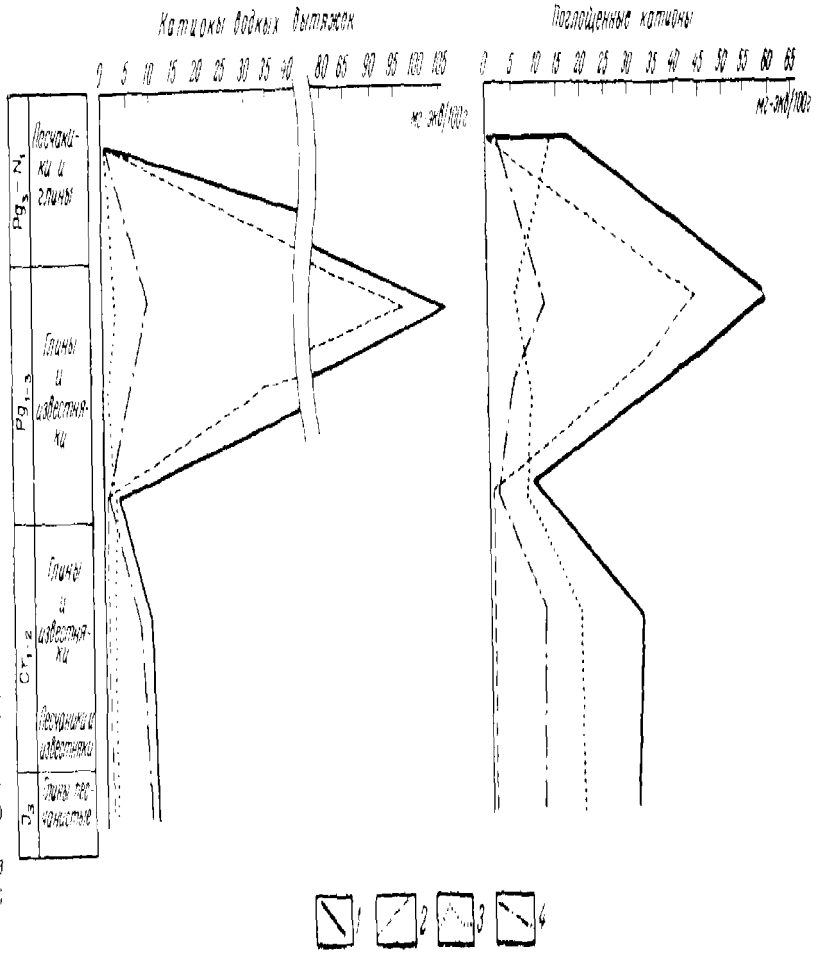


Рис. 53. Сопоставление содержания катионов в водных вытяжках и в поглощенном состоянии (кора выветривания в разных климатических зонах)

а – зона недостаточного увлажнения, *б* – зона скудного увлажнения

1 – сумма катионов, *мг-экв* на 100 *г* породы; *2* – Na; *3* – Mg; *4* – Ca

ненных в разных климатических зонах, ионно-солевой комплекс стал различным

Особенности ионно-солевого комплекса пород глубокого залегания могут быть охарактеризованы на примере Южно-Таджикского артезианского бассейна, его северной периферии (Душанбинский бассейн третьего порядка).

С целью изучения засоленности пород исследовался разрез на глубину до 2700 *м*, охватывающий отложения от верхнего неогена до верхней юры включительно. Установлено, что засоленность пород глубоких частей разреза в десятки раз превышает засоленность тех же отложений в зоне выветривания (рис 54) и в отличие от последнеи характеризуется резкими колебаниями по вертикали. Колебания хорошо коррелируются с изменениями условий осадконакопления На рис 54 видно, что во всех случаях лагунным фациям отвечает наибольшая засоленность (1—1,28%), морским — несколько меньшая (0,2—0,55%), континентальным — наименьшая (0,09—0,15%) При переходе от слабозасоленных пород к более засоленным происходит смена карбонатного типа водных вытяжек на сульфатный

Поровые растворы пород глубокого залегания также характеризуются более высокой минерализацией, чем в растворах пород коры выветривания. Например, в климатической зоне недостаточного увлажнения минерализация поровых растворов пород коры выветривания составляет 0,8—1,2 *г/л*, а на глубине около 2000 *м* в тех же отложениях она достигает 31 *г/л* (рис. 55) На рис 55 видно, что наибольшая концентрация присуща поровым растворам лагунно-морских отложений, наименьшая — континентальных. Различную фациальную принадлежность осадочных отложений отражает и состав адсорбированных ионов для пород морского происхождения наиболее характерно преобладание поглощенного натрия, для лагунных — кальция, для континентальных— магния (рис 56)

Таким образом, ионно-солевой комплекс пород глубокого залегания в артезианских бассейнах сохраняет в течение длительного времени основные черты, отвечающие той среде, в которой шло осадконакопление Разрушение и преобразование этого комплекса происходит, по-видимому, неизмеримо медленнее, чем в зоне выветривания В связи с этим можно сделать следующие общие выводы

1 В зоне выветривания подземные воды, принадлежащие преимущественно к генетическому типу вод выщелачивания, формируются под влиянием ионно-солевого комплекса пород и сами активно на него воздействуют, вследствие чего между химическим составом вод и ионно-солевым комплексом должно устанавливаться определенное гидрохимическое равновесие

2. В глубоких частях разреза, где могут быть воды выщелачивания, седиментационные и смешанного генезиса, возможны случаи гидрохимического противоречия между составом вод и ионно-солевым комплексом Противоречие, очевидно, возникает в случае, когда в породы проникают чуждые им пластовые воды, и ионно-солевой комплекс, преобразующийся на больших глубинах очень медленно, не успевает прийти с ними в равновесие

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И МАКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ

При обработке данных, характеризующих минерализацию и макрокомпонентный состав подземных вод Таджикистана, применена методика выделения гидрохимических зон и поясов по Н. И Толстихину (1955), для этой цели использовано около 5000 химических анализов

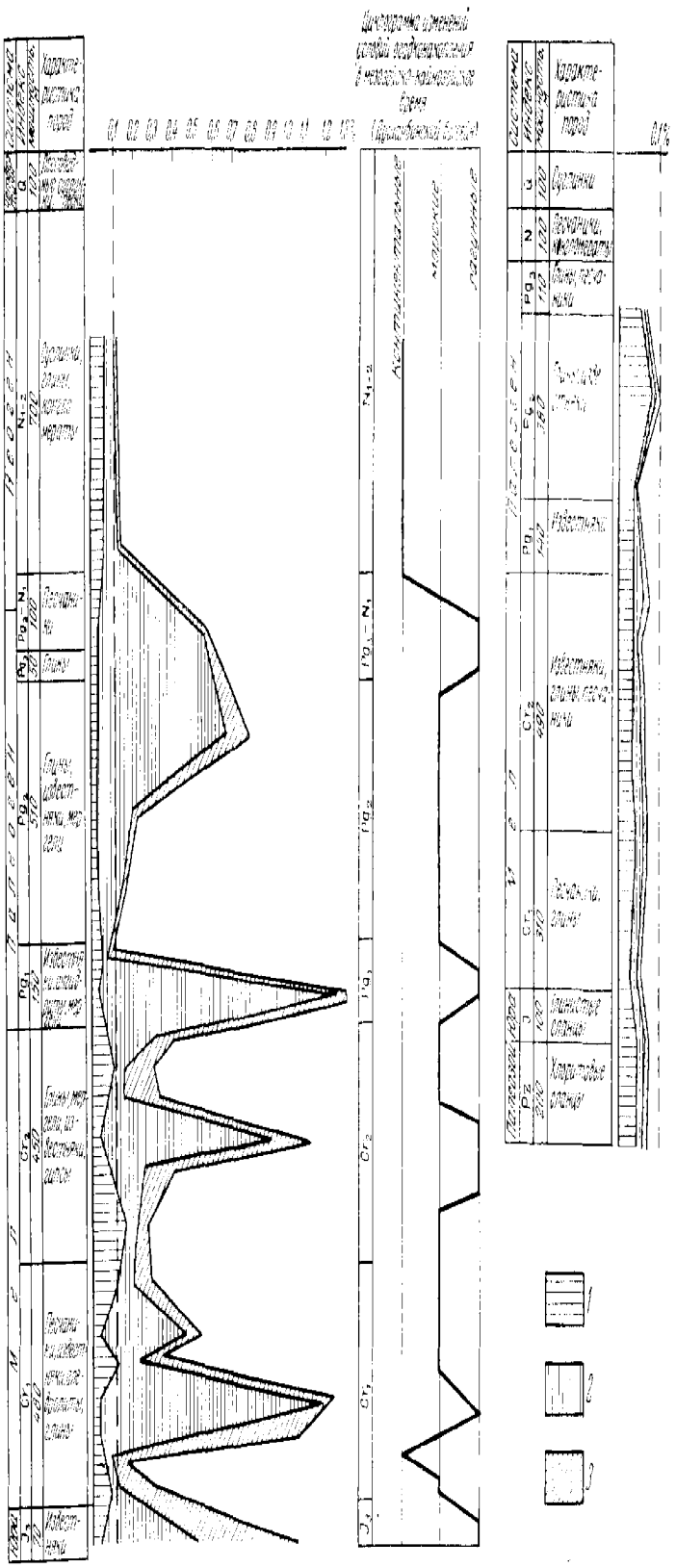


Рис. 54. Эпюры засоленности дочетвертичных пород коры выветривания и глубоких частей разреза Душанбинского артезианского бассейна

Гипотетические солис: *1* – гидрокарбонатные, *2* – сульфатные, *3* – хлоридные

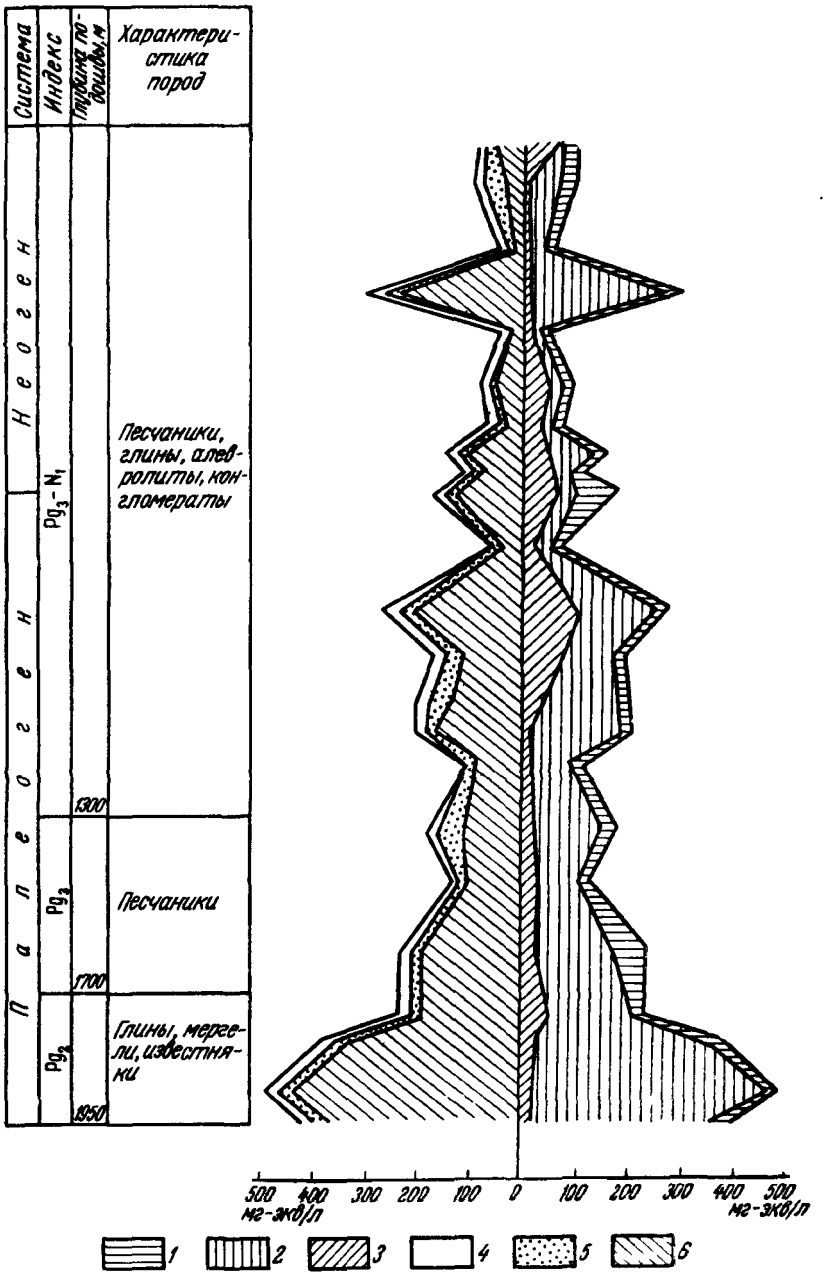


Рис. 55. Эпюры химического состава поровых растворов по скв. 2 структуры Каратаг

1 — HCO_3^-, *2* — SO_4^{2-}, *3* — Cl^-, *4* — Ca^{2+}, *5* — Mg^{2+}, *6* — Na^+

воды. В результате составлена гидрохимическая карта Таджикистана. Формулы воды по главным преобладающим ионам выведены путем построения статистических кривых (*Мартынова, Самарина, 1966*).

На территории Таджикистана в изученной части разреза выделяются четыре гидрохимические зоны:

1) зона А — пресных вод с минерализацией менее 1 *г/л*, по составу главным образом гидрокарбонатных кальциевых или сульфатных кальциевых;

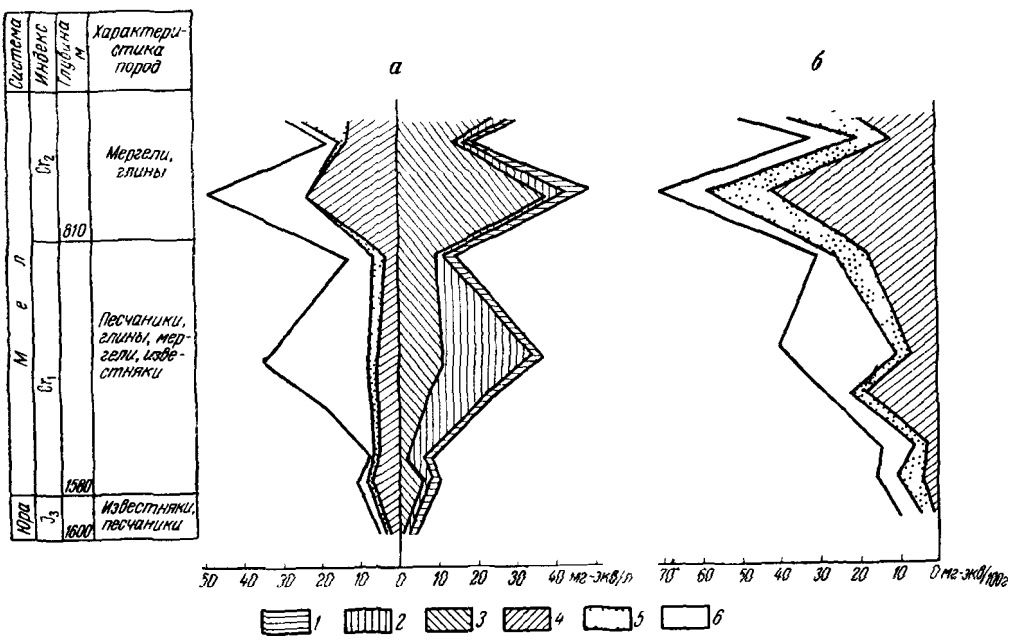


Рис. 56. Сопоставление содержания катионов в водных вытяжках и в поглощенном состоянии (породы глубоких частей разреза структуры Андыген)

а — состав водных вытяжек, б — состав поглощенных катионов
1 — HCO_3, *2* — SO_4, *3* — Cl, *4* — Na, *5* — Mg, *6* — Ca

2) зона Б — соляных вод с минерализацией до 35 *г/л*, пестрых по химическому составу;

3) зона В — рассолов с минерализацией до 350 *г/л*, преимущественно хлоридных натриевых;

4) зона Д — разных по степени минерализации подземных вод, пестрых по химическому составу.

Каждая зона разделяется на несколько подзон, отличающихся более узкими интервалами минерализации. В отдельных гидрогеологических структурах зоны и подзоны приурочены к различным водоносным комплексам, имеют неодинаковую мощность и по разному сочетаются друг с другом. Наиболее существенны различия в гидрохимических разрезах бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов. На территории первых, как правило, развиты однозональные пояса, вторые характеризуются многозональными поясами.

В бассейнах трещинных вод установлены однозональные пояса $А_{0,1}$, $А_{0,5}$, $А_1$ и $Б_3$. Пояс $А_{0,1}$ известен во всех регионах. Он приурочен к самым высокогорным их частям и связан с осадочными, интрузивными и эффузивными породами различного литологического состава и возраста. В жидкой фазе вода находится в Северном Таджики-

стане, в Центральном и на Памире значительные площади покрыты снежниками и ледниками. По составу в пределах пояса выделяются воды: HCO_3—SO_4—Ca—Mg—Na и HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg, отличающиеся по соотношению натрия и магния и по типу. Первые характеризуются преобладанием магния над натрием, относятся к сульфатному типу и распространены среди осадочных отложений. Вторые являются карбонатными, магния в них меньше, чем натрия; в Северном и Центральном Таджикистане они связаны с интрузивными и эффузивными породами, В Южно-Памирском гидрогеологическом районе — с метаморфическими и интрузивными толщами.

Однозональный пояс $A_{0,5}$ занимает в Таджикистане огромные площади — почти всю территорию Центрального Таджикистана и более половины Памира, исключая их высокогорные области и низкие предгорья; сравнительно небольшие участки принадлежат этому поясу в Северном Таджикистане. По составу воды пояса аналогичны водам с минерализацией менее 0,1 *г/л*: они HCO_3—SO_4—Ca—Mg—Na или HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg. Последние характерны для Северного Таджикистана и Южно-Гиссарского гидрогеологического района. Воды преимущественно сульфатные. карбонатные известны в Северном Таджикистане, в Южно-Памирском и Южно-Гиссарском гидрогеологических районах, где они связаны главным образом с гранитоидами.

Однозональный пояс A_1 развит в бассейнах трещинных вод на небольших площадях. На Памире и в Центральном Таджикистане он тяготеет к крупным озерным котловинам (например, оз. Каракуль на Восточном Памире) и долинам некоторых рек (например, р. Зеравшан в Центральном Таджикистане), в Северном Таджикистане он занимает территорию низких предгорий Воды повсеместно сульфатные и имеют следующую формулу SO_4—HCO_3—Ca—Mg—Na, т. е. магний в них преобладает над натрием. Исключение составляют воды Северного Таджикистана (связанные с интрузивными и эффузивными породами), в которых натрия больше, чем магния

Однозональный пояс $Б_3$ известен только в Северном Таджикистане. Он протягивается очень узкой полосой вдоль подножия Кураминского и Моголтауского хребтов и из-за мелкого масштаба гидрохимической карты не получил на ней отражения Воды этого пояса приурочены к контактам вулканогенных палеозойских пород с осадочными отложениями мела и палеогена. По типу они сульфатные и имеют следующую формулу. SO_4—Cl—HCO_3—Ca—Na—Mg

Учитывая распространение по площади поясов, пользующихся наиболее широким развитием, бассейны трещинных вод Таджикистана можно, разделить на три группы (табл. 45). Из табл. 45 видно, что, характеризуясь неодинаковым положением в рельефе, воды отдельных бассейнов отличаются по величине минерализации: наиболее пресные типичны для высокогорных областей (Памир), наиболее минерализованные — для низкогорных (Северный Таджикистан), среднегорные (Центральный Таджикистан) занимают промежуточное положение. Состав вод зависит от величины минерализации: до 0,5 *г/л* воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, после 0,5 *г/л* — сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые. Соотношение между магнием и натрием и химический тип зависят от водовмещающих пород. Воды, в которых натрий преобладает над магнием, характерны для эффузивных и интрузивных образований; по типу они большей частью карбонатные. С осадочными отложениями связаны воды сульфатного типа, в которых магния больше, чем натрия.

В артезианских бассейнах пользуются распространением многозональные гидрохимические пояса, которые изучены недостаточно.

Таблица 45

Гидрохимическая характеристика бассейнов трещинных вод

Наименование бассейна	Преобладающие абс. отм., *м*	Водовмещающие породы	Однозональные пояса, пользующиеся наиболее широким развитием	Химический тип воды	Формула химического состава воды
Юго-Восточный (Памирский)	>4000	Осадочные, метаморфические, интрузивные (aCm, Pz, Mz)	$A_{0,1}$ $A_{0,5}$	Сульфатный, карбонатный	$HCO_3—SO_4—Ca—Mg—Na$ и $HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg$
Центрально-Таджикский	2000—4000	Осадочные, интрузивные (Pz)	$A_{0,5}$	То же	$HCO_3—SO_4—Ca—Mg—Na$ и $HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg$
Северо-Таджикский	<2000	Интрузивные, эффузивные (Pz)	$A_{0,5}$ $A_{1,0}$	„ „	$HCO_3—SO_4—Ca—Na—Mg$ $SO_4—HCO_3—Ca—Na—Mg$

В связи с этим в пределах Южно-Таджикского бассейна (имеющего сложное гидрогеологическое строение) условно выделен ряд однозональных поясов. Они приурочены к хребтам (разделяющим частные межгорные впадины Южно-Таджикской депрессии), где исследованы только воды верхней гидродинамической зоны. Установлены однозональные пояса А, $Б_3$, $Б_{10}$, $Б_{35}$.

Пояс А занимает сравнительно небольшие гипсометрически наиболее высоко приподнятые площади на севере, северо-востоке и востоке Южно-Таджикского артезианского бассейна. Минерализация вод изменяется от 0,1 до 1 *г/л*, в связи с чем по преобладающим ионам воды различны: до 0,5 *г/л* они преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные, а в интервале 0,5—1 *г/л* сульфатно-гидрокарбонатные. По преобладающим катионам и химическому типу они неодинаковы при одной и той же минерализации. В Гиссаро-Сурханском и Яхсуйском районах, где воды связаны главным образом с неогеновыми молассами, они по преобладающим катионам Mg—Ca—Na(Na—Ca) и относятся к сульфатному и карбонатному типам. В Кафирниган-Вахшском районе, где водовмещающими породами являются терригенные, карбонатные и хемогенные отложения мела и палеогена, воды относятся к сульфатному типу, а по преобладающим катионам они Ca—Mg—Na.

Однозональный пояс $Б_3$ занимает в Южно-Таджикском артезианском бассейне большие площади и лежит гипсометрически ниже пояса А. Воды приурочены к породам мела, палеогена, неогена и повсеместно принадлежат к сульфатному типу. По преобладающим компонентам они также сходны и имеют следующую формулу: $SO_4—Cl—HCO_3—Ca—Mg—Na$ (Na—Mg—Ca). Когда минерализация воды приближается к 3 *г/л*, натрий занимает первое место среди катионов.

Однозональный пояс $Б_{10}$ располагается гипсометрически ниже пояса $Б_3$, распространен на значительных площадях, охватывает невысокие хребты и находящиеся между ними небольшие межгорные впадины. Воды связаны с отложениями мела, палеогена и неогена. По типу они

сульфатные (сульфатного натриевого и хлоридного магниевого подтипов); по преобладающим компонентам SO_4—Cl—Na—Ca—Mg(Mg—Ca).

На самом низком гипсометрическом уровне в Южно-Таджикском артезианском бассейне формируется однозональный пояс $Б_{35}$. Этот пояс занимает небольшие участки и из-за мелкого масштаба гидрохимической карты не отражен на ней. Воды связаны с пролювиальными отложениями саев, дренирующих породы палеогена и неогена, относятся к сульфатному типу (его обоим подтипам) и имеют следующую формулу: Cl—SO_4—Na—Ca—Mg.

Таким образом, в верхней гидродинамической зоне артезианских бассейнов устанавливается зависимость размещения однозональных поясов от особенностей рельефа (как и в бассейнах трещинных вод): самые пресные воды располагаются на высоких гипсометрических отметках, наиболее минерализованные — на низких. Состав вод по преобладающим анионам зависит от минерализации: до 0,5 *г/л* воды HCO_3—SO_4, 0,5—1 *г/л* SO_4—HCO_3, 1—3 *г/л* SO_4—Cl—HCO_3, 3—10 *г/л* SO_4—Cl, 10—35 *г/л* Cl—SO_4. Преобладающие катионы изменяются также вслед за минерализацией: до 3 *г/л* первыми катионами являются Ca или Mg, после 3 *г/л*—Na. Соотношение между Ca и Mg в пресных и солоноватых водах зависит от водовмещающих пород: к неогеновым молассам Яхсуйского и Гиссаро-Сурханского районов приурочены преимущественно магниевые воды, к меловым, палеогеновым и неогеновым отложениям Кафирниган-Вахшского района — кальциевые. Химический тип вод меняется с увеличением минерализации: до 1 *г/л* воды относятся к сульфатному и карбонатному типам, до 3 *г/л* — к сульфатному натриевому подтипу сульфатного типа, после 3 *г/л* — к сульфатному натриевому и хлоридному магниевому подтипам сульфатного типа. Химический тип пресных вод зависит от водовмещающих пород: в неогеновых молассах Яхсуйского и Гиссаро-Сурханского районов они в основном карбонатные, в Кафирниган-Вахшском районе сульфатные.

Многозональные гидрохимические пояса установлены повсеместно в Ферганском артезианском бассейне и в мульдах бассейнов третьего порядка Южно-Таджикского бассейна. Поскольку палеозойский фундамент вскрыт скважинами лишь на некоторых участках, выделение гидрохимических поясов в значительной мере условно. В отдельных неизученных бассейнах третьего порядка пояса показаны предположительно.

Пояс АБ выделен в Фергане — в Нау-Костакозском, Лякат-Саватском и Исфара-Ляканском бассейнах третьего порядка. Воды зоны А мощностью не менее 200 *м* приурочены к пролювиально-аллювиальным четвертичным отложениям. Тип сульфатный (сульфатный натриевый подтип), состав: HCO_3—SO_4—(SO_4—HCO_3)—Ca—Mg—Na. Воды зоны Б связаны с верхнепалеогеновыми, неогеновыми и нижнечетвертичными терригенными отложениями, изучены до глубины около 1900 *м*, имеют пестрый состав и относятся к сульфатному типу (обоим его подтипам).

Только в Фергане известен пояс $АБВ_{350}$, распространенный на территории Камышкурганского и Самгарского артезианских бассейнов третьего порядка. Зоны А и Б этих бассейнов сходны с таковыми в вышеописанном поясе АБ. Подзона $В_{350}$ — очень крепких рассолов — приурочена к гипсово-соленосным отложениям верхнего палеогена — нижнего неогена, развитым только в пределах тектонической зоны Северной Ферганы (где располагаются Камышкурганский и Самгарский бассейны). Рассолы имеют минерализацию до 335 *г/л*, являются хло-

ридными натриевыми и относятся к сульфатному типу (сульфатному натриевому подтипу).

Пояс $АБВ_{270}В_{140}$ установлен в Ферганском и Южно-Таджикском артезианских бассейнах, в первом — в пределах Каракчикум-Канибадамского, во втором — Душанбинского бассейнов третьего порядка. Вплоть до палеозойского фундамента (на глубину более 3000 *м*) изучены гидрохимические разрезы краевых частей обеих структур вблизи их высокогорного обрамления (соответственно Туркестанского и Гиссарского хребтов). Выявилась значительная пестрота химического состава подземных вод, вследствие чего гидрохимические разрезы существенно изменяются на близком расстоянии друг от друга. Общим для всех разрезов является инверсия их — минерализация вод, достигнув максимума на той или иной глубине, с приближением к палеозойскому фундаменту уменьшается. В качестве наиболее типичных (нашедших отражение на гидрохимической карте) выбраны разрезы для Душанбинского бассейна — по структуре Шаамбары, для Каракчикум-Канибадамского — по ряду структур, расположенных на южной периферии бассейна (антиклинали Северный Сох, Янгиюль и Ханкыз). В обоих бассейнах присутствует мощная (200—400 *м*) зона пресных вод, связанных с четвертичными отложениями и принадлежащих к сульфатному типу (сульфатному натриевому подтипу). По преобладающим анионам воды главным образом гидрокарбонатно-сульфатные, иногда сульфатно-гидрокарбонатные, по катионам они преимущественно кальциево-магниевые в Душанбинском бассейне, кальциевые и магниево-кальциевые в Каракчикум-Канибадамском. Зона Б охватывает в обоих бассейнах верхненеогеновые отложения, в Душанбинском — еще и нижний неоген, верхний и средний палеоген. К этой зоне относятся пестрые по минерализации (0,4—31 *г/л*) и составу воды, главным образом сульфатного типа. Зона В в рассматриваемых бассейнах представлена двумя подзонами — $В_{140}$ и $В_{270}$, но сочетаются они по-разному: в Душанбинском (с учетом максимальных значений минерализации) подзона $В_{140}$ сначала сменяет воды зоны Б и вязана с сенон-палеоценовым водоносным комплексом (минерализация достигает 90 г/л), затем следует подзона $В_{270}$, охватывающая юрские, нижнемеловые и сеномантуронские отложения; в породах палеозойского фундамента вновь выделяется подзона $В_{140}$. В Каракчикум-Канибадамском бассейне воды зоны Б сменяются очень крепкими рассолами подзоны $В_{270}$, приуроченными к двум водоносным комплексам — верхнепалеогеновому — нижненеогеновому и верхнемеловому — палеогеновому. Ниже идут рассолы подзоны $В_{140}$, залегающие в юрских и нижнемеловых отложениях. В обоих бассейнах воды зоны В принадлежат к хлоридному типу и являются хлоридными (сульфатным) натриево-кальциевыми по составу.

Пояс $Д_{10}БВ_{270}$ установлен только в пределах Юго-Западного Таджикистана, на территории двух бассейнов третьего порядка — Вахшского и Кафирниганского. Бассейны занимают центральное положение в системе структур, образующих сложный Южно-Таджикский артезианский бассейн, и значительно удалены от его высокогорного обрамления (Гиссарского хребта и Дарваза). Палеозойский фундамент в обоих бассейнах бурением не достигнут. Во вскрытой части осадочного чехла до глубины около 2700 *м* установлен нормальный гидрохимический разрез. Воды зоны $Д_{10}$ приурочены к аллювиальным четвертичным отложениям долин рек Вахш и Кафирниган. Мощность этой зоны, по-видимому, более 400 *м*. Минерализация колеблется от менее 1 до 10 *г/л*, в отдельных случаях превышает 10 *г/л*. Тип вод сульфатный (сульфатный натриевый подтип), состав изменяется от HCO_3—SO_4—Ca—Mg—Na до SO_4—Cl—Na—Ca по мере роста минерализации. Зона Б в рассматриваемом поясе

выделена по предположению и связана с водами, приуроченными к отложениям среднего и верхнего палеогена — неогена и неогена. Конкретные сведения о водах этой зоны отсутствуют. Учитывая величину минерализации воды и литологический состав пород, можно считать, что тип воды сульфатный, состав смешанный по катионам. Зона В представлена двумя подзонами — $В_{70}$ и $В_{270}$. Первая охватывает толщу эоценовых отложений, вскрытых на глубине 460—2600 *м* (в различных частях бассейнов). Минерализация 19,4—64 *г/л*, тип вод преимущественно сульфатный (сульфатный натриевый подтип), состав хлоридный натриевый. Воды подзоны $В_{270}$ связаны с породами сенон-палеоценового и сеноман-туронского комплексов. Глубина их опробования колеблется от 280 до 2700 *м*. Они повсеместно относятся к хлоридному типу и являются хлоридными натриево-кальциевыми по составу. Минерализация их наиболее часто изменяется от 140 до 270 *г/л*, отдельными скважинами вскрываются воды с более высокой (до 325 *г/л*) и более низкой (до 92 *г/л*) минерализацией.

Гидрохимический пояс, аналогичный вышеописанному, выделен по предположению в пределах Яхсуйского артезианского бассейна второго порядка, занимающего восточную часть Южно-Таджикской депрессии. Основываясь на данных единичных скважин и учитывая особенности химического состава Пушионских родников (см. главу X), можно считать, что здесь должен иметь место, как и в Вахшском бассейне, нормальный гидрохимический разрез и в нижней части осадочного чехла должны присутствовать крепкие и сверхкрепкие рассолы хлоридного типа. Яхсуйский бассейн отличается от Вахшского тем, что в первом имеется мощная (не менее 200 *м*) зона А. Воды этой зоны приурочены к аллювиальным четвертичным отложениям, относятся к карбонатному и сульфатному типам и являются преимущественно гидрокарбонатными кальциево-магниевыми.

В Вахшском артезианском бассейне выделена в качестве самостоятельного гидрохимического пояса его северная краевая часть, территориально совпадающая с Яванской межгорной впадиной. Здесь развит пояс $Д_{10}БВ_{140}В_{70}$, установленный по данным бурения на структуре Джетымтау, образующей западный борт впадины. Обращает на себя внимание инверсия гидрохимического разреза — крепкие рассолы подзоны $В_{140}$, вскрытые на глубине 214—410 *м* в эоценовых отложениях, на глубине 550—580 *м* сменяются слабыми рассолами подзоны $В_{70}$, приуроченными к породам сенон-палеоценового водоносного комплекса.

Таким образом, в Ферганском и Южно-Таджикском артезианских бассейнах устанавливается весьма сложная картина в распределении гидрохимических поясов и зон. Наиболее типичным для обоих бассейнов, по-видимому, является следующее:

а) вблизи высокогорного обрамления бассейнов гидрохимические разрезы существенно изменяются на коротком расстоянии;

б) гидрохимические разрезы являются аномальными (инверсионными) на периферии бассейнов и приобретают нормальный облик в центральных частях;

в) рассолы с минерализацией более 35 *г/л* в обоих бассейнах принадлежат преимущественно к хлоридому типу и являются хлоридными натриево-кальциевыми.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОКОМПОНЕНТЫ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В настоящее время имеются многочисленные материалы по содержанию некоторых рудообразующих элементов в природных водах Таджикистана, которые собраны при поисково-съемочных работах, осуществленных Таджикским геологическим управлением. В данной главе обобщены эти материалы. Учтено около 3000 спектральных полуколичественных определений сухих остатков воды, в которых зафиксированы различные ассоциации 30 химических элементов (Fe, Mn, Ti, Ni, Cr, Co, Cu, Pb, Zn, Ag, Sb, Ba, Mo, Sn, Li, Sr и др.). За рабочую основу при систематизации материала взята схема гидрогеологического районирования рассматриваемой территории. Для интерпретации результатов гидрохимического опробования использован метод кларков, или средних региональных концентраций, предложенный Е. Е. Беляковой (1962 г.), и приняты во внимание рекомендации Л. В. Щербакова (1962), касающиеся определения натурального гидрогеохимического фона. Анализ распространения микроэлементов в водах фона проведен в двух аспектах: изучалось влияние водовмещающих пород на поведение микроэлементов и зависимость последних от особенностей рельефа и климата.

С целью выявления роли водовмещающих пород в распространении микроэлементов в водах фона для каждого элемента подсчитывались его средняя концентрация и встречаемость в водах родников, приуроченных непосредственно к коренным породам, одинаковым или близким по литологическому составу и возрасту. Сопоставление полученных величин для одноименных элементов, обнаруженных в водах отдельных районов Северо-Таджикского, Центрально-Таджикского и Юго-Западного регионов, показало, что численные значения концентрации и встречаемости большинства элементов весьма близки или претерпевают незначительные изменения в пределах одного порядка. Особенно наглядно это подтверждается на примере свинца, цинка, меди, серебра, никеля и молибдена (табл. 46). Вместе с тем для некоторых элементов наблюдаются существенные расхождения сравниваемых величин даже в водах одного и того же укрупненного водоносного комплекса. Например, на территории Северного Таджикистана по-разному ведут себя в водах фона лантан, ванадий и фосфор. Первый установлен лишь в связи с интрузивными породами карбона и перми, два других тяготеют к эффузивным и осадочно-эффузивным отложениям карбона. Стронций одинаково часто фиксируется в подземных водах обоих комплексов пород. Однако средняя концентрация его почти на порядок выше в водах вулканогенно-осадочных образований. Сурьма более распространена на площадях развития интрузивных массивов. Средняя концентрация ее здесь в 10 раз выше, чем в подземных водах эффузивных пород.

Заметно отличаются как по комплексу микроэлементов, так и по их распространению воды бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов. Для последних в целом типично преобладание хемогенных веществ и элементов, концентрирующихся в водах при увеличении минерализации и изменении их состава (Sr, Li, Mo). В то же время элементы рудообразующих минералов, за исключением свинца (повышенная концентрация и частая встречаемость которого в водах Южно-Таджикской депрессии обусловлены рассеянной свинцовой минерализацией в осадочных породах мела и неогена), пользуются ограниченным распространением. Некоторые из них (сурьма лантан) не зафиксированы на территории артезианских бассейнов ни в одном из водопроявлений.

Таким образом, установленный для каждого из рассматриваемых

Распределение микроэлементов в

Регионы	Вмещающие породы	Количество анализов	Cu	Pb	Zn	Mo
Северо-Таджикский	Вулканогенные и осадочно-вулканогенные отложения карбона	52	$\frac{9{,}1\cdot10^{-4}}{92{,}3}$	$\frac{2{,}5\cdot10^{-4}}{30{,}0}$	$\frac{2{,}5\cdot10^{-3}}{15{,}4}$	$\frac{6{,}0\cdot10^{-4}}{50{,}0}$
	Гранитоиды карбона и перми	32	$\frac{9{,}2\cdot10^{-4}}{91{,}2}$	$\frac{2{,}8\cdot10^{-4}}{34{,}4}$	$\frac{2{,}4\cdot10^{-3}}{31{,}2}$	$\frac{6{,}5\cdot10^{-4}}{53{,}1}$
Центрально-Таджикский	Гранитоиды верхнего карбона	85	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{3{,}7\cdot10^{-4}}{35{,}3}$	$\frac{2{,}0\cdot10^{-3}}{21{,}2}$	$\frac{3{,}1\cdot10^{-4}}{29{,}4}$
	Глинистые сланцы силура	38	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{2{,}0\cdot10^{-4}}{15{,}6}$	$\frac{2{,}1\cdot10^{-3}}{26{,}3}$	$\frac{4{,}7\cdot10^{-4}}{55{,}3}$
	Известняково-сланцевая толща среднего палеозоя	75	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{4{,}8\cdot10^{-4}}{42{,}9}$	$\frac{1{,}8\cdot10^{-3}}{17{,}1}$	$\frac{1{,}4\cdot10^{-4}}{10{,}0}$
	Песчаники нижнего мела	28	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{8{,}2\cdot10^{-4}}{85{,}7}$	—	$\frac{5{,}1\cdot10^{-4}}{57{,}2}$
	Известняки верхнего мела	54	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{5{,}1\cdot10^{-4}}{54{,}0}$	—	$\frac{3{,}2\cdot10^{-4}}{31{,}5}$
Юго-Западный (Южно-Таджикский артезианский бассейн)	Известняки палеогена	54	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{5{,}0\cdot10^{-4}}{54{,}0}$	—	$\frac{4{,}2\cdot10^{-4}}{41{,}0}$
	Песчаники неогена	40	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{3{,}0\cdot10^{-4}}{45{,}0}$	—	$\frac{6{,}3\cdot10^{-4}}{60{,}0}$
	Лёссы	31	$\frac{1{,}0\cdot10^{-3}}{100{,}0}$	$\frac{4{,}8\cdot10^{-4}}{58{,}0}$	$\frac{1{,}0\cdot10^{-4}}{3{,}2}$	$\frac{3{,}7\cdot10^{-4}}{35{,}5}$

* Цифра над чертой — средняя концентрация, под чертой — встречаемость в %.

элементов фон в пределах того или иного региона большей частью характеризуется величинами одного порядка, независимо от литологического состава и возраста водовмещающих пород. Средняя концентрация и встречаемость заметно отличаются лишь в случае, если сопоставлять породы резко различного генезиса, приуроченные к разным гидрогеологическим структурам.

Систематизация фактического материала с целью выявления особенностей распределения микроэлементов в водах в зависимости от рельефа и климата позволила установить ряд закономерностей, проявляющихся в вариации фоновых концентраций микроэлементов в водах различных гидрогеологических районов третьего порядка (см. схему гидрогеологического районирования Таджикистана). Подземные воды верхней гидродинамической зоны в пределах одного и того же района третьего порядка можно рассматривать как генетически однородную среду. Для этих вод характерны близкие фоновые величины минерализации, одинаковый химический состав (по преобладающим компонентам) и тип (по классификации Курнакова-Валяшко). Как было показано в предыдущих главах, районы третьего порядка, закономерно сменяя друг друга от вершины к подножию горного сооружения, отражают горизонтальную зональность подземных вод. Вслед за изменением ве-

Таблица 46

подземных водах Таджикистана *

Sr	Ti	Ag	Ni	La	V	P	Sb
$\frac{2,6\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{6,2\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{5,5\cdot10^{-4}}{58,0}$	$\frac{5,7\cdot10^{-4}}{60,0}$	—	$\frac{8,0\cdot10^{-4}}{23,1}$	$\frac{6,0\cdot10^{-2}}{17,3}$	$\frac{2,6\cdot10^{-4}}{4,0}$
$\frac{2,0\cdot10^{-2}}{100,0}$	$\frac{5,8\cdot10^{-3}}{97,0}$	$\frac{5,0\cdot10^{-4}}{53,1}$	$\frac{9,4\cdot10^{-4}}{84,4}$	$\frac{3,0\cdot10^{-4}}{3,1}$	—	—	$\frac{2,4\cdot10^{-3}}{37,5}$
$\frac{1,7\cdot10^{-2}}{98,8}$	$\frac{1,6\cdot10^{-2}}{100,0}$	$\frac{5,4\cdot10^{-4}}{55,3}$	$\frac{4,5\cdot10^{-4}}{56,5}$	$\frac{3,5\cdot10^{-3}}{36,5}$	$\frac{1,4\cdot10^{-4}}{13,0}$	—	$\frac{5,5\cdot10^{-3}}{47,1}$
$\frac{2,9\cdot10^{-2}}{100,0}$	$\frac{4,7\cdot10^{-3}}{94,5}$	$\frac{6,6\cdot10^{-4}}{66,7}$	$\frac{3,4\cdot10^{-4}}{44,4}$	$\frac{1,1\cdot10^{-3}}{10,5}$	—	—	$\frac{2,7\cdot10^{-3}}{42,1}$
$\frac{2,1\cdot10^{-2}}{92,9}$	$\frac{7,5\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{6,9\cdot10^{-4}}{57,1}$	$\frac{6,9\cdot10^{-4}}{42,9}$	$\frac{3,5\cdot10^{-4}}{4,3}$	$\frac{1,2\cdot10^{-5}}{1,4}$	—	$\frac{3,0\cdot10^{-3}}{37,1}$
$\frac{1,7\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{3,8\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{9,2\cdot10^{-4}}{89,2}$	$\frac{2,8\cdot10^{-4}}{28,5}$	—	—	—	—
$\frac{1,6\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{3,5\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{8,3\cdot10^{-4}}{81,5}$	$\frac{2,0\cdot10^{-4}}{24,1}$	—	—	—	—
$\frac{1,9\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{2,3\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{6,3\cdot10^{-4}}{72,2}$	$\frac{1,7\cdot10^{-4}}{22,2}$	—	—	—	—
$\frac{1,3\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{1,6\cdot10^{-3}}{100,0}$	$\frac{7,6\cdot10^{-4}}{85,0}$	$\frac{1,6\cdot10^{-4}}{17,5}$	—	$\frac{1,6\cdot10^{-4}}{20,0}$	—	—
$\frac{1,1\cdot10^{-1}}{100,0}$	$\frac{5,8\cdot10^{-3}}{90,0}$	$\frac{7,3\cdot10^{-4}}{77,4}$	$\frac{2,3\cdot10^{-4}}{22,6}$	—	$\frac{1,0\cdot10^{-4}}{6,4}$	—	—

личины минерализации и химического типа вод перераспределяются и микроэлементы. Одни из них с понижением рельефа и в направлении от более увлажненных климатических зон к менее увлажненным накапливаются в водах, другие, наоборот, убывают или рассеиваются. Эти тенденции проявляются даже в пределах развития одних и тех же литологических разностей пород. К числу накапливающихся элементов относятся молибден (рис. 57), стронций, литий, лантан, ванадий и, по-видимому, фосфор, т. е. главным образом сильные катионы и элементы, образующие комплексные анионы с кислородом. Убывающими в водах почти всех регионов являются большинство элементов рудообразующих минералов (свинец, цинк, сурьма, серебро, хром, никель, барий и др.). Не выявлено четких региональных закономерностей в распределении титана, марганца и кобальта. Остается неясным поведение редко встречающихся элементов: вольфрама, германия, иттрия, иттербия, золота и кадмия.

Следует отметить, что в водах некоторых районов Памира и Центрального Таджикистана ряд элементов из числа накапливающихся (Mo, Li, Be, La, V, Zr в Северо-Памирсокм районе: Mo, La, Zr — в Туркестанском; Li, V, Zr — в Зеравшано-Гиссарском) нарушает установленные для них закономерности. В пределах указанных районов с уве-

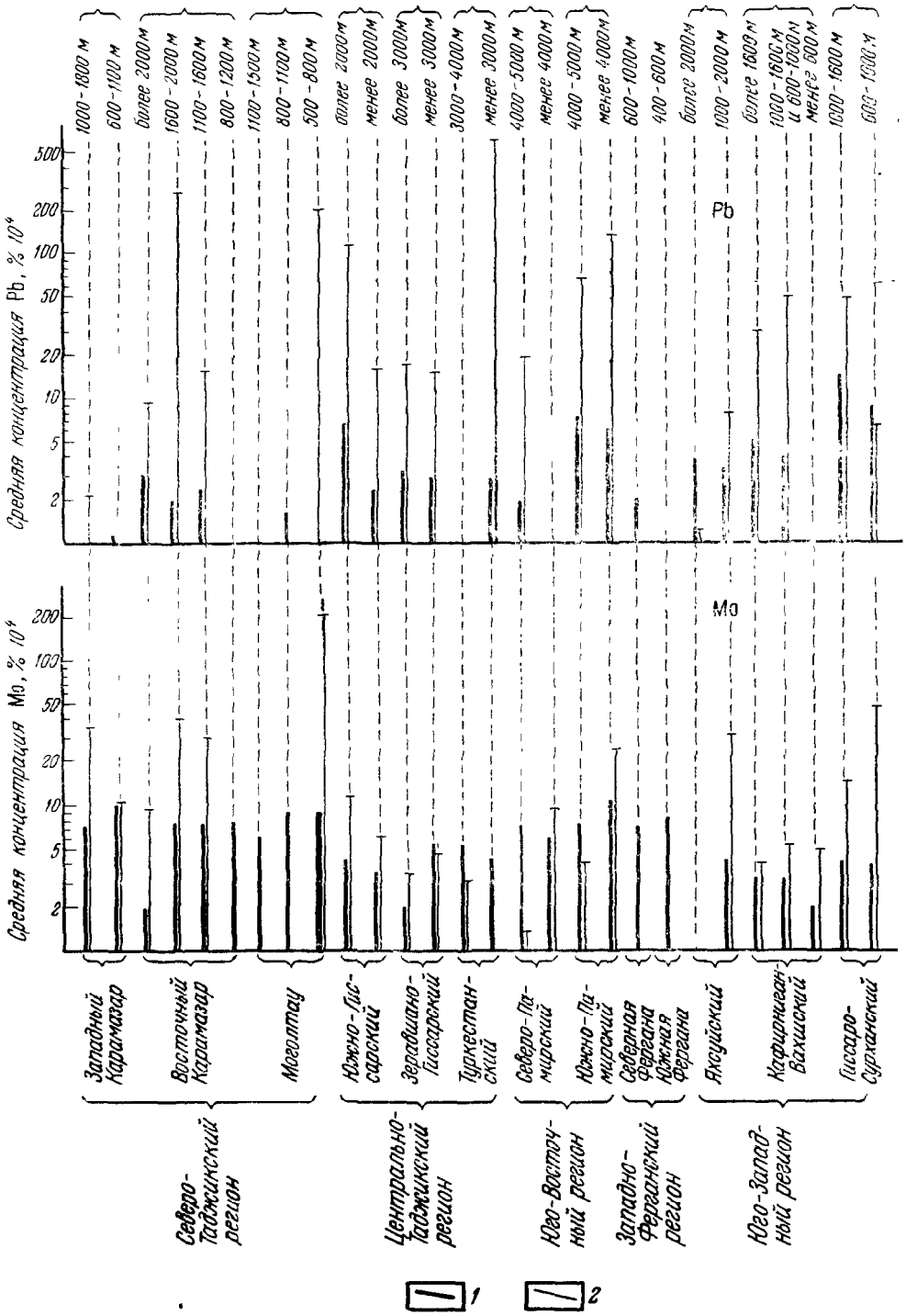


Рис. 57. Изменение средних концентраций свинца и молибдена в подземных водах на различных гипсометрических уровнях

1 — средняя фоновая концентрация; *2* — средняя аномальная концентрация

личением высоты (начиная с 3000 *м*) количество атмосферных осадков уменьшается, а подземные воды присутствуют в породах преимущественно в твердой фазе. Установлено, что в этих условиях более высокий фон дебитов водопунктов характерен для площадей, занимающих самое низкое положение в рельефе. В связи с большей обводненностью этих площадей вместо накопления микроэлементов в водах происходит их «разубоживание».

Весьма сложными климатическими и гидрогеологическими условиями отличается Южно-Таджикская депрессия, особенно ее центральная часть — Кафирниган-Вахшский район. По схеме климатического районирования территория района лежит в пределах зон умеренного, недостаточного, скудного и ничтожного увлажнения, сменяющих друг друга с северо-востока на юго-запад. В этом же направлении изменяются основные гидрогеологические параметры: уменьшается количество естественных водопроявлений и дебитов родников, увеличивается минерализация воды, ее температура и т. д. Минерализация вод верхней зоны варьирует здесь в широких пределах (от $<0{,}3$ до 10 *г/л* и более). Наряду с пресными водами выщелачивания широко развиты воды континентального соленакопления. В этих условиях со снижением абсолютных отметок местности и сменой климатических зон относительные концентрации почти всех микроэлементов неуклонно уменьшаются. Исключение представляет литий, средняя относительная концентрация которого увеличивается до определенных значений минерализации — примерно до 3 *г/л*. В то же время абсолютные содержания ряда элементов (Sr, Li, Mo, Mn, Ti) увеличиваются одновременно с возрастанием общей суммы растворенных минеральных веществ.

В некоторых регионах большая часть пунктов гидрохимического опробования приурочена к подземным водам рудных месторождений и пород с заведомо «обогащенной минерализацией». Как правило, в этих водах устанавливаются высокие концентрации отдельных микроэлементов или их ассоциаций. Гидрохимические аномалии имеют преимущественно локальное размещение, зависят почти исключительно от металлогенических особенностей исследуемой территории и не подчиняются региональным закономерностям. Отдельные аномалии характеризуются присутствием таких элементов, как W, Ge, Cd, Y, не обнаруженных в водах фона.

Наиболее распространенным типом рудной минерализации пород в пределах Таджикистана является молибдено-полиметаллический (Кураминская, Южно-Гиссарская, Аличурская металлогенические зоны, выделенные Е. Д. Карповой, 1960). Широко развита редкометальная минерализация, представленная чаще всего оловянно-вольфрамовыми и мышьяково-вольфрамовыми рудными комплексами (Каратау-Туркестанская, Зеравшано-Гиссарская, Гиссарская и Аличурская металлогенические зоны). На Памире и в Центральном Таджикистане известны редкометальные пегматиты. В целом металлогения рассматриваемой территории является довольно сложной. Нередко различные типы оруденений территориально совпадают. Так, некоторые из перечисленных зон с месторождениями полиметаллов, в частности Южно-Гиссарская и Аличурская, накладываются на одноименные зоны с редкометальным оруденением. Особенности металлогении сказываются и на характере гидрогеохимических ассоциаций элементов, обнаруживаемых в водах аномалий. Типичными микрокомпонентами большинства гидрогеохимических аномалий являются свинец, цинк, медь, молибден, серебро, барий, никель, хром, галлий, марганец, титан. Довольно четко проявляется в водах характерная для определенных областей сурьмяная минерализация (Зе-

равшано-Гиссарская сурьмяно-ртутная зона, а также выделенная предположительно Северо-Памирская зона того же типа).

Представители гидрогеохимической ассоциации элементов редкометальных руд и пегматитов (Sn, La и др.) чаще всего устанавливаются в водах Памира и Центрального Таджикистана. В пределах Северного Таджикистана (Западно-Карамазарский и Моголтауский районы) наряду с прочими микрокомпонентами в гидрогеохимических аномалиях отмечена не свойственная для других регионов Таджикистана ассоциация элементов, представленная молибденом, ванадием и фосфором. Названные элементы весьма широко распространены в водопроявлениях фона.

Контрастность гидрогеохимических аномалий отдельных микроэлементов относительно их местного фона различна. Коэффициент аномальности (по А. А. Саукову) чаще всего изменяется в пределах одного-двух математических порядков. Наиболее контрастными являются аномалии свинца, цинка, меди, галлия, серебра, хрома, молибдена, олова и циркония. Полиметаллы (Pb, Zn, Cu, Ga) и дают гидрохимические аномалии высокой контрастности в Восточно-Карамазарском, Южно-Гиссарском, Северо-Памирском районах. Ряд гидрогеохимических аномалий свинца, цинка, меди и галлия, обусловленных, по всей вероятности, рассеянной сульфидной минерализацией в осадочных породах мела и неогена, установлены в северо-северо-западных частях Южно-Таджикской депрессии.

Серебро дает контрастные аномалии лишь в водах Памира. Приурочены они к Аличурской металлогенической зоне, где совпадают с аномалиями свинца, цинка, меди и галлия, и к бассейну оз. Рангкуль, в периферийных частях которого известны многочисленные проявления медно-свинцовой минерализации, особенно на северо-западной окраине Наряду с аномалиями серебра и меди здесь отмечены самые высокие в масштабе всего Таджикистана концентрация и встречаемость хрома Аномалии олова и циркония характеризуются высокой контрастностью в Восточно-Карамазарском, Зеравшано-Гиссарском и Южно-Памирском районах Наиболее контрастные относительно местного фона гидрогеохимические аномалии молибдена приурочены к Северо-Таджикскому региону; кроме того, они выделяются еще в отдельных районах третьего порядка Яхсуйского и Гиссаро-Сурханского районов Южно-Таджикской депрессии. В целом контрастность аномалий молибдена низка; средняя аномальная концентрация последнего в большинстве районов лишь в полтора-три раза превышает значения местного гидрогеохимического фона. Средние аномальные и средние фоновые концентрации остальных элементов (титана, марганца, стронция, никеля, сурьмы, бария), как правило, отличаются незначительно.

Сравнение имеющихся по Таджикистану данных о микроэлементном составе вод с результатами гидрохимических исследований по другим регионам Советского Союза подтверждает отмеченную многими авторами широкую распространенность и миграционную активность марганца, меди, молибдена, серебра, никеля, стронция; редкую встречаемость и слабую подвижность олова, циркония, вольфрама, германия, галлия, кобальта, кадмия и редкоземельных элементов Прочие (из рассмотренных) элементы характеризуются неравномерным распределением в водах Таджикистана, а их миграционная способность оказывается выше, чем принято считать. Так, в отдельных районах воды верхней зоны заметно обогащены сурьмой, ванадием, фосфором и лантаном, хотя обычно этим элементам в водной миграции отводится весьма незначительная роль.

В результате анализа поведения микроэлементов в водах фона и их распространенности в гидрогеохимических аномалиях, с учетом связи последних с месторождениями и проявлениями рудных полезных ископаемых установлены наиболее важные гидрогеохимические поисковые признаки. К ним прежде всего относятся определенные ассоциации элементов и их повышенная концентрация в водах. Самыми надежными поисковыми показателями являются ассоциации свинца, цинка, меди, молибдена (молибденово-полиметаллический тип оруденения), сурьмы (сурьмяно-ртутный и полиметаллический тип), олова, (редкометальная минерализация пород). Помимо практического использования элементов-индикаторов в целях поисков рудных месторождений полезных ископаемых, они дают возможность делать выводы о металлогенических особенностях исследуемой территории. Гидрогеохимический метод поисков применим на всей территории Таджикистана, но наибольшего эффекта следует ожидать в высокогорных и среднегорных ландшафтах Северного и Центрального Таджикистана, а также в ряде районов Западного, Юго-Западного и Центрального Памира. Для перечисленных территорий характерны сравнительно высокое среднегодовое количество осадков, сильно расчлененный рельеф, широкое развитие гидросети и источников пресных вод. Все эти факторы способствуют быстрому водообмену и интенсивному развитию процессов окисления. Благодаря значительной агрессивности маломинерализованных вод образующиеся продукты окисления легко в них растворяются и выносятся из верхних горизонтов коры выветривания, создавая водные ореолы рассеяния.

РАСТВОРЕННЫЕ, СПОНТАННЫЕ ГАЗЫ И МИКРООРГАНИЗМЫ

При составлении этого раздела использовано около 500 анализов, характеризующих растворенные и спонтанные газы подземных вод Таджикистана и около 200 микробиологических анализов.

С учетом особенностей состава растворенных и спонтанных газов * в *бассейнах трещинных вод* выделяются три группы вод: с газами азотно-кислородно-углекислыми, углекислыми и азотными.

Воды азотно-кислородно-углекислого состава пользуются наибольшим распространением и характеризуют верхнюю гидродинамическую зону. Известно, что газы подземных вод верхней зоны представляют собой главным образом растворенный воздух атмосферы и повторяют в различных соотношениях его состав (азот, кислород, аргон, углекислота, гелий и другие газы). Расчет процентного состава атмосферного воздуха, способного раствориться в воде при различных величинах атмосферного давления и температур, показывает, что тенденция в изменении содержания каждого компонента воздушной смеси выражается в увеличении количества азота по мере снижения абсолютных отметок (и увеличения температур воды) и уменьшения в том же направлении количества кислорода (рис. 58). Концентрации аргона и углекислого газа остаются практически постоянными во всех интервалах высот.

Помимо воздуха атмосферы, большая роль в формировании газового состава вод верхней зоны принадлежит почвенному воздуху. Из всего многообразия биохимических процессов, происходящих в почве, главным является обогащение почвенного воздуха углекислым газом за счет уменьшения количества кислорода. Обеднение почвенного воз-

* Для систематизации газов использована классификация Н. А. Еременко и С. П. Максимова.

духа кислородом и непрерывное увеличение количества углекислоты могло бы вызвать большое скопление углекислоты в почве. Однако средний состав почвенного воздуха остается постоянным, что обусловлено аэрацией почвы. Газообмен между атмосферой и почвенным воздухом вызывается рядом факторов; одним из главнейших является диффузия газов. По данным В. А. Соколова (1966), содержание углекислоты в почвенном воздухе в среднем составляет 0,2—0,5%. Пересчет

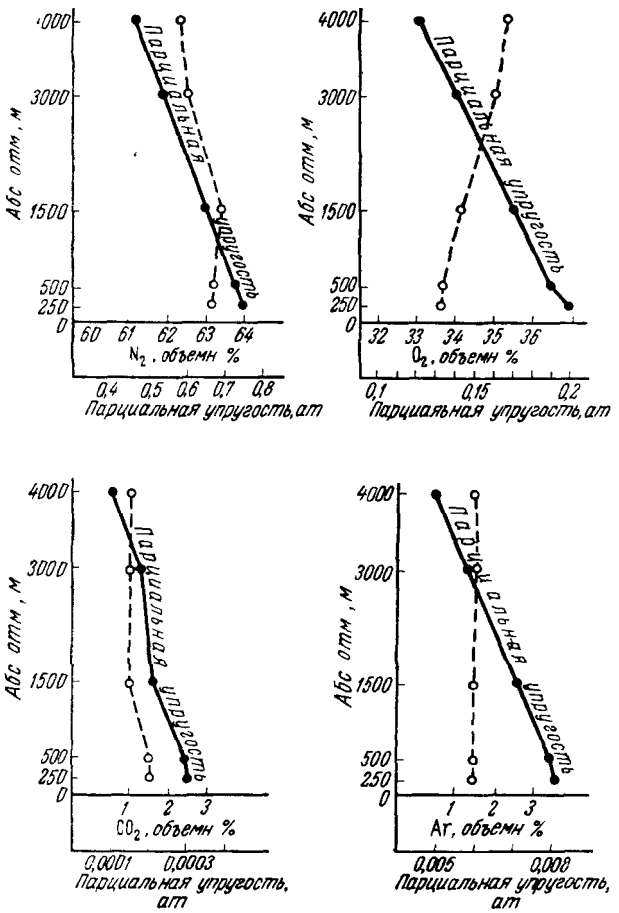


Рис. 58. Зависимость содержания компонентов воздуха, способных раствориться в воде на различной высоте (расчетные величины)

состава почвенного воздуха, способного раствориться в воде, показывает, что количество углекислоты должно составлять около 20 об.%.

Растворенные и спонтанные газы подземных вод верхней гидродинамической зоны во всех регионах Таджикистана в основном отвечают составу растворенного атмосферного воздуха. Однако по сравнению с расчетными количествами отдельных компонентов последнего (см. рис. 58) в них отмечается дефицит кислорода, повышенное содержание углекислого газа и азота. Показатели, характеризующие газы подземных вод верхней гидродинамической зоны, циркулирующих выше среза местной гидрографической сети, по всем водоносным комплексам закономерно изменяются в зависимости от гипсометрии. На примере Северного Таджикистана видно, что при снижении абсолютных отметок выходов воды (с ростом ее минерализации и температур) в растворенном газе уменьшается содержание кислорода и углекислого газа, увеличивается количество азота, падает общая газонасыщенность и возрастает

величина $\frac{He+Ne}{Ar}$ (рис. 59, 60). Эта закономерность установлена и путем вычисления средних взвешенных содержаний главных компонентов газового состава подземных вод по всем регионам Таджикистана в различных интервалах высот (рис. 61). Из рис. 61 следует, что на фоне одинакового изменения главных компонентов газа со снижением абсолютных отметок рельефа выделяются три группы районов, характеризующихся различным процентным содержанием отдельных компонентов газа: высокогорные районы с абсолютными отметками около 4000 *м* и более (Памир), среднегорные районы с абсолютными отметками от 2000 до 4000 *м* (главным образом Центральный Таджикистан), низкогорные районы с отметками менее 2000 *м* (Северный Таджикистан). По имеющимся данным в каждом из этих районов неодинакова и микробиологическая заселенность подземных вод.

В высокогорных районах (они рассматриваются на примере Восточного Памира, наиболее хорошо изученного) содержание кислорода (в среднем 14—18%) и углекислого газа (7—8%) в растворенном газе является минимальным, а доля участия азота (74—76%) — наибольшей по сравнению с Центральным и Северным Таджикистаном. Сопоставление содержания отдельных газов с расчетными величинами показывает, что на Памире наблюдается значительный дефицит кислорода в газовой смеси, поскольку количество его примерно вдвое ниже расчетного, дефицит углекислоты, так как ее почти в три раза меньше, чем может раствориться из почвенного воздуха, и некоторый избыток азота. Содержание аргона (1,3—1,5%) и гелий-аргоновый коэффициент (0,0005—0,001) близки к расчетным. Изучавшиеся группы микроорганизмов в подземных водах Памира не обнаружены, за исключением бактерий, развивающихся на мясо-пептонном бульоне (МПБ). Почти полная стерильность вод, по-видимому, связана с температурными особенностями, поскольку на Восточном Памире среднегодовая температура воздуха составляет минус 1—4° С; в осенне-зимний период температура опускается до минус 20—30° С. В целом подземные воды высокогорных районов можно оценить как слабоагрессивные (в связи с дефицитом углекислоты и кислорода), характеризующиеся отсутствием или незначительным развитием микробиологических процессов.

В среднегорных районах в подземных водах верхней зоны содержатся повышенные (по сравнению с высокогорными районами), но все же более низкие, чем расчетные, количества кислорода (в среднем 20—26%), углекислоты (10—12%) и пониженные азота (64—68%). Гелий-аргоновый коэффициент, равный 0,005—0,004, близок к расчетному, содержание аргона (около 1%) несколько ниже расчетного. Микробиологическая заселенность подземных вод сравнительно высокая — обнаружены микроорганизмы, развивающиеся на МПБ, денитрификаторы и нитрификаторы, показавшие хороший рост. Указанные свойства подземных вод среднегорных районов дают основание оценить их как биологически активные, обладающие повышенной агрессивностью.

В низкогорных районах уменьшается количество кислорода в растворенных газах подземных вод (в среднем до 18—19%) и углекислого газа (до 7—9), а содержание азота возрастает (до 72—75%). Количество аргона (1,3—1,5%) и гелий-аргоновый коэффициент (0,006—0,004) близки к расчетным. По сравнению с высокогорными и среднегорными низкогорные районы отличаются наиболее интенсивным развитием микроорганизмов. Практически во всех анализировавшихся пробах были обнаружены денитрифицирующие микроорганизмы, бактерии, развивающиеся на белковых средах (МПБ), в некоторых пробах — азотфиксаторы, нитрификаторы и десульфатизаторы. В связи с этим подзем-

ные воды низкогорных районов можно оценить как характеризующиеся большой активностью микробиологических процессов, но слабоагрессивные из-за низкого содержания кислорода и углекислоты.

Подземные воды углекислого состава известны в Центральном Таджикистане и на Памире. Они относятся к трещинно-жильным и свя-

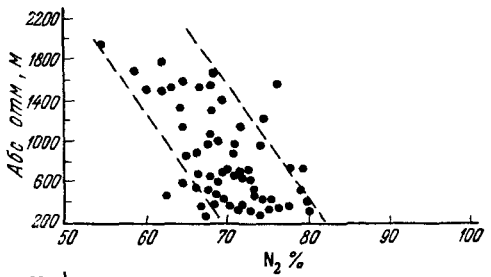
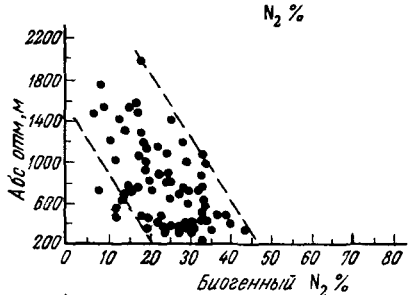
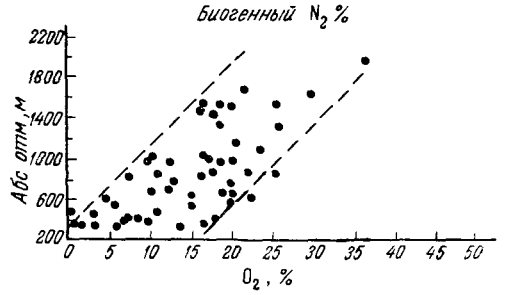


Рис. 59. Зависимость содержания компонентов растворенного в воде газа от гипсометрического положения водопункта





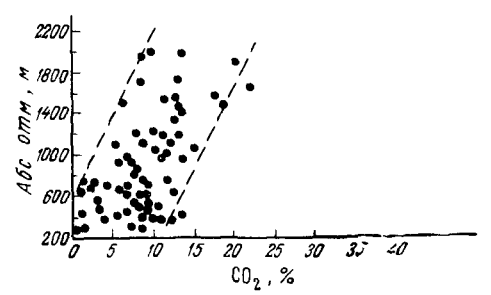
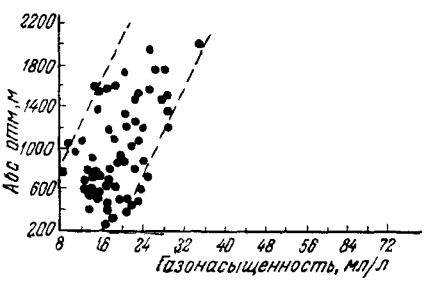
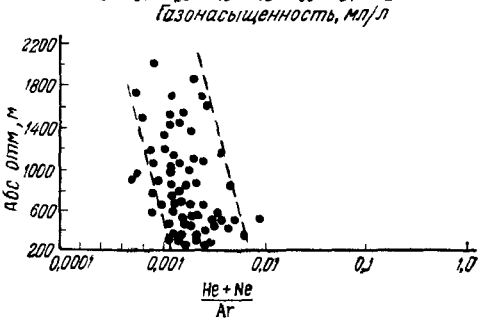


Рис. 60. Зависимость основных параметров газового состава от гипсометрического положения водопункта





заны с зонами разломов. Воды холодные, теплые, горячие и очень горячие. Газы находятся в растворенном и спонтанном состоянии. В спонтанном газе резко преобладает углекислота, содержание которой достигает 97—99%, аргона 0,026—0,085%, гелий-аргоновый коэффициент изменяется от 0,034 до 0,845; отмечено, что наиболее высокие значения его характерны для источников, связанных непосредственно с трещинами в коренных породах. Микроорганизмы в углекислых водах не обнаружены. Исключение составляют бактерии, развивающиеся на МПБ, и десульфатизирующие микроорганизмы. Последние очень хорошо ра-

стут в воде ряда источников Памира (Джартыгумбез, Даршай, Ширгин и пр.); в них же присутствуют следы сероводорода и установлено пониженное содержание сульфатов.

Подземные воды азотного состава, как и углекислые, известны в Центральном Таджикистане и на Памире. Они являются трещинно-жильными и связаны с зонами разломов глубокого заложения. Воды горячие и очень горячие. Газы находятся в растворенном и спонтанном состоянии. Спонтанные газы почти целиком азотные, содержание азота составляет 91—100%, аргона 1,3—1,5% (в воздухе 0,93%), гелий-аргоновый коэффициент равен 0,02—0,3. Микроорганизмы (за исключе-

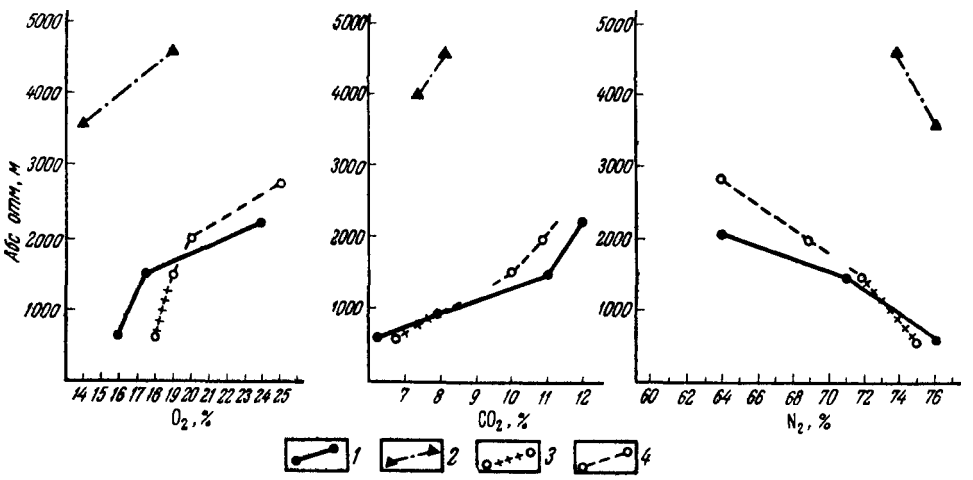


Рис 61. Зависимость средневзвешенных содержаний компонентов растворенных газов подземных вод от гипсометрического положения водопункта

Регионы: *1* — Юго-Западный, *2* — Юго-Восточный, *3* — Северный, *4* — Центральный

нием бактерий, развивающихся на МПБ, но слабо растущих) в азотных термах отсутствуют. Только в источниках, характеризующихся самыми низкими температурами, очень хорошо растут денитрифицирующие бактерии. Интересно, что воды большинства азотных терм имеют запах сероводорода, но ни в одном источнике не найдены десульфатизирующие микроогранизмы.

Учитывая особенности состава растворенных и спонтанных газов, в *артезианских бассейнах* Таджикистана можно выделить четыре группы вод: с газами азотно-кислородно-углекислыми (по растворенному газу), азотно-кислородными (по свободному газу), азотными (по свободному и растворенному газу), метаново-азотными и метановыми (по свободному газу).

Воды азотно-кислородно-углекислого состава распространены в верхней гидродинамической зоне Ферганского и Южно-Таджикского бассейнов. В наиболее изученном Южно-Таджикском бассейне установлена зависимость содержания главных компонентов газа от гипсометрического положения водопункта. Средневзвешенные количества каждого компонента газа, изменение которых отражает эту закономерность, приведены на рис. 61. Так, на абсолютных отметках, превышающих 1500—1600 *м*, растворенные газы подземных вод характеризуются повышенным содержанием кислорода (17—25%) и углекислого газа (11—12%) и соответственно пониженным азота (64—71%). Микроорганизмы на этих высотах распространены слабо, за исключением бактерий, развивающихся на белковых средах (МПБ). На абсолютных от-

метках менее 1500 *м* в растворенном газе уменьшается содержание кислорода (15—17%) и углекислоты (6—10%), а количество азота возрастает (71—76%). Микроорганизмы отличаются большой активностью—найдены все изучавшиеся группы бактерий, причем многие из них хорошо и очень хорошо растут. Содержание аргона в газах на всех высотах примерно одинаковое (1,3—1,5%), также сходен и гелий-аргоновый коэффициент, в подавляющем большинстве случаев составляющий 0,0006—0,0025.

Воды азотно-кислородного состава известны в обоих артезианских бассейнах, приурочены к отложениям периферических частей конусов выноса рек и крупных саев, обладают напором. При разгрузке этих вод вследствие выравнивания гидростатического давления с атмосферным выделяется спонтанный газ, в составе которого присутствуют азот (80—88%), кислород (10—18%) и следы углекислоты. Содержание аргона составляет 0,87—0,95%, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,001—0,003. Упругость газов достигает 3,5—4 *ат*, величина газонасыщенности превышает 50 *мл/л*.

Воды азотного состава пользуются локальным развитием в Южно-Таджикском артезианском бассейне. Среди них отмечены две подгруппы: воды с бескислородными растворенными газами, почти целиком состоящими из азота, и воды с бескислородными спонтанными газами, также целиком азотными; в последних в растворенном состоянии присутствуют углекислый газ и сероводород.

Воды первой подгруппы по ряду показателей (минерализации, химическому типу и составу, температурным условиям и пр.) не отличаются от подземных вод верхней гидродинамической зоны. Неодинаковы они только по составу растворенных газов: кислород в них отсутствует или его очень мало, аргона 1,7—1,9%, гелий-аргоновый коэффициент равен 0,001—0,03. Указанные свойства позволяют относить воды первой подгруппы также к верхней гидродинамической зоне, но к ее нижнему этажу, располагающемуся ниже местного и выше регионального базиса эрозии. Разгружаются такие воды обычно в зонах развития экранирующих разломов, залегают они на глубинах, не превышающих 150—200 *м* от местного вреза гидрографической сети.

Воды второй подгруппы представлены минеральными (сероводородными) источниками, известными в северной части Южно-Таджикского артезианского бассейна. В растворенных газах этих вод кислород отсутствует, а суммарное содержание углекислого газа и сероводорода нередко достигает 57%. Количество аргона понижено (по сравнению с расчетным — воздушным) и составляет 0,6—1%; гелий-аргоновый коэффициент равен 0,001—0,08. Поскольку от подземных вод верхней гидродинамической зоны воды минеральных источников отличаются не только по газовому составу, но и по комплексу других показателей (имеют повышенную минерализацию, температуру, дебиты и пр.), они, по-видимому, формируются в результате смешения вод глубоких и вод верхней гидродинамической зоны.

Воды метаново-азотного (азотно-метанового) и метанового состава характерны для глубоких частей Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов; наиболее хорошо изучены они в последнем.

В Душанбинском бассейне третьего поряда установлено (рис. 62), что вниз по вертикали разреза пород резко уменьшается содержание азота в спонтанных и свободных газах и увеличивается количество метана; верхи разреза отличаются высокими содержаниями (до 22%) сероводорода и углекислоты в спонтанных газах. Количество аргона составляет 0,012—0,861%, гелий-аргоновый коэффициент изменяется от

0,027 до 6,1. Интересно, что самые высокие значения этого коэффициента отмечены в газах структуры Андыген, где продуктивные пласты имеют наименьшую глубину залегания, а самые низкие — в газах структуры Шаамбары, где эти же пласты погружены наиболее глубоко.

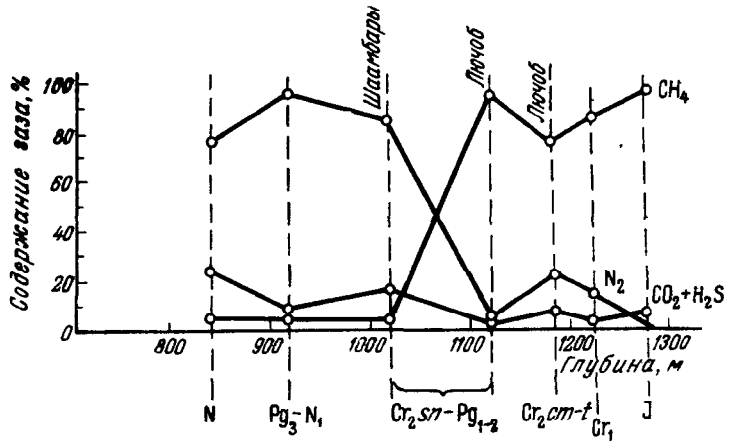


Рис. 62. Изменение газового состава подземных вод Душанбинского артезианского бассейна с глубиной

В Вахшском артезианском бассейне третьего порядка по вертикали разреза пород состав спонтанных газов изменяется мало (рис. 63). Они являются метаново-азотными с количеством азота 37—41% (исключая «попутные» свободные газы нефтяных месторождений бассейна, принадлежащие целиком к метановым). Содержание кислых компонен-

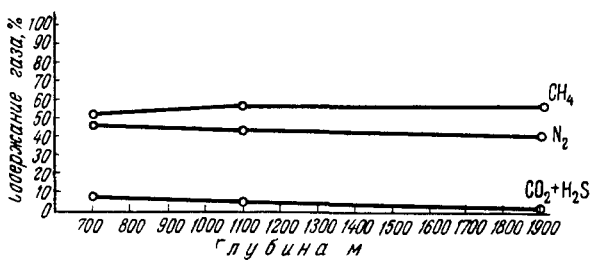


Рис. 63. Изменение газового состава подземных вод Вахшского артезианского бассейна (за исключением газонефтеносных горизонтов) с глубиной

тов (углекислоты и сероводорода) не превышает 8,2% в верхних пластах и уменьшается вниз по разрезу до 1,2%. Количество аргона составляет 0,03—0,045%, гелий-аргоновый коэффициент колеблется от 1,1 до 2,96.

В табл. 47 и 48 сведены данные, характеризующие в целом спонтанные и растворенные газы подземных вод Таджикистана. Они позволяют сделать следующие выводы:

1. Азотно-кислородно-углекислые газы подземных вод верхней гидродинамической зоны повсеместно характеризуются одинаковым содержанием аргона, отвечающим расчетному, и иизким, сходным во всех регионах, гелий-аргоновым коэффициентом. Последний несколько повышается в водах, циркулирующих ниже местных, но выше регионального базиса эрозии, и при подмешивании к водам верхней гидродинамической зоны глубоких вод. Количество аргона в первом случае оказы-

Таблица 47

Характеристика спонтанных газов различного состава

Состав газа	Регионы		Ar, %	$\frac{He+Ne}{Ar}$
Метаново-азотный и метановый (CH_4 до 90%, N_2 до 50%)	Юго-Западный	Вахшский артезианский бассейн	0,03—0,045	1,1—2,96
		Душанбинский артезианский бассейн	0,012—0,861	0,027—6,1
Углекислый (CO_2 до 99%)	Памир и Центральный Таджикистан		0,026—0,085	0,034—0,845
Азотный (N_2 до 100%)	Памир и Центральный Таджикистан		1,3—1,5	0,02—0,3
Азотно-кислородный (N_2 до 88%, O_2 до 18%)	Юго-Западный и Западно-Ферганский		0,87—0,95	0,001—0,003

Таблица 48

Характеристика растворенных газов различного состава

Состав газа	Регионы		Ar, %	$\frac{He+Ne}{Ar}$
Азотно-кислородно-углекислый	Северо-Таджикский		1,3—1,5	0,0006—0,004
	Центрально-Таджикский		Около 1,0	0,0005—0,004
	Юго-Восточный		1,3—1,5	0,0005—0,001
	Западно-Ферганский		1,3—1,5	
	Юго-Западный		1,3—1,5	0,0006—0,0025
Азотный	Юго-Западный	Бескислородные газы	1,7—1,9	0,001—0,03
		Бескислородные сероводородные газы	0,6—1,0	0,001—0,08

вается повышенным по сравнению с расчетным, в связи с тем, что газовая смесь, теряя кислород, относительно обогащается аргоном; во втором оно понижено, так как происходит «разбавление» аргона газами биохимического происхождения (сероводородом и углекислотой).

2. В нижней гидродинамической зоне бассейнов трещинных вод формируются воды углекислого и азотного состава, отличающиеся повышенным гелий-аргоновым коэффициентом по сравнению с водами верхней зоны. Количество аргона в спонтанных газах этих вод или намного ниже расчетного (углекислые воды, в которых происходит «разбавление» аргона), или несколько выше расчетного (азотные воды, относительно обогащенные аргоном за счет потери кислорода).

3. В нижней гидродинамической зоне артезианских бассейнов формируются воды метаново-азотного и метанового состава, имеющие самый высокий гелий-аргоновый коэффициент. Содержание аргона в них гораздо ниже расчетного (в связи с «разбавлением» газами биохимического происхождения) и лишь только в Душанбинском бассейне в отдельных случаях приближается к расчетному.

Глава XII

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИИ

В истории формирования подземных вод Таджикистана можно выделить два периода — геосинклинальный и постгеосинклинальный.

Геосинклинальный период — домезозойский в Тянь-Шане и Северном Памире и доверхнепалеогеновый в Центральном и Южном Памире — характеризовался накоплением морских седиментационных вод в геосинклиналях, общие площади которых закономерно сокращались за счет разрастания геоантиклиналей. Седиментационные воды, как сингенетичные осадкам, так и образовавшиеся на различных стадиях диагенеза, участвовали вместе с захоронающими их толщами пород в процессах тектогенеза. Они претерпели значительные изменения при отжимании из уплотняющихся и метаморфизующихся горных пород под воздействием ювенильных компонентов, а также инфильтрационных вод, поступавших из областей питания. В результате формировались подземные воды, состав которых отвечал различным стадиям смешения седиментационных, инфильтрационных и ювенильных вод.

Со времени завершающего этапа геосинклинального развития — герцинского для Тянь-Шаня и Северного Памира и альпийского для Центрального и Южного Памира — начался процесс формирования трещинных и трещинно-жильных вод инфильтрационного происхождения, заключенных в зонах экзогенной и эндогенной трещиноватости пород. Одновременно, по-видимому, продолжались процессы дальнейшего преобразования захороненных седиментационных вод.

В постгеосинклинальный период (платформенный и новейший орогенический) гидрогеологическое развитие протекало в различных частях территории по-разному. В течение мезозоя и кайнозоя можно выделить до четырех гидрогеологических циклов, что связано с неодинаковой подвижностью отдельных районов.

Первый гидрогеологический цикл, состоящий лишь из инфильтрационного этапа, в районах Центрального Таджикистана и Южно-Таджикской депрессии охватил отрезок времени от триаса до поздней юры, а в Северном Таджикистане (включая Фергану) он продолжался до позднего мела. И хотя в альбе морские воды вторгались на юго-восточную периферию Ферганской впадины, кратковременность и территориальная ограниченность этого внедрения в целом не нарушали единства данного цикла. В это время на снивелированной поверхности палеозойской суши в аллювиальных отложениях речных долин формировались пресные подземные воды, богатые кислородом; в пониженных участках рельефа в терригенных отложениях заболоченных лагун и озер с обильными органическими остатками в условиях гумидного климата шло образование пресных подземных вод гидрокарбонатного натриевого и кальциевого состава, обедненных кислородом.

Второй гидрогеологический цикл на юге Тянь-Шаня охватил отрезок времени от начала поздней юры до неокома. Седиментационный этап в районах Центрального Таджикистана и Южно-Таджикской депрессии начался морской трансгрессией, захватившей бо́льшую часть снивелированной поверхности суши. В прибрежной полосе шло накопление грубообломочных терригенных осадков, а в некотором отдалении от нее отлагались глинистые илы и карбонатные осадки, которые с расширением трансгрессии в поздней юре занимали все более обширные площади. По мере увеличения мощности карбонатной толщи, по-видимому, происходил процесс отжимания седиментационных вод как обратно в морской бассейн, так и в нижележащие континентальные отложения нижней и средней юры, где они вытесняли пресные воды. В пределах Северного Таджикистана в это время существовали внутриконтинентальные водоемы с пресной водой, минерализация которой, очевидно, в поздней юре в условиях аридного климата постепенно увеличивалась; здесь шло формирование инфильтрационных вод (продолжение первого гидрогеологического цикла). В конце поздней юры в результате начавшейся регрессии моря в районе Южно-Таджикской депрессии образовался замкнутый водоем (лагуна), в котором в условиях аридного климата концентрация солей в воде повысилась до 420—450 *г/л*, что привело к выпадению из раствора каменной и других солей; накопившиеся мощные толщи хемогенных осадков полностью изолировали от дневной поверхности нижележащие водоносные комплексы юры. В неокоме на всей территории господствовали инфильтрационные условия формирования подземных вод. В обширных и многочисленных континентальных водоемах формировались грунтовые воды пестрой минерализации — от пресных до соляных. В отдельных замкнутых бассейнах минерализация вод повышалась до 100—150 *г/л*, что приводило к осаждению доломитов и гипсов и к образованию рассольных грунтовых вод. В южных районах инфильтрационные воды почти не оказывали влияния на глубокие воды юры, изолированные верхнеюрским соляно-гипсовым водоупором, и лишь в пределах немногочисленных выходов верхнеюрских известняков или активные процессы карстообразования.

Третий гидрогеологический цикл начинается с нижнемеловой (аптской) трансгрессии, знаменовавшей начало седиментационного этапа этого цикла. Тектонические движения положительного знака в конце раннемелового времени разобщили морской бассейн на ряд обособленных участков, минерализация воды в которых (в условиях жаркого климата) заметно повышалась. Таким образом, если в начале морской трансгрессии захоронялись воды нормальной солености, то затем соленость воды периодически превышала 100—150 *г/л* и более. В позднем мелу трансгрессия интенсивно расширяется, достигает своего максимального развития в сеноне и захватывает целиком всю рассматриваемую территорию. С этого времени и в пределах Северного Таджикистана и Ферганы начинается седиментационный этап формирования подземных вод, относящийся здесь ко второму гидрогеологическому циклу. В осадочных толщах верхнего мела захоронялись воды нормальной, местами повышенной и высокой солености. В связи с тем, что в конце позднего мела восходящие тектонические движения обусловили выход из-под уровня моря некоторых участков в Южно-Таджикской и Ферганской депрессиях, участки эти стали зонами инфильтрации атмосферных осадков; здесь началось замещение седиментационных вод инфильтрационными. Однако из-за кратковременности континентального перерыва и локальности его замещение, по-видимому, было частичным и захватило лишь самую верхнюю часть вернемеловых отложений. Датский век ознаменовался повсеместно наступлением инфильтра-

ционного этапа. В мелководных замкнутых бассейнах, оставшихся на месте отступившего моря, соленость воды временами повышалась до 100—150 *г/л* и более, что приводило к осаждению карбонатно-гипсовых толщ и формированию соляных грунтовых вод.

Четвертый гидрогеологический цикл (в северных районах он является третьим) начинается мощной морской трансгрессией палеогенового времени, захватившей всю территорию. Седиментационный этап этого цикла продолжался до олигоцена. Как и в позднемеловое время, в осадочных толщах палеогена захоронялись воды с различной соленостью — от нормальной до весьма высокой. В олигоцене, когда общий подъем привел к отступанию моря, в Южно-Таджикской и Ферганской впадинах сохранились крупные остаточные бассейны, воды которых быстро опреснялись за счет интенсивного поверхностного стока с окружающих гор С конца позднего палеогена на всей территории, окончательно выведенной из-под уровня моря, господствует инфильтрационный этап формирования подземных вод.

В целом особенности гидрогеологических условий рассматриваемой территории, формировавшиеся на протяжении геосинклинального, платформенного и орогенического периодов ее развития, могут быть *кратко сформулированы следующим образом:*

1. В породах дочетвертичного возраста, участвующих в строении бассейнов трещинных вод, по-видимому, сохранились захороненные в виде поровых растворов и других форм скопления метаморфизованных подземных вод седиментационного, древнего инфильтрационного и смешанного генезиса; однако они не динамичны или очень мало динамичны и совершенно не изучены. Повсеместным распространением пользуются гравитационные воды инфильтрационного генезиса, связанные с экзогенной и эндогенной трещиноватостью пород, формирование которых (и пополнение запасов) происходит непрерывно и в наши дни.

2. В межгорных артезианских бассейнах в осадочном их чехле подземные воды по своему генезису являются сложными — седиментационными, инфильтрационными и смешанными; распределение их в разрезе пород и по площади определяется новейшей историей развития бассейнов.

СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В бассейнах трещинных вод на современном этапе развития формируются воды преимущественно инфильтрационного генезиса (трещинно-грунтовые и пластово-поровые четвертичных отложений). Гидрогеологические процессы протекают при активном воздействии на подземные воды вмещающих пород, климатических факторов, растворенных в воде газов и микроорганизмов. Сложные системы равновесий компонентов порода — вода — газ — живое вещество, подвижных, легко нарушаемых в зоне свободного водообмена, имеют свои специфические особенности в различных условиях рельефа и климата.

В условиях высокогорного рельефа формирование химического состава подземных вод инфильтрационного генезиса происходит в породах, самых разнообразных по литологии и возрасту. Общим для всех пород является промытость их (в зоне активной трещиноватости) от легководорастворимых солей, в связи с чем количество солей в водных вытяжках обычно не превышает 0,1% в осадочных образованиях и 0,05% в интрузивных. По составу соли преимущественно гидрокарбонатные, кальциевые, натриевые (и магниевые).

При выщелачивании инфильтрационными водами осадочных отложений главными являются процессы растворения карбонатных минералов (цемента пород, пластов и пропластков известняков, доломитов, мергелей и пр.). Интенсивность этих процессов зависит от содержания углекислоты в растворенных газах подземных (а также метеориых и почвеиных) вод, определяющей карбонатное равновесие в водах. Из имеющихся данных следует, что карбонатное равновесие устанавливается при низком количестве углекислоты, в среднем не превышающем 7—8% (в растворенном газе подземных вод), что объясняется, по-видимому, дефицитом углекислоты в почвенном воздухе. В свою очередь дефицит CO_2 связан, очевидно, со стерильностью (почти полной) воздушной и водной сред высокогорных районов от микроорганизмов. В результате слабой агрессивности вод процессы растворения карбонатных минералов приводят к формированию вод гидрокарбонатного кальциевого состава весьма невысокой минерализации (до 0,5, нередко 0,1 *г/л*), самой низкой среди подземных вод осадочной толщи горных районов. Принадлежность этих вод к сульфатному типу (сульфатному натриевому подтипу) объясняется окислением минералов сульфидной группы (с образованием гипса), рассеянных в осадочных породах, и последующей десорбцией натрия из поглощающего комплекса пород под воздействием кальция.

В толще метаморфических и изверженных пород преимущественно кислого состава в высокогорных районах образуются еще менее минерализованные воды (обычно до 0,1 *г/л*). Химический состав их (помимо растворения карбонатов) обязан процессам гидролитического разложения алюмосиликатов — полевошпатовых минералов, которые под влиянием CO_2 и воды переводят в раствор гидрокарбонаты кальция, натрия и магния. Так как интенсивность этих процессов из-за низкого содержания углекислоты в растворенных газах сравнительно невелика, то формируются очень пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые подземные воды содового типа.

В условиях климатической зоны ничтожного увлажнения (широко развитой на Восточном Памире), в пределах нижнего яруса рельефа, большую роль играют процессы испарительной концентрации, приводящие к образованию солончаков преимущественно сульфатных натриевых в области распространения осадочных отложений и гидрокарбонатных натриевых в районах, сложенных интрузивными и метаморфическими породами. Поскольку солончаки относятся к тем же химическим типам, что и питающие их подземные и поверхностные воды, процессы испарительной концентрации, очевидно, не сопровождаются метаморфизацией химического состава вод. Причиной этого могут быть слабое развитие микроорганизмов и ничтожно малые скорости горизонтального перемещения вод на участках развития солончаков.

Ресурсы подземных вод в высокогорных районах распределяются в соответствии с их климатическими особенностями. В условиях холодных пустынь и полупустынь Восточного Памира, где годовая сумма осадков не превышает 70 *мм* в год, испаряемость достигает больших величин и широким распространением пользуются многолетнемерзлые породы, ресурсы подземных вод формируются почти исключительно за счет поверхностных вод. Сосредоточиваются они преимущественно в аллювиальных и озерных отложениях речных долин и озерных котловин и связаны со сквозными и несквозными таликами. Для высокогорных районов Западного Памира характерны сравнительно обильные потоки трещинных и трещинно-жильных вод, питающихся преимущественно атмосферными осадками (годовая сумма которых достигает в среднем 500—600 *мм*), а также за счет таяния снега и льда.

Среднегорный рельеф развит на огромных площадях в Центральном и небольших в Северном Таджикистане и на Западном Памире. Осадочные и магматические толщи в зоне активной трещиноватости хорошо промыты (как и в высокогорных районах). Вследствие этого главными при формировании химического состава вод и здесь являются процессы растворения карбонатных минералов, гидролиз алюмосиликатов и окисление сульфидов. Однако указанные процессы протекают в условиях среднегорного рельефа несколько по-иному. Растворенные газы подземных вод содержат самые высокие среди горных районов количества углекислоты (достигающей 10—12%), благодаря чему карбонатное равновесие устанавливается при более высоких содержаниях гидрокарбонатов кальция, натрия и магния. Воды приобретают повышенную минерализацию (0,3—0,5, иногда до 1 *г/л*). Растет роль сульфат-иона, который нередко присутствует в равных количествах с гидрокарбонатным или даже занимает первое место. Поскольку сульфатные соли в породах не обнаружены (или их содержится очень мало), сульфат-ионы в водах, по-видимому, образуются при окислении сульфидных минералов, рассеянных в осадочных и магматических породах. В связи со сравнительно высоким содержанием растворенного кислорода в подземных водах и активностью микробиологических процессов, характерных в условиях среднегорного рельефа, окисление сульфидов должно достигать здесь значительных масштабов.

Ресурсы подземных вод в среднегорных районах приурочены как к зоне активной трещиноватости дочетвертичных пород, так и к аллювиально-пролювиальным отложениям рек и крупных саев. Здесь формируются и разгружаются на поверхность самые обильные для горных территорий потоки трещинно-грунтовых, трещинно-жильных и порово-пластовых вод, питающиеся атмосферными осадками (годовое количество которых достигает 1000 *мм* и более) и поверхностными водами.

В условиях низкогорного рельефа с его полупустынным климатом формирование химического состава подземных вод связано с выщелачиванием пород и процессами испарительной концентрации. Осадочные толщи несколько хуже промыты, чем в районах с высокогорным и среднегорным рельефом. При взаимодействии порода — вода основное значение обычно (наряду с карбонатами) принадлежит гипсу. В соответствии с его растворимостью формируются воды повышенной минерализации (до 1, иногда до 3 *г/л*), сульфатного типа, сульфатные кальциево-натриевые (натрий переходит в раствор при десорбции из поглощающего комплекса осадочных пород под воздействием кальция).

Сульфатные воды повышенной минерализации характерны для районов с низкогорным рельефом и для магматических пород. Они широко распространены в предгорьях Кураминского хребта (Северо-Таджикский регион) в водоносном комплексе интрузивных и эффузивных образований и обязаны процессам окисления сульфидных минералов. В связи с высокой биохимической активностью подземных вод эти процессы приобретают очень важное значение и протекают весьма интенсивно, поскольку за счет биохимических реакций повышается содержание кислорода в растворенных газах, а сами бактерии стимулируют окисление. Как известно, выделяющаяся при окислении серная кислота активизирует реакции гидролиза алюмосиликатов, в результате чего в раствор переходят сульфаты кальция и натрия. Испарительная концентрация в районах с низкогорным рельефом имеет локальное значение и приводит к увеличению минерализации вод на от-

дельных участках (до 3—5 *г/л*), при неизменном химическом типе вод и составе.

Ресурсы подземных вод приурочены к аллювиально-пролювиальным отложениям рек и крупных саев. В долинах формируются сравнительно обильные потоки грунтовых вод, питающиеся преимущественно поверхностными водами, так как количество атмосферных осадков в низкогорных районах очень мало и обычно не превышает 150—200 *мм*.

Таким образом, в бассейнах трещинных вод в породах различного литологического состава и возраста в верхней гидродинамической зоне распространены подземные воды, формирование которых строго подчиняется закону горизонтальной зональности. Она (зональность) проявляется в отдельных бассейнах и хорошо видна при их совместном рассмотрении, поскольку бассейны занимают различное гипсометрическое положение. В каждой из зон формируются подземные воды выщелачивания, характеризующиеся особым поведением компонентов системы порода—вода—газ—живое вещество, в результате чего воды имеют специфический облик в каждой зоне.

Особыми являются условия формирования химического состава и ресурсов трещинно-жильных минеральных вод Центрального Таджикистана и Памира. Среди них установлены два типа: углекислые (термальные и холодные) и азотные (термальные).

Углекислые воды приурочены к различным породам — магматическим, метаморфическим и осадочным. Низкое содержание аргона в спонтанных газах углекислых вод, указывающее на «разбавление» аргона, пропорциональное упругости углекислоты, свидетельствует о глубинном происхождении последней. По-видимому, ее образование следует связывать с термометаморфическим изменением пород под воздействием высоких температур и давлений. Насыщение углекислотой подземных вод (инфильтрационных) происходит на различной глубине, зависящей от глубины проникновения расширенной трещиноватости пород зон разломов.

Холодные углекислые воды неглубокой циркуляции, как правило, связаны с второстепенными, мелкими разломами. От вод верхней гидродинамической зоны они отличаются лишь повышенной минерализацией, а в Центральном Таджикистане еще и сравнительно высоким содержанием хлора. Минерализация возрастает в связи с большой агрессивностью углекислых вод, способных перевести и удержать в растворе дополнительные количества карбонатов кальция и магния. Большие содержания хлора можно объяснить повышенной засоленностью осадочных пород в зонах дробления некоторых разломов. По данным Е. В. Часовниковой, это явление имеет место в омоложенных (или молодых) разломах, что фиксируется значительной сейсмичностью в районе таких структур.

Теплые и горячие углекислые воды (известные только на Памире) связаны с крупными разломами глубокого заложения. Температурные особенности этих вод позволяют предполагать большую глубину их циркуляции (около 1000 *м*). Несмотря на то, что они приурочены и к осадочным, и к метаморфическим породам, химический состав их примерно одинаков: они содового типа гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В качестве возможной намечается следующая схема их формирования. Агрессивные углекислые воды выщелачивают карбонаты из осадочных и метаморфических пород. В условиях высоких температур и давлений в присутствии углекислоты активизируются процессы катионного обмена. О такой активизации свидетельствуют экспериментальные данные Ю. А. Будзинского (1967), полученные при угле-

кислом выщелачивании пород в автоклаве под давлением 35—60 *ат* и температуре до 230° С. Эти процессы идут в сторону десорбции натрия и адсорбции кальция в связи с большей энергией поглощения последнего; натрий переходит в раствор. Как указывает Ю. А. Будзинский, вместе с увеличением содержания щелочей в углекислых вытяжках возрастает количество хлора, который (помимо водорастворимых соединений, характерных для осадочных отложений), по-видимому, присутствует в виде примесей в составе некоторых минералов магматических пород. В результате образуются соляно-щелочные углекислые термы повышенной минерализации. На Памире они бедны йодом и бромом, что говорит об отсутствии в них ювенильных галогенов.

Азотные термы связаны с интрузивным комплексом пород и циркулируют на больших глубинах (более 1000 *м*) в зонах крупных разломов глубокого заложения. Повышенное содержание аргона в спонтанных газах азотных терм (по сравнению с воздухом) свидетельствует о воздушном происхождении газов. Инфильтрационные воды, насыщенные атмосферным воздухом, проникают по разломам в глубь земной коры. Кислород воздуха при этом затрачивается на окислительные процессы, а газовая смесь относительно обогащается аргоном. При окислении сульфидов различных металлов образуются сульфаты и серная кислота. Воздействием последней на сульфиды можно объяснить постоянное присутствие сероводорода в азотных термах. Таким образом, сероводород имеет не биогенное, а химическое происхождение, что подтверждается отсутствием сульфатредуцирующих микроорганизмов в термах. Под влиянием кислых (сернокислых) горячих вод происходит гидролитическое разложение алюмосиликатов, в результате чего воды приобретают сульфатный натриевый состав (натрий высвобождается при гидролизе) и обогащаются кремнекислотой.

Изложенная схема дает возможность наметить пути формирования азотных терм Памира, являющихся сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми. Формирование термальных азотных вод (ходжаобигармских, обигармских и яврозских) Центрального Таджикистана она не объясняет. Ходжаобигармские и обигармские термы отличаются от памирских несколько более высокой минерализацией и ролью хлора, занимающего среди анионов второе место. Поскольку при этом хлор-бромный и хлор-йодный коэффициенты достигают огромных величин, галогены, по-видимому, не являются ювенильными по происхождению. Йод и бром выщелачиваются из пород, хлор, очевидно, поступает в раствор за счет процессов разложения (при высоких температурах и давлении) минералов, содержащих в виде примесей соединения хлора. Яврозские термы характеризуются наиболее высокой минерализацией и низкой величиной хлор-бромного коэффициента; по типу они хлоридные, по преобладающим компонентам хлоридные кальциево-натриевые. Эти термальные воды связаны с зоной Вахшского глубинного разлома, по которому изверженные породы Гиссарского батолита контактируют с осадочными толщами, участвующими в строении Южно-Таджикского артезианского бассейна. Можно предположить, что в образовании термальных вод принимают участие воды седиментационного генезиса осадочных отложений бассейна; однако механизм их проникновения в изверженные породы пока неясен.

Ресурсы термальных азотных и углекислых трещинно-жильных вод Центрального Таджикистана и Памира, имеющих бальнеологическое значение, по-видимому, велики. Они приурочены главным образом к высокогорным и среднегорным районам, где питаются обильными атмосферными осадками, а интенсивная трещиноватость пород в зонах разломов обеспечивает необходимые емкости для скопления вод.

В артезианских бассейнах Таджикистана изучены условия формирования главным образом подземных вод верхней гидродинамической зоны.

В верхней зоне циркулируют воды инфильтрационного генезиса, относящиеся к типу вод выщелачивания; большое значение имеют процессы испарительной концентрации. Неодинаковые литологический состав водовмещающих пород и степень их промытости (зависящая от особенностей рельефа и положения в той или иной климатической зоне) обусловливают различие свойств вод выщелачивания. Наиболее наглядно это можно показать на примере Южно-Таджикской депрессии.

В окраинных частях депрессии, характеризующихся абсолютными отметками более 1500—1600 *м* в климатических зонах недостаточного и умеренного увлажнения, в породах неогенового возраста (молассы) главными при формировании химического состава вод являются процессы растворения карбонатов. Среди них, по-видимому, распространены доломиты (в гальке конгломератов неогеновых моласс) и другие магниевые минералы, поскольку магнию в водах (и водных вытяжках из пород) нередко принадлежит первое место. Из-за повышенных содержаний углекислоты в растворенном газе (10—12%) карбонатное равновесие устанавливается при сравнительно высоких количествах карбонатов; благодаря этому минерализация подземных вод достигает 0,5 *г/л*. По химическому типу воды преимущественно карбонатные, что свидетельствует об отсутствии гипса в водовмещающих породах неогена, вследствие чего гидрокарбонаты натрия, образующиеся при катионном обмене, могут сохраняться в растворе. В отложениях мезозоя и палеогена, в которых важную роль играет рассеянный гипс, воды приобретают несколько более высокую минерализацию (до 1 *г/л*), сульфатный тип (сульфатно-натриевый подтип) и сульфат-ион в них обычно занимает первое место.

В центральных частях Южно-Таджикской депрессии, имеющих абсолютные отметки менее 1500 *м* и располагающихся в климатических зонах скудного и ничтожного увлажнения, основная роль в гидрогеологических процессах принадлежит выщелачиванию легководорастворимых солей (гипса, хлоридов натрия и пр.). Эти соли установлены в зоне выветривания пород методом водных вытяжек по всему разрезу мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений. Количество солей закономерно увеличивается при переходе от верхних ступеней рельефа к нижним, от климатических зон большего увлажнения к меньшему. В связи с этим растет минерализация подземных вод и сульфатно-хлоридные кальциевые воды сменяются сульфатно-хлоридными натриевыми, затем хлоридно-сульфатными натриевыми и, наконец, хлоридными натриевыми. По типу воды относятся к сульфатным (сульфатно-натриевому подтипу), а на участках, где распространены наименее промытые породы,— к хлоридным магниевым. На самых низких гипсометрических отметках (обычно менее 600 *м*) большое значение приобретают процессы испарительной концентрации. Они обусловливают формирование рассольных грунтовых вод преимущественно хлоридного натриевого состава и хлоридно-сульфатных солончаков. Микробиологическая деятельность, несмотря на широкое распространение микроорганизмов, в преобразовании химического состава вод существенной роли не играет и сказывается лишь локально. Например, за счет сульфатредуцирующих бактерий в водопунктах с малыми дебитами формируются воды с пониженным количеством сульфатов, содержащие сероводород в растворенном газе, и т. д.

Ресурсы подземных вод верхней гидродинамической зоны артезианских бассейнов сосредоточены преимущественно в аллювиально-про-

лювиальных отложениях речных долин и конусов выноса рек и саев, дренирующих горные сооружения. В долинах и конусах выноса формируются мощные потоки пресных и солоноватых подземных вод, питание которых осуществляется главным образом поверхностными водами.

Особенности динамики пластовых вод в нижней гидродинамической зоне артезианских бассейнов Таджикистана не всегда увязываются с классическими представлениями о том, что области питания вод располагаются в горном обрамлении бассейнов. Оба бассейна — Ферганский и Южно-Таджикский — по классификации А. А. Карцева (1963 г.) могут быть отнесены к седиментационному типу. К их глубоко погруженным частям приурочены воды седиментационного генезиса, находящиеся под огромным геостатическим давлением.

Замкнутость Ферганской впадины обусловливает почти полную изоляцию водоносных комплексов палеогена, мела и юры Ферганского артезианского бассейна от прилегающего к нему Приташкентского бассейна. Поднятия, возникшие в конце верхнего мела по периферии впадины, окончательно оформились примерно с конца палеогена, когда началась резкая дифференциация Ферганы на частные впадины и поднятия. В результате колоссального увеличения геостатического давления горных пород в частных впадинах (заполнявшихся мощными толщами моласс) из мезозойско-палеогеновых отложений стали выжиматься седиментационные воды, двигавшиеся в периферические районы впадин. Со стороны поднятий, ставших зонами инфильтрации атмосферных осадков, возник встречный поток инфильтрационных вод. В приадырной полосе, тектонически ослабленной многочисленными региональными и локальными разломами, создались участки пониженного давления. Здесь встречаются оба потока — седиментационных и инфильтрационных вод, формируются смешанные воды и происходит разгрузка вод как открытая в виде источников, так и внутриформационная в вышележащие или смежные пласты (Султанходжаев, 1966). Смешение седиментационных и инфильтрационных вод привело к закономерному изменению химического состава пластовых вод мезозойско-палеогеновой толщи от периферии к центру бассейна: слабоминерализованные воды карбонатного и сульфатного типов в этом направлении сменяются хлоридными кальциевыми рассолами.

Палеогеографическая обстановка верхнемелового—палеогенового времени определила, по-видимому, резкое различие в величине минерализации и химическом составе подземных вод Западной (где воды являются солоноватыми) и Центральной Ферганы (где развиты рассолы). Западная Фергана в это время являлась прибрежной частью морского бассейна, о чем свидетельствует широкое развитие грубообломочного материала в разрезе меловых и палеогеновых отложений. Реки, очевидно, сильно опресняли морской бассейн, имевший солоноватую воду. В центральных районах Ферганы море было с нормальной, а в отдельные этапы с повышенной соленостью.

С палеогеографическими условиями и различной динамикой вод связаны особенности гидрохимических разрезов Южной Ферганы. Установленный здесь аномальный гидрохимический разрез — наличие в юрском-нижнемеловом водоносном комплексе менее минерализованных рассолов, а в верхнемеловом—палеогеновом комплексе крепких рассолов — объясняется следующими причинами: а) к верхнему комплексу приурочены рассольные седиментационные воды, концентрация которых отвечала стадии осаждения гипса, поскольку гипс является характерной составной частью разреза верхнего мела и палеогена; в юрских и нижнемеловых отложениях в седиментационный этап развития первого гидрогеологического цикла были захоронены солонова-

тые и соляные воды; б) в современный этап развития воды юрских и нижнемеловых пород отличаются, по-видимому, большей динамичностью, так как в областях инфильтрации они обнажаются на более высоких гипсометрических отметках по сравнению с породами верхнего мела и палеогена.

В отношении Южно-Таджикского артезианского бассейна можно говорить о неполной его замкнутости, так как южнее юго-западных отрогов Гиссарского хребта, вероятно, существует (хотя и несколько затрудненная) гидравлическая связь водоносных комплексов Южно-Таджикского и Амударьинского артезианских бассейнов. Названный район отличается низкими абсолютными отметками выходов мела и палеогена, прорезанных долиной р. Амударьи, здесь же выявлена открытая разгрузка подземных вод палеогенового и мелового водоносных комплексов.

Особенности динамики и химического состава глубоких пластовых вод Южно-Таджикского артезианского бассейна изучены недостаточно Поэтому проблема формирования глубоких вод разработана слабо и может быть рассмотрена лишь в самых общих чертах на примере Душанбинского и Вахшского частных бассейнов. Оба бассейна являются вместилищем вод седиментационного генезиса, инфильтрационных и смешанных. Распределение их в разрезе бассейнов, гидрохимические условия и гидродинамика в значительной мере определились новейшей историей развития территории Южно-Таджикской депрессии.

Краевая ее часть — Душанбинский бассейн, являвшаяся областью прогибания в неогеновое время (когда Гиссаро-Сурханский прогиб заполнялся мощной толщей моласс), с конца неогена была вовлечена в поднятие в связи с воздыманием Гиссарского хребта. В результате Душанбинский бассейн занял высокое гипсометрическое положение. Области современной инфильтрации, расположенные главным образом вдоль северного борта бассейна (Гиссарский хребет), характеризуются огромными высотами, превышающими 5000 *м*. Как известно, дренаж водоносных комплексов (в том числе и через относительные водоупоры) является наиболее активным в зонах тектонических поднятий и выражен тем сильнее, чем выше поднимается тот или иной участок. Дренаж обусловливает возможность поступления в водоносные комплексы инфильтрационных вод из областей питания. Вследствие этого происходит вытеснение седиментационных вод инфильтрационными и устанавливается связь между отдельными водоносными комплексами. Именно такие черты присущи Душанбинскому бассейну, к наиболее характерным особенностям которого относится инверсия гидрохимических разрезов и (на отдельных структурах) чередование по вертикали разреза крепких рассолов со слабо минерализованными водами. Инверсия — это признак, по-видимому, типичный вообще для краевых частей межгорных артезианских бассейнов. Одной из наиболее важных ее причин можно считать бо́льшую динамичность вод самых нижних водоносных комплексов по сравнению с вышележащими, поскольку в областях инфильтрации первые, как правило, обнажаются на более высоких гипсометрических отметках. Наличие разрывных нарушений, повышеная проницаемость отдельных литолого-стратиграфических комплексов пород (например, песчаников апта и альба, Готгильф, 1966), недостаточная надежность глинистых водоупоров,— все это создает возможности для весьма сложного движения инфильтрационных вод (поступающих из областей питания), седиментационных вод и образующихся в результате их взаимодействия вод смешанного генезиса. В итоге получается пестрота гидрохимических условий: гидрохимические разрезы существенно изменяются на близком расстоянии

друг от друга. О большом влиянии процессов, связанных с внедрением инфильтрационных вод в толщу осадочных отложений Душанбинского бассейна, свидетельствуют высокие содержания сероводорода и углекислоты в растворенных газах пластовых вод эоценового и сенон-палеоценового водоносных комплексов. Образование этих газов, по-видимому, является результатом разрушения (окисления) нефтяных и газовых залежей при активном участии инфильтрационных вод.

В Душанбинском артезианском бассейне заслуживает внимания следующий интересный факт. При сопоставлении состава поровых растворов (см. рис. 55) и пластовых вод нижненеогеновых отложений структуры Каратаг устанавливается гидрохимическое противоречие: поровые растворы являются сульфатными натриевыми, пластовые воды — хлоридными натриево-кальциевыми. По-видимому, такое противоречие могло возникнуть в результате внедрения в нижненеогеновую толщу чуждых ей подземных вод, мигрировавших (под воздействием геостатического давления) из более глубоких частей разреза. Поскольку ионно-солевой комплекс пород на глубине преобразуется весьма медленно, поровые растворы (входящие в состав комплекса) еще, очевидно, не успели прийти в равновесие с этими водами.

Вахшский артезианский бассейн, расположенный в центральной части Южо-Таджикской депрессии, занимает более низкое гипсометрическое положение по сравнению с Душанбинским. Окаймляющие его области современной инфильтрации — сравнительно невысокие горные хребты — имеют абсолютные отметки, не превышающие 1600—2000 *м*. В строении хребтов участвуют отложения, литологический состав которых и тектонические особенности неблагоприятны для инфильтрации атмосферных вод. Территория бассейна была вовлечена в поднятие несколько позднее, чем Душанбинский бассейн, и, главное, амплитуда поднятий была значительно меньше. В результате оказалось, что водоносные комплексы Вахшского бассейна испытывают сравнительно небольшое влияние инфильтрационных вод, тем более слабое, чем глубже погружен тот или иной водоносный комплекс.

Учитывая особенности динамики пластовых вод, можно считать, что водоносные комплексы, залегающие ниже регионального водоупора туронских глин, совсем не подвержены воздействию инфильтрационных вод. Это крепкие хлоридного типа рассолы седиментационного генезиса, находящиеся под огромным геостатическим давлением, которое достигает максимальных величин в центральных, наиболее погруженных, частях бассейна и уменьшается к его периферии. От них мало отличаются по химическому составу крепкие рассолы сенон-палеоценовых отложений, залегающие выше туронского водоупора. Поведение пьезометрической поверхности подземных вод сенон-палеоценового комплекса, падающей в направлении от восточной окраины бассейна к его центру, позволяет считать, что эти воды имеют области питания. Однако влияние последних, по-видимому, очень невелико, поскольку воды характеризуются выдержанным по площади химическим составом и аналогичны крепким рассолам турон-сеноманских пород. В разрезе Вахшского артезианского бассейна только пластовые воды эоценового комплекса формируются под интенсивным воздействием современных областей инфильтрации; вследствие этого они отличаются пониженной минерализацией (тип сульфатный), низким содержанием микрокомпонентов и пр.

Таким образом, в Вахшском артезианском бассейне в отличие от Душанбинского гидрохимический разрез является нормальным (минерализация вод возрастает с глубиной), что можно считать типичным для центральных частей *межгорных артезианских бассейнов*.

Часть третья

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Глава XIII

РЕСУРСЫ ПРЕСНЫХ И СОЛОНОВАТЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Состояние изученности подземных вод Таджикской ССР позволяет оценить в региональном плане ресурсы только пресных (и слабосолоноватых) вод, пригодных для водоснабжения и орошения. Вопросам орошения посвящена специальная глава В связи с этим в данной главе после краткого рассмотрения методики расчета ресурсов, схемы гидрогеологического районирования (составленной для целей расчета) и описания ресурсов главных водоносных горизонтов и комплексов излагаются условия водоснабжения — питьевого, бытового, промышленного и пастбищ отгонного животноводства

РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД *

Методика оценки ресурсов. Для количественной характеристики подземных вод использована классификация Б И Куделина (1960), который, как известно, предложил выражать возобновляемость и динамичность подземных вод термином «ресурсы» (естественные и эксплуатационные), а геологическую природу подземных вод как полезного ископаемого, заключенного в недрах Земли,— термином «запасы»

Естественные ресурсы, представляющие собой обеспеченный питанием приток или отток подземных вод, характеризующие естественную производительность водоносных горизонтов (комплексов), или величину питания подземных вод, определялись для бассейнов трещинных вод и зоны свободного водообмена артезианских бассейнов Таджикистана

Для бассейнов трещинных вод расчет производился следующими методами. а) по стоку рек в меженный период, б) по инфильтрации атмосферных осадков, в) путем генетического расчленения гидрографа

Оценка естественных ресурсов по стоку рек в меженный период выполнялась для участков, по которым имелись замеры расхода рек по гидрометрическим постам, расположенным в наиболее характерных пунктах Известно, что питание горных рек в межень (декабрь—февраль) осуществляется почти исключительно подземными водами. За величину подземного стока в этот период был принят средний наименьший месячный расход реки по многолетним данным

В случаях, когда сведения о расходах рек отсутствовали, естественные ресурсы определялись по количеству инфильтрующихся атмосферных осадков. Расчет производился по следующей формуле (Плотников, 1959):

$$Q = 1000 \cdot M \alpha F,$$

где Q — естественные ресурсы, $м^3/сек$;

---

* В оценке ресурсов принимали участие Ю И Антонов, В И Сулим, С П Тарасова, О Х Шахбазиди

M — количество атмосферных осадков, выпавших в пределах расчетного участка за год, *мм*;

α — коэффициент инфильтрации, выраженный в долях единицы (определялся по методу аналогии и по литературным данным);

F — площадь области питания (принималась равной площади бассейна трещинно-грунтовых вод).

Для участков, по которым имелись необходимые гидрометрические и гидрогеологические данные (Кураминский хребет и горы Моголтау), естественные ресурсы оценивались методом генетического расчленения гидрографа (Куделин, 1960). Для каждой составляющей речного бассейна по типовым родникам и горным выработкам с длительным периодом режимных наблюдений определялся коэффициент динамичности стока, характеризующий способность трещиноватых пород поглощать атмосферные осадки.

Для верхней гидродинамической зоны по крупным речным долинам и межгорным впадинам естественные ресурсы рассчитывались путем нахождения расхода потока грунтовых вод методами гидродинамики. Для горной части территории бассейнов ресурсы определялись приближенно; в зависимости от исходных данных использовались способы расчета по стоку рек в меженный период, по инфильтрации атмосферных осадков и т. д.

Эксплуатационными ресурсами, как известно, называется то количество воды, которое может быть получено из водоносного горизонта в течение расчетного времени водопотребления «рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями и при заданном режиме эксплуатации, а также при качестве воды, удовлетворяющем установленным кондициям» (Инструкция ГКЗ, 1962). Оценку эксплуатационных ресурсов обычно производят методом расчета системы взаимодействующих водозаборов. Однако при региональной оценке такие расчеты связаны со значительными трудностями вследствие крайней неоднородности водоносных горизонтов, сложного взаимодействия между водоносными горизонтами и поверхностными водами и т. д.

В настоящее время оценка эксплуатационных ресурсов в региональном плане производится приближенно, путем определения общих (суммарных) эксплуатационных ресурсов для всего расчетного района (Н. М. Биндеман, Ф. М. Бочевер, 1964 г.). Эксплуатационные ресурсы обеспечиваются естественными ресурсами и статическими запасами (геологическими запасами, легко извлекаемыми каптажными сооружениями, по Куделину). Кроме того, при действии водозаборных сооружений используются упругие запасы, высвобождающиеся в результате понижения давления в эксплуатируемом водоносном горизонте, а также воды, фильтрующиеся из соседних водоносных горизонтов и поверхностных водотоков. Известно, что восполняемость используемых ресурсов подземных вод обеспечивается практически в течение неограниченного срока эксплуатации в том случае, если при расчете учитывать доли величин, составляющих эксплуатационные ресурсы. В связи с этим в настоящей работе при расчете эксплуатационных ресурсов приняты следующие допущения:

1. Естественные ресурсы учтены полностью.

2. Доля участия статических запасов определена при условии осушения водоносного горизонта на половину его вскрытой мощности, что составляет не более 15—20% от полной величины статических запасов.

3. Упругие запасы вычислены по формуле

$$Q_у = \beta \cdot V \cdot S_{ср},$$

где β — коэффициент упругоемкости;
V — объем водоносного пласта в пределах воронки депрессии;
$S_{ср}$ — средневзвешенная величина снижения пьезометрического уровня или падения пластового давления при откачке.

В связи с тем, что напорные водоносные горизонты аллювиально-пролювиальных отложений речных долин и межгорных впадин обычно гидравлически связаны с ненапорными водами, а величина избыточного напора не превышает 20 *м* над поверхностью земли, значение понижения принято равным 30—40 *м* (что значительно меньше глубины залегания кровли водоносного горизонта). Поскольку величина упругих запасов крайне мала, при оценке эксплуатационных ресурсов они не учитывались.

4. Количество воды, поступающей в водоносные горизонты из рек, учтено только по долинам крупных рек, где связь подземных и поверхностных вод достоверно установлена. Вычисление этого количества воды произведено по формуле (Бочевер, 1966)

$$Q_р = \frac{KHS_рL}{B},$$

где K — коэффициент фильтрации;
H — мощность водоносного горизонта;
$S_р$ — понижение уровня в водозаборе (считалось равным половине вскрытой мощности водоносного горизонта);
L — длина участка возможной фильтрации из реки;
B — расстояние от водозабора до реки (принималось равным 1000—1500 *м*).

Общие эксплуатационные ресурсы оценивались только для подземных вод зоны свободного водообмена крупных речных долин и межгорных впадин. В качестве расчетного периода эксплуатации принят срок 50 лет.

Величины ресурсов и запасов сведены в табл. 49. В табл. 50 помещены использованные при оценке эксплуатационных ресурсов основные параметры и значения модулей подземного стока и эксплуатационных ресурсов. Модули (в определенных градациях) показаны различными условными знаками по площади на схематической карте ресурсов подземных вод Таджикистана (рис. 64): первые — в бассейнах трещинных вод и горных районах артезианских бассейнов, вторые — в крупных речных долинах и межгорных впадинах.

Гидрогеологическое районирование. Для оценки ресурсов подземных вод вся территория республики разделена на 10 гидрогеологических районов (см. рис. 64), которые включают 49 расчетных участков. Выделенные районы в общем вписываются в схему общего гидрогеологического районирования Таджикистана. В отличие от последней для вычисления ресурсов большинство районов второго порядка объединено в более крупные подразделения, некоторые, наоборот, даны более дробно. Необходимость в таких отступлениях от общей схемы районирования обусловлена тем, что при оценке ресурсов районы должны соответствовать площадям, в пределах которых совершается полный цикл формирования, движения и разгрузки преимущественно одного

Рис. 64. Схематическая карта ресурсов подземных вод

Модуль подземного стока, л/сек·км²: I – 0,1–1; II – 1–2; III – 2–3; IV – 3–5; V – 5–10. Модуль эксплуатационных ресурсов, л/сек·км²: 1 – 1–5; 2 – 5–10; 3 – 10–20; 4 – 20–30; 5 – 30–50; VI – участки с расчетными ресурсами для водозаборов: А – наземных, Б – подземных; а – промышленно-бытовых, б – ирригационных; 7 – области питания, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами; 8 – области разгрузки, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами; 9 – области питания, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами, и разгрузки, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами; 10 – области питания, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами, и разгрузки, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами; 11 – области питания, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами, и разгрузки, где возможно использование ресурсов, отбираемых водозаборами;

Ресурсы и запасы подземных вод

	Районы		Участки	Водоносные горизонты и комплексы	Площадь, км²	Ресурсы, тыс. м³/сутки		Запасы, тыс. м³/сутки		Поступление из рек, тыс. м³/сутки
						естественные	общие эксплуатационные	статические	упругие	
I	Ташкентско-Голодностепский	1	Дальверзинский	Четвертичные	371	449	629	900	–	–
		2	Голодностепский	»	540	238	290	1040	–	–
II	Западно- и Восточно-Карамазарский, Могол-тауский, Мирзаравatский	3	Карамазарский	Палеозойский эффузивно-туфогенный	1326	26	–	–	–	–
		4	Могол-тауский	Палеозойский интрузивный	1140	56	–	–	–	–
		5	Верхне-Сардобский	Палеозойский карбонатный	594	88	–	–	–	–
		6	Мирзаравatский	Мел-палеогеновый	317	41	41	84	0,03	–
III	Северо-Ферганский, Центрально-Ферганский и Южно-Ферганский	7	Самгарский	Четвертичные	430	568	615	473	–	–
		8	Камышкурганский	»	1192	708	757	490	–	–
		9	Нау-Костакозский	»	600	2540	2770	1150	–	–
		10	Каракчикум-Канибадамский	»	505	1590	1632	416	–	–
		11	Наугандинский	Неоген-древнечетвертичный	285	88	88	31	0,02	–
		12	Лакат-Саватский	Четвертичные	325	311	333	446	–	–
		13	Исфара-Ляканский	»	237	350	383	326	–	–
IV	Шахристанский, Туркестанский, Пенджикентский, Зеравшано-Гиссарский, Петро-Заалайский	14	Шахристанский	Четвертичные	749	540	571	620	–	–
		15	Северо-Туркестанский	Палеозойские	1520	699	–	17	–	–
		16	Магиандарьинский	»	3600	593	–	–	–	–
		17	Зеравшанский	»	6184	1624	–	–	–	–
		18	Фандарьинский	»	2524	807	–	–	–	–

		19	Ягнобский	»	1450	265	–	–	–	–
		20	Сурхобский	»	8505	7202	–	–	–	–
		21	Обихингоуский	»	3172	1233	–	–	–	–
V	Южно-Гиссарский, Гиссаро-Сурхаиский	22	Сардобский	Палеозойские	6090	2760	–	–	–	–
		23	Сурхандарьинский	Четвертичные	240	448	551	200	–	–
		24	Гиссарский	»	460	895	1189	940	–	38
VI, VII	Кафирниган-Вахшский	25	Кафирниганский	Мезозойские и третичные	1104	182	–	–	–	–
		26	Нижне-Кафирниганский	Четвертичные	360	582	680	300	–	–
		27	Вахшский	Мезозойские и третичные	2755	1991	–	–	–	–
		28	Яванский	Четвертичные	45	4	4	11	–	–
		29	Нижневахшский правобережный	»	170	23	29	170	0,02	–
		30	Нижневахшский северный	»	400	761	1301	1100	–	346
		31	Нижневахшский центральный	»	170	311	415	187	–	–
		32	Нижневахшский южный	»	100	183	214	66	–	–
VIII, IX	Яхсуйский	33	Кызылсу-Яхсуйский	Мезозойские и третичные	6005	1705	–	–	–	–
									0,01	
		34	Междуречье Кызылсу—Яхсу	То же	200	356	475	110		69
		35	Междуречье Кызылсу—Пяндж	»	180	356	430	179	–	–
		36	Конус выноса р. Пяндж	Четвертичные	120	406	472	230	–	–
		37	Дангаринский	»	35	7	7	10	–	–
		38	Нижне-Пяндженский	»	260	33	–	–	–	–
		39	Пяндженский	»	120	242	341	53	–	78
X	Северо-Памирский, Южно-Памирский	40	Сауксайский	Палеозойские	9460	2091	–	–	–	–
		41	Каракульский	Четвертичные (таliки)	5333	138	–	–	–	–
		42	Пяндженский	Палеозойские	3040	841	–	–	–	–
		43	Ванчский	»	1920	1071	–	–	–	–
		44	Язгулемский	»	1940	881	–	–	–	–
		45	Бартангский	»	24700	5131	–	–	–	–
		46	Пангкульский	Четвертичные (таliки)	2540	49	–	–	–	–
		47	Аксуйский	То же	10484	580	–	–	–	–
		48	Гунтский	» »	9520	1197	–	–	–	–
		49	Шахдарьинский	Палеозойские и докембрийские	9180	1901	–	–	–	–

Таблица 50

Основные расчетные параметры для оценки ресурсов подземных вод

Номера районов	Номера участков	Мощность, м	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Уклон потока	Коэффициент водоотдачи	Коэффициент упругоемкости	Коэффициент инфильтрации	Модуль подземного стока / Модуль эксплуатационных ресурсов, л/сек на 1 км²	Модуль удельных емкостных запасов, тыс. м³	Модуль удельных упругих запасов, тыс. м³
I	1	125	22	0,006	0,35	–	–	– / 19,5	350	–
	2	50–250	2–25	0,0065–0,011	0,35	–	–	– / 6,2	350	–
II	3	70–100	–	–	–	–	–	0,2 / –	–	–
	4	50–70	–	–	–	–	–	0,6 / –	–	–
	5	>400	3	–	–	–	–	0,9 / –	–	–
	6	10–150	6	0,012	0,02	$3,6 \cdot 10^{-5}$	–	– / 1,5	20	3,6
III	7	80–250	15	0,01	0,2	–	–	– / 15,3	200	–
	8	50–100	11	0,01	0,15	–	–	– / 6,9	150	–
	9	50–450	38–70	–	0,35	–	–	– / 53,4	350	–
	10	50–550	6–13	0,0065–0,012	0,15	–	–	– / 37,4	150	–
	11	50–250	2	0,01	0,02	$2,4 \cdot 10^{-5}$	–	– / 3,6	20	2,4

	12	20–320	8	–	0,25	–	–	– 11,9	250	–
	13	10–140	26	0,005	0,25	–	–	– 18,7	250	–
IV	14	50–440	12	0,025	0,15	–	–	– 8,8	150	–
	15	50–400	0,4–2	–	0,002	–	0,15	5,3 –	–	–
	16	100	–	–	–	–	0,1	1,9 –	–	–
	17	100	–	–	–	–	–	3,0 –	–	–
	18	100	–	–	–	–	–	3,7 –	–	–
	19	100	–	–	–	–	–	2,0 –	–	–
	20	100	–	–	–	–	–	9,7 –	–	–
	21	100	–	–	–	–	–	4,5 –	–	–
V	22	100	–	–	–	–	–	5,3 –	–	–
	23	60	65	–	0,25	–	–	– 26,6	250	–
	24	150	80	–	0,25	–	–	– 29,9	250	–

Продолжение табл. 5

Номера районов	Номера участков	Мощность, *м*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Уклон потока	Коэффициент водоотдачи	Коэффициент упругоемкости	Коэффициент инфильтрации	Модуль подземного стока / Модуль эксплуатационных ресурсов, *л/сек* на 1 *км*^{2}	Модуль удельных емкостных запасов, тыс. *м*^{3}	Модуль удельных упругих запасов, тыс. *м*^{3}
VI, VII	25	100	—	—	—	—	0,13	1,1 / —	—	—
	26	60	50	—	0,25	—	—	— / 21,9	250	—
	27	100	—	—	—	—	—	3,4 / —	—	—
	28	30	2	—	0,15	—	—	— / 1,1	150	—
	29	90	10	0,002	0,2	—	$2,2 \cdot 10^{-5}$	— / 2,1	200	2,0
	30	200	100	0,006	0,25	—	—	— / 37,7	250	—
	31	100	15	—	0,2	—	—	— / 27,7	200	—
	32	80	10	—	0,15	—	—	— / 24,6	150	—
XIII, XI	33	100	—	—	—	—	—	3,2 / —	—	—
	34	40	20—40	0,004	0,25	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	— / 27,5	250	0,767
	35	90	30	—	0,20	—	—	— / 28,2	200	—

36	100	90	0,002	0,35	—	—	— 45,5	350	—
37	35	4	0,02	0,15	—	—	— 2,4	150	—
38	100	—	—	—	—	0,15	1,5 —	—	—
39	40	40	—	0,20	—	—	— 32,9	200	—
40	100	—	—	—	—	—	2,1—4,6 —	—	—
41	100	—	—	—	—	0,13	0,3 —	—	—
42	100	—	—	—	—	0,14	3,2 —	—	—
43	100	—	—	—	—	—	5,9 —	—	—
44	100	—	—	—	—	—	5,3 —	—	—
45	100	—	—	—	—	—	2,4 —	—	—
46	100	—	—	—	—	0,10	0,3 —	—	—
47	100	—	—	—	—	—	0,6 —	—	—
48	100	—	—	—	—	—	1,4 —	—	—
49	100	—	—	—	—	—	2,4 —	—	—

Примечание. Название районов, участков и перечень водоносных горизонтов и комплексов см. в табл. 49.

и того же типа подземных вод. Эти площади, как правило, совпадают со структурно-фациальными зонами и подзонами, иногда объединяют несколько зон.

Расчетные участки установлены по принципу приуроченности водоносных горизонтов к тому или иному литолого-стратиграфическому комплексу пород с учетом значения основных параметров — коэффициента фильтрации, мощности водоносного горизонта и т. д. В бассейнах трещинных вод в пределах одного и того же укрупненного водоносного комплекса участки выделены по отдельным крупным речным бассейнам.

Район I охватывает восточную часть Дальверзинской равнины и южную окраину Голодной степи; основная территория его находится в Узбекской ССР. Водоносные горизонты, имеющие практическое значение, заключены в гравийно-галечниковых аллювиально-пролювиальных четвертичных отложениях конусов выноса рек Кураминского хребта и предгорного шлейфа северного склона Туркестанского хребта.

Район II совпадает с Северо-Таджикским регионом, объединяя два его гидрогеологических района второго порядка (за исключением Сардобского, который входит в состав района I). Для использования здесь пригодны трещинно-грунтовые воды палеозойских образований с подчиненными им пластово-поровыми водами четвертичных отложений; в Мирзараватском малом артезианском бассейне — напорные воды мел-палеогеновых отложений.

Район III отвечает западной части Ферганского артезианского бассейна (Северо-Восточному гидрогеологическому региону) с его тремя районами второго порядка. Эксплуатационными здесь являются водоносные горизонты пролювиально-аллювиальных четвертичных отложений частных межгорных впадин Ферганской котловины и аллювия р. Сырдарьи. Некоторое значение имеют воды неоген-древнечетвертичных отложений Южной Ферганы.

Район IV охватывает Центрально-Таджикский (исключая Южно-Гиссарский район второго порядка) и Петро-Заалайский гидрогеологические регионы. Наиболее важное практическое значение имеют воды четвертичных отложений, гидравлически связанные с трещинно-грунтовыми водами палеозойских пород, трещинно-жильные воды зон разломов и тектонических контактов, на отдельных участках — трещинно-карстовые воды карбонатных пород палеозоя.

Районы V, VI, VII, VIII и IX соответствуют территории Южно-Таджикской депрессии и Южно-Гиссарского гидрогеологического района второго порядка. Основная роль на этой территории принадлежит водоносным горизонтам аллювиальных четвертичных отложений крупных речных долин и пролювиально-аллювиальных отложений межгорных впадин. На водоразделах некоторое значение имеют воды зон разломов и тектонических контактов мезозойско-третичных отложений.

Район X охватывает всю огромную область Памира (и Дарваза). Отсутствие нужных исходных данных не позволило описать Памир с необходимой полнотой. Выделенные расчетные участки на Восточном Памире отвечают крупным озерным и речным бассейнам, где основные ресурсы вод связаны с таликами четвертичных отложений и глыбового делювия докембрийских, палеозойских, мезозойских и третичных пород. На Западном Памире участки соответствуют речным бассейнам, в пределах которых подземные воды приурочены к коренным породам (преимущественно палеозойским и докембрийским), и представлены трещинно-грунтовыми водами с подчиненными им водами четвертичных отложений.

Таким образом, основными эксплуатационными водоносными горизонтами и комплексами в Таджикистане являются: а) водоносные горизонты четвертичных отложений, играющие самостоятельную роль в артезианских бассейнах и гидравлически связанные с трещинно-грунтовыми водами в гидрогеологических массивах; б) водоносный комплекс (напорный) неоген-древнечетвертичных отложений, имеющий практическое значение только в Южной Фергане; в) водоносный комплекс (напорный) мел-палеогеновых пород, содержащих пресные воды, пользующиеся локальным развитием (в малых артезианских бассейнах Северо-Таджикского региона); г) водоносные комплексы докембрийских, палеозойских, мезозойских и третичных пород гидрогеологических массивов.

При оценке эксплуатационных ресурсов расчетные участки рассматривались изолированно. Такой подход был возможен в связи с тем, что преобладающее значение местных источников питания и гидравлическая связь водоносных горизонтов с реками сводит к минимуму эффект взаимного влияния водозаборов, расположенных на разных участках (Бочевер, 1966).

Ресурсы вод четвертичных отложений оценены на 22 (из 49) расчетных участках в Ташкентско-Голодностепском районе, в Ферганском и Южно-Таджикском артезианских бассейнах и в Шахристанской котловине. Вскрытая мощность водоносных горизонтов изменяется от 50—60 до 200—250 *м*, коэффициенты фильтрации — от 2—10 до 50—100 *м/сутки*. Величина водоотдачи в зависимости от гранулометрического состава отложений принята равной 0,15—0,35. Суммарные естественные ресурсы пресных и солоноватых вод четвертичных отложений весьма велики, эксплуатационные ресурсы оцениваются в 14,22 млн. $м^3/сутки$. Модуль эксплуатационных ресурсов колеблется в широких пределах (от 1—3 до 40—45 $л/сек/км^2$), наиболее часто 20—30 $л/сек/км^2$. Самые низкие модули характерны для пролювиально-аллювиальных четвертичных отложений Яванской, Дангаринской впадин и северной правобережной части Вахшской долины, самые высокие — для Пянджского конуса выноса.

Ресурсы вод неоген-древнечетвертичных отложений оценивались в пределах Наудинской гряды Южной Ферганы, где эти воды являются пресными ин аходят практическое применение. Мощность водоносного комплекса 50—250 *м*, коэффициент фильтрации около 2 *м/сутки*, водоотдача 0,02, коэффициент упругоемкости $2{,}4 \cdot 10^{-5}$. Естественные ресурсы 0,088 млн. $м^3/сутки$. В связи с тем, что статические и упругие запасы крайне малы, эксплуатационные ресурсы приняты равными естественным. Модуль эксплуатационных ресурсов достигает 3,6 $л/сек/км^2$.

Ресурсы вод мел-палеогеновых отложений установлены в Мирзараватском малом артезианском бассейне, где мощность этого водоносного комплекса изменяется от 10 до 150 *м*, среднее значение коэффициента фильтрации около 6 *м/сутки*, водоотдача 0,02, коэффициент упругоемкости $3{,}6 \cdot 10^{-5}$. Как и для Наугадинской гряды, эксплуатационные ресурсы приравнены к естественным и составляют 0,041 млн. $м^3/сутки$, модуль эксплуатационных ресурсов не превышает 1,48 $л/сек/км^2$.

Ресурсы (естественные) вод докембрийских, палеозойских, мезозойских и третичных отложений приближенно оценены на огромной территории горных районов Таджикистана. В пределах Северного, Центрального Таджикистана и Памира суммарные естественные ресурсы достигают 24,62 млн. $м^3/сутки$. Модули подземного стока изменяются от 0,23 до 9,7 $л/сек/км^2$. Наи-

меньшие значения (менее единицы) модулей характерны для высокогорных пустынь Восточного Памира, а также для гор Карамазар и Моголтау, отличающихся полупустынным климатом. Самые высокие модули зафиксированы в пределах Центрального Таджикистана (5,3—9,7 *л/сек/км²*). На юге республики (в Южно-Таджикской депрессии) естественные ресурсы подземных вод мезозойских и третичных отложений на междуречных пространствах составляют 3,91 млн. *м³/сутки*, а модули подземного стока колеблются от 1,1 до 3,4 *л/сек/км²*.

В целом по Таджикистану естественные ресурсы подземных вод оцениваются в 45,1 млн. *м³/сутки* (522 *м³/сек*), эксплуатационные ресурсы — 14,35 млн. *м³/сутки* (166 *м³/сек*), основная роль среди них принадлежит водам четвертичных отложений.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И УСЛОВИЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

На территории республики расположено значительное количество водозаборов подземных вод — одиночных и групповых. В настоящее время эксплуатируется более 600 буровых скважин и 4000 шахтных и мелкотрубчатых колодцев с суммарным расходом около 620 тыс. *м³/сутки*.

Для водоснабжения используются преимущественно водоносные горизонты и комплексы четвертичных, неоген-древнечетвертичных, мел-палеогеновых и палеозойских отложений. Главная роль среди них принадлежит водам четвертичных отложений, на долю которых приходится свыше 90% от всего количества используемых подземных вод. Средняя величина удельного отбора вод четвертичных отложений составляет 58,7 *м³/сутки*, интенсивность эксплуатации * 0,68 *л/сек/км²*. Воды неоген-древнечетвертичных, мел-палеогеновых и палеозойских отложений используются ограниченно, интенсивность эксплуатации их не превышает 0,08—0,09 *л/сек/км²*. Крупных сосредоточенных водозаборов, эксплуатирующих эти воды, нет.

Подземные воды четвертичных отложений начали использоваться для водоснабжения лишь в последние 10—15 лет. По состоянию на 1967 г. учтено более 550 действующих скважин. Примерно 15—20% скважин сосредоточено в групповых водозаборах, из которых осуществляется отбор воды для городов, крупных населенных пунктов и промышленных предприятий. Скважины, не входящие в групповые водозаборы, используются в основном для водоснабжения сельских населенных пунктов. Суммарный отбор воды из всех горизонтов четвертичных отложений для водоснабжения в целом по республике составляет 570 тыс. *м³/сутки*.

Интенсивность эксплуатации водоносных горизонтов четвертичных отложений неодинакова в различных районах, что связано прежде всего с размещением основных, наиболее крупных водопотребителей — городов и промышленных предприятий. К числу крупных потребителей подземных вод относятся города Душанбе, Ленинабад, Канибадам, Куляб и др. Удельный отбор подземных вод из горизонтов четвертичных отложений колеблется в широких пределах — от 0,08 (Шахристанская, Лякат-Саватская котловины и Голодная степень) до 1,8 *л/сек/км²*. Необходимо отметить значительное повышение водоотборов за послед-

* Интенсивность эксплуатации выражается показателем удельного водоотбора — частным от деления суммарного расхода всех скважин на площадь эксплуатационного участка.

ние годы, особенно в пределах Юго-Западного региона. Так, если в 1963 г. суммарный отбор подземных вод здесь составлял всего 0,36 *м*³/*сек*, или 0,6% от эксплуатационных ресурсов подземных вод, то к настоящему времени величина его увеличилась до 3,02 *м*³/*сутки*.

Обследование водозаборов, проведенное сотрудниками Северной гидрогеологической и Комплексной геологической экспедиций Таджикского геологического управления, показало, что наблюдения за изменением динамического уровня на большинстве водозаборов не ведутся. Однако можно с достаточной уверенностью утверждать, что какого-либо значительного снижения уровня воды основного эксплуатируемого горизонта не происходит. В течение шестилетней деятельности отряда по охране подземных вод не было зафиксировано случая сработки уровней в водозаборных скважинах. Снижение уровня не отмечено также ни в одной из режимных скважин, которые нередко находятся на расстоянии 3—5 *км* от водозаборов.

Режим эксплуатации водозаборов различается в зависимости от конкретных условий участков их расположения. Наиболее устойчивым режимом, приближающимся к стационарному, характеризуются водозаборы, эксплуатирующие подземные воды аллювиальных отложений долин крупных рек. В связи с этим можно считать, что для Таджикистана в целом эксплуатация водозаборов осуществляется в условиях установившегося движения.

Условия питьевого, бытового и промышленного водоснабжения в различных регионах Таджикской ССР можно охарактеризовать следующим образом.

В Северном, Центральном Таджикистане и на Памире населенные пункты, горнодобывающие предприятия и скотоводческие хозяйства с избытком удовлетворяют свою потребность в воде за счет родников и рек с водами хорошего качества. В этих регионах только местами, главным образом там, где залегают глинистые толщи палеогена, гипсово-соленосные породы, а также вдали от рек, ощущается недостаток пресной воды. Районные центры горных областей и курорты (Обигарм и Ходжаобигарм) имеют водопроводы. Эксплуатируемые родники находятся на расстоянии не свыше 2—3 *км* от потребителей. Суммарное количество воды, забираемое водопроводами, достигает 0,25—0,3 *м*³/*сек*; из них 90—95% приходится на долю подземных вод. Существующий водозабор составляет доли процента от естественных ресурсов подземных вод.

В Западно-Ферганском регионе водоснабжение населенных пунктов ранее осуществлялось речными водами. В последние годы водозаборы большинства крупных населенных пунктов (Ленинабада, Канибадама, Камышкургана и др.) начали питаться мощными потоками пресных грунтовых вод четвертичных отложений, а также напорными водами меловых и палеогеновых пород Сардобской и Мирзараватской впадин. Эксплуатация грунтовых вод производится с помощью скважин глубиной 50—150 *м*. Многие скважины находятся в эксплуатации 10—15 лет; фильтровые колонны большинства из них корродированы и требуют ремонта.

Наиболее крупные населенные пункты и промышленные предприятия Западно-Ферганского региона получают воду из водозаборов инфильтрационного типа и имеют централизованное водоснабжение с широко разветвленной раздаточной сетью. Водоснабжение отдельных предприятий осуществляется из одиночных или групповых колодцев; такие водопроводы не подключены к общей коммунальной сети. Эксплуатационные скважины распределены по площади неравномерно;

свыше 70% всех водозаборов расположено на левобережье р. Сырдарьи. Большинство скважин находится на расстоянии не свыше 2—4 *км* от потребителей. Сельские населенные пункты используют воду многочисленных каналов, из которых вода подается в водопроводы. Некоторые совхозы и колхозы отбирают подземные воды одиночными эксплуатационными скважинами, оборудованными маломощными насосами. Удаленные от населенных пунктов фермы и мелкие усадьбы часто имеют колодцы, пройденные в местах неглубокого залегания грунтовых вод. Суммарное количество воды, используемой в водопроводной сети, достигает 2,8—3 *м*³/*сек*, 75—80% из них приходится на долю подземных вод. Водоотбор последних составляет лишь незначительную часть эксплуатационных ресурсов грунтовых вод аллювиальных и пролювиальных отложений. В целом регион обеспечен подземными водами хорошего качества лишь в пределах речных долин; здесь возможно увеличение водоотбора и в последующие годы. Крупные водохранилища, созданные на р. Сырдарья,— Кайраккумское и Фархадское — значительно улучшили водообеспеченность территории.

В Юго-Западном Таджикистане в ряде районов ощущается недостаток в воде удовлетворительного качества. Пресные воды распределены неравномерно и сосредоточены главным образом в долинах крупных рек. Условия водоснабжения подземными водами ухудшаются в направлении с северо-востока на юго-запад. На северо-востоке территории для водоснабжения используются преимущественно пресные воды родников и многочисленных рек. В центральной и южной частях на водораздельных пространствах применяются солоноватые воды родников с небольшими дебитами, а в межгорных впадинах и речных долинах — пресные и солоноватые грунтовые воды аллювиально-пролювиальных отложений и воды оросительных каналов. В отдельных районах, лишенных подземных вод хорошего качества и достаточного количества поверхностных, нередко пользуются привозной и дождевой водой, собранной в искусственно созданные для этого водоемы.

Ранее в Южном Таджикистане водоснабжение населенных пунктов и промышленных предприятий осуществлялось только за счет речных вод и в редких случаях вод мощных родников. В последнее десятилетие наиболее крупные потребители переведены на подземные воды. Водоснабжение г. Душанбе осуществляется за счет вод р. Варзоб и вод аллювиальных отложений р. Кафирниган; общее водопотребление города составляет около 2,8—3 *м*³/*сек*. Некоторые предприятия, расположенные в черте города или в его пригородах, имеют самостоятельные водозаборы, каптирующие грунтовые воды аллювиальных отложений Гиссарской долины и не входящие в общую городскую коммунальную систему. Суммарный отбор из таких одиночных скважин 270—300 *л*/*сек*. На базе разведанных и утвержденных ГКЗ запасов вод аллювиальных отложений р. Кафирниган вблизи г. Душанбе сооружен и введен в эксплуатацию крупный водозабор с проектной мощностью 1,8—1,9 *м*³/*сек*. Предусматривается разведка и утверждение запасов вод аллювия долины р. Душанбинка и строительство водозабора производительностью 1,2 *м*³/*сек* для водоснабжения юго-западного района столицы. Водоснабжение районных центров и многих совхозов и колхозов производится путем каптажа грунтовых вод аллювия крупных рек одиночными и групповыми скважинами. Последние располагаются на расстоянии не свыше 5—6 *км* от потребителей, а иногда в центре совхозных усадеб. Небольшие села и фермы, как правило, используют воды родников или каналов ирригационной сети. Разведаны и переданы в эксплуатацию месторождения пресных вод аллювиальных отложений для водоснабжения районных центров городов Куляб, Курган-

Тюбе и Вахшского азотнотукового комбината (1,2 *м*³/*сек*), Колхозабад (0,12 *м*³/*сек*). Орджоникидзеабад (0,24 *м*³/*сек*), Регар (1,7 *м*³/*сек*) и многочисленных сельских населенных пунктов.

Суммарное количество воды, забиравшееся водопроводами на территории Юго-Западного Таджикистана в 1967 г., было равно 5,7 *м*³/*сек* (45—47% из них приходилось на долю подземных вод), что составляло лишь незначительную долю эксплуатационных ресурсов подземных вод. Запасы их вполне достаточны для полного удовлетворения потребностей в хозяйственно-питьевой и технической воде, но поскольку они приурочены только к долинам крупных рек, обширные водораздельные пространства и некоторые межгорные впадины характеризуются весьма неблагоприятными условиями водоснабжения.

Сводные данные о существующем использовании подземных вод для водоснабжения городов и предприятий Таджикистана, а также об использовании подземных вод в общем балансе водопотребления приведены в табл. 51. Сооружаемые крупные водохранилища — Катасайское, Сельбурское, Нурекское и Байпазинское — общим объемом около 16 млрд. *м*³ значительно улучшат условия водоснабжения в республике.

Таблица 51

Сводные данные о существующем водопотреблении

Регионы	Водопотребление в 1967 г., *м*³/*сек*			% использования подземных вод в общем балансе водопотребления
	Всего	в том числе		
		за счет поверхностных вод	за счет подземных вод	
Западно-Ферганский	5,20	1,20	4,0	77
Северо-Таджикский	0,25	0,25	—	—
Центрально-Таджикский и Западный Памир	0,20	0,15	0,05	25
Восточный Памир	0,15	0,04	0,11	74
Юго-Западный Памир	5,7	2,68	3,02	53
Всего по республике	11,5	4,32	7,18	62

Примечание. Таблица составлена по материалам Министерства коммунального хозяйства Таджикской ССР, Таджикгипростроя и Таджикгипроводхоза.

Водоснабжение пастбищ отгонного животноводства производится за счет поверхностных и подземных вод. Огромные площади предгорьев в Центральном Таджикистане и на Памире, а также равнины Южно-Таджикской депрессии являются богатейшими зимними пастбищными угодьями, на кормах которых могут быть разведены миллионы голов скота. До последнего времени используется лишь незначительная часть пастбищ, расположенных вблизи рек, крупных родников и временных ручьев.

Большие площади пастбищ Юго-Западного Таджикистана искусственно обводнены за счет поверхностных вод. Значительные превышения абсолютных отметок территории пастбищ над речными долина-

ми обусловливают необходимость сооружения насосных станций, подающих воду на высоту до 250—300 *м*. Таким способом обводняются пастбища, расположенные на расстоянии до 50—70 *км* от водоисточников; длина водопроводов достигает 85—100 *км*. Общая протяженность открытых водопроводов летнего типа, обводняющих пастбища, превышает 600 *км*. Вдоль водопроводов сооружены десятки водопойных пунктов. В отдаленных от рек пастбищных угодьях для водопоя скота широко используют солоноватые подземные воды с минерализацией до 5—7 *г/л*. В Северном Таджикистане водоснабжение пастбищ осуществляется главным образом за счет подземных вод. Здесь пробурены 32 эксплуатационные скважины, общий водоотбор из которых составляет около 40 *л/сек*.

Сводные данные о фактическом использовании подземных вод Таджикистана для водоснабжения и обводнения пастбищ приведены в табл. 52

Таблица 52

Сводные данные об использовании подземных вод

Использование подземных вод	1967 г.				
	Количество скважин	Средняя глубина скважины, *м*	Средний водоотбор из скважины, *л/сек*	Общее водопотребление за счет подземных вод, *м³/сек*	Использование эксплуатационных запасов подземных вод, %
Хозяйственно-питьевое водоснабжение городов, предприятий, совхозов и т. д.	484	80	10,6	5,12	3,2
Обводнение пастбищ отгонного животноводства	58	52	1,9	0,11	0,67
Всего по республике:	542			5,23	3,87

Примечание. Таблица составлена по материалам Таджикгипроводхоза и Министерства коммунального хозяйства Таджикской ССР.

Глава XIV

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ КАК КОМПЛЕКСНОЕ ПОЛЕЗНОЕ ИСКОПАЕМОЕ

Разнообразие и сложность геологических условий Таджикистана определили широкое развитие в его пределах подземных вод, которые могут рассматриваться как комплексное полезное ископаемое. В нижней гидродинамической зоне бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов распространены термальные и субтермальные воды, нередко обогащенные такими бальнеологически ценными компонентами, как се-

роводород, углекислота, кремнекислота, йод, бром и др. Положение этих вод в гидрогеологических разрезах артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод, их свойства, зональность и условия формирования подробно рассмотрены во второй части монографии. В настоящей главе сведены данные, позволяющие оценить народнохозяйственное значение вод; показано их современное применение и перспективы использования.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

Минеральные лечебные воды Таджикистана отличаются большим разнообразием. Они известны во всех регионах (рис. 65) и могут быть разделены в соответствии с классификацией В. В. Иванова и Г. А. Невраева (1964) на две группы: воды специфического состава и воды неспецифического состава. К первым относятся сероводородные и йодобромные воды, развитые в артезианских бассейнах Таджикистана, углекислые и кремнистые термальные воды, характерные для Центрального Таджикистана и Памира, радоновые воды, обнаруженные в Северном Таджикистане. Неспецифический состав имеют термальные воды неогеновых отложений Южно-Таджикской депрессии и силурийских образований северного склона Туркестанского хребта. Наиболее типичные представители минеральных вод республики сведены в табл. 53.

Воды специфического состава

Сероводородные воды. Очень крепкие сульфидные воды типа Мацесты развиты в пределах Западно-Ферганского и Южно-Таджикского регионов.

В Западной Фергане они вскрыты в известняках алайской свиты палеогена скважинами нефтепромысла им. Ким на глубине 250—300 *м*. Воды теплые (27,5° С), напорные, но не самоизливающиеся. Содержание сероводорода в них достигает 290 *мг/л*, минерализация 16—17 *г/л*, состав хлоридный натриево-магниевый. Дебит отдельных скважин 0,6—0,8 *л/сек*. По данным Б. А. Бедера, две-три скважины, оборудованные глубинными насосами могут обеспечить функционирование курорта на 150—170 ванн. Строительство курорта может быть осуществлено в живописной долине многоводной горной реки Исфары.

В Юго-Западном Таджикистане очень крепкие сероводородные воды выявлены в Душанбинском и Вахшском бассейнах. В Душанбинском они вскрыты на глубине 490—660 *м* в известняках алайских и бухарских слоев палеогена структуры Лючоб. Вода теплая (35,5° С), самоизливается с дебитом 11—16 *л/сек*. Содержание сероводорода в воде разных скважин колеблется от 500 до 3000 *мг/л*, минерализация — от 4 до 40 *г/л*, состав вод хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый. Из микрокомпонентов присутствуют бром и метаборная кислота. Б. А. Бедер указывает, что на базе этих вод в долине р. Лючоб может быть создан крупный курорт на 1500—2000 мест, поскольку только одна скважина дает здесь круглосуточно около 700 $м^3$ очень крепкой сульфидной воды. В Вахшском бассейне наибольший практический интерес представляют крепкие сульфидные воды структуры Кызылтумшук. Здесь на глубине 460—610 *м* в песчаниках и известняках алайских слоев палеогена вскрыты самоизливающиеся (с дебитом до 0,75 *л/сек*) теплые (31,5° С) воды, количество се-

Таблица 53

Характеристика основных типов минеральных вод

Регион	Местоположение и характер водопункта	Возраст водоносного горизонта / Глубина опробования, м	Формула химического состава	Температура воды, °С	Дебит, л/сек / Понижение, м	Использование
Воды специфического состава						
Сероводородные						
Северо-Восточный	Сель-Рохо, скв 12	$\frac{Pg_2}{300}$	$M_{17}\frac{Cl\,90\ HCO_3\,9\ SO_4\,1}{Na\,88\ Mg\,8\ Ca\,2}$ H_2S 0,29	27,5	$\frac{0,6}{—}$	Не используется
Юго-Западный	Лючоб, скв 84	$\frac{Pg_1^{bh}}{656}$	$M_{28}\frac{Cl\,84\ SO_4\,13\ HCO_3\,1}{Na\,71\ Ca\,19\ Mg\,10}$ H_2S 0,2, Br 0,053	35,5	$\frac{11,7}{\text{Самоизлив}}$	То же
То же	Кызылтумшук, скв 1	$\frac{Pg_2a}{570}$	$M_{28}\frac{Cl\,57\ SO_4\,43}{Na\,85\ Ca\,8\ Mg\,6}$ H_2S 0,15, Br 0,03, J 0,017	31,5	$\frac{0,75}{\text{Самоизлив}}$	Водолечебница местного значения
» »	Междуречье Кызылсу—Яхсу, род. Пушион	Pg	$M_{257}\frac{Cl\,100}{Na\,82\ Ca\,14\ Mg\,4}$ H_2S 0,29, Br 0,12, J 0,022	23,0	0,75	Не используется
Углекислые						
Центральный	Ходжасангхок (Зндды), род 2	S	$M_2\frac{HCO_3\,92\ Cl\,6\ SO_4\,2}{Ca\,60\ Na\,24\ Mg\,16}$ CO_2 1,7	9,0	1,4	То же
Юго-Восточный	Северо-западный берег оз Сасыккуль, род Бахтнер	aCm	$M_{2,1}\frac{HCO_3\,95\ Cl\,4\ SO_4\,1}{Na\,63\ Ca\,25\ Mg\,12}$ CO_2 1,4, H_2S 0,028	7,5	2,54	»

» »	Бассейн р. Пяндж, род. Абхарв	aCm	$M_3 \frac{HCO_3\ 49\ SO_4\ 34\ Cl\ 17}{Ca\ 52\ Mg\ 24\ Na\ 23}$ CO_2 1,1; H_2S 0,035	14,0	3,0	»
» »	Долина р. Истык, род. Джартыгумбез	Mz	$M_{1,7} \frac{HCO_3\ 82\ Cl\ 11\ SO_4\ 7}{Na\ 78\ Ca\ 14\ Mg\ 8}$ CO_2 0,23; H_2S 0,014; H_2SiO_3 0,12	64,0	Σ 10	»
» »	Бассейн р. Пяндж, род. Чурж	aCm	$M_{2,2} \frac{HCO_3\ 65\ SO_4\ 22\ Cl\ 12}{Ca\ 50\ Na\ 28\ Mg\ 20}$ CO_2 0,61; H_2S 0,013; H_2SiO_3 0,072	34,0	4,5	»
» »	Долина р. Пяндж, род. Лянгар	aCm	$M_3 \frac{HCO_3\ 60\ Cl\ 24\ SO_4\ 16}{Na\ 88\ Ca\ 8\ Mg\ 4}$ CO_2 0,2; H_2SiO_3 0,16	52,0	5,7	»
» »	Долина р. Аксу, род. Бахмыр	Cr_2 - Pg	$M_{3,7} \frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Na\ 85\ Ca\ 10\ Mg\ 5}$ CO_2 0,51; H_2S 0,027	38,0	1,4	»

Водные, йодо-бромные и бромные

Юго-Западный	Акбаш, скв. 50	Pg_2 728–878	$M_{44,7} \frac{Cl\ 56\ SO_4\ 44}{Na\ 92\ Ca\ 8}$ Br 0,063; J 0,031	25,0	0,04 / Самоизлив	»
То же	Карабура, скв. 156	Cr_2—Pg_1 2655–2678	$M_{176} \frac{Cl\ 98\ SO_4\ 2}{Na\ 70\ Ca\ 22\ Mg\ 8}$ Br 0,43; J 0,104	—	0,02 / Самоизлив	»
» »	Люнюб, скв. 190	J—Cr_1h 1873–1920	$M_{250} \frac{Cl\ 100}{Na\ 49\ Ca\ 41\ Mg\ 10}$ Br 1,09; J 0,038	—	—	»
» »	Кичикдунгуз, скв. 113	Cr_2—Pg_1 1000–1024	$M_{148} \frac{Cl\ 99\ SO_4\ 1}{Na\ 72\ Ca\ 18\ Mg\ 10}$ Br 0,32; J 0,07	46,0	—	»

Регион	Местоположение и характер водопункта	Возраст водоносного горизонта / Глубина опробования, м	Формула химического состава	Температура воды, °С	Дебит, л/сек / Понижение, м	Использование
Юго-Западный	Кичикбель, скв. 36	C_2–Pg_1 / 1287–1316	$M_{19,8}\ \frac{Cl\,99\ SO_4\,1}{Na\,70\ Ca\,20\ Mg\,10}$ Br 0,53; J 0,012	32,0	2,64 / Самоизлив	Не используется
Кремнистые термы						
Центральный	Ходжаобигарм, скв. 9	Pz / 90	$M_{0,4}\ \frac{HCO_3\,34\ Cl\,32\ SO_4\,22}{Na\,88\ Ca\,9\ Mg\,3}$ H_2SiO_3 0,14; HBO_2 0,1	82,0	1,1 / Самоизлив	Курорт
Центральный	Обигарм, скв. 9	Pz / 68,7	$M_{0,9}\ \frac{SO_4\,52\ Cl\,44\ HCO_3\,4}{Na\,68\ Ca\,30\ Mg\,2}$ H_2SiO_3 0,026	45,4	30,8 / Самоизлив	То же
То же	Явроз, скв. 9	Pz / 340	$M_{2,5}\ \frac{Cl\,94\ HCO_3\,4\ HCO_3\,2}{Na\,83\ Ca\,17}$ H_2SiO_3 0,028; HS 0,009	41,5	6,5 / Самоизлив	Водолечебница
Воды неспецифического состава						
Терпальные						
Юго-западный	Шаамбары, скв. 3	N / 750	$M_{11,7}\ \frac{SO_4\,67\ Cl\,32\ HCO_3\,1}{Na\,85\ Ca\,12\ Mg\,3}$	42,0	5,0 / Самоизлив	»
То же	Шаамбары, скв. 1	N / 610	$M_{0,4}\ \frac{SO_4\,78\ Cl\,21\ HCO_3\,1}{Na\,95\ Ca\,3\ Mg\,2}$	28,0	0,35 / Самоизлив	»
Северо-Восточный	Ховатаг, скв. 3р	1182	$M_{4,1}\ \frac{Cl\,88\ HCO_3\,12}{Na\,93\ Ca\,6\ Mg\,1}$	54,0	10 / Самоизлив	»

роводорода в которых достигает 150 *мг/л*. Минерализация вод 28—29 *г/л*, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Эти воды в течение ряда лет использовались водолечебницей местного значения.

Углекислые воды. Холодные и горячие углекислые лечебные воды известны в пределах Гиссарского хребта и на Памире; относятся они к трещинно-жильным водам зон разломов различной глубины заложения.

На южном склоне Гиссарского хребта имеются холодные углекислые воды типа Дарасун, наиболее перспективны среди них минеральные источники Ходжасангхок (Зидды). Воды имеют минерализацию 1,9—3,5 *г/л*, содержат 1700—2500 *мг/л* углекислоты и являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми. Эксплуатационные запасы их утверждены ТКЗ в 1961 г. в количестве 150 *м³/сутки* по кат. В; до настоящего времени они не используются. На северном склоне Гиссарского хребта изучены холодные углекислые воды такого же типа; минерализация их 0,5—3,6 *г/л*, содержание углекислоты до 1000 *мг/л*. В связи с тем, что дебиты скважин малы, особого практического значения эти воды не имеют.

Холодные углекислые воды Памира распространены главным образом в его Юго-Западной тектонической зоне. Всего известно 13 минеральных источников, расположенных в долинах рек Пянджа и Аксу на абсолютных отметках 2100—4000 *м*. Количество углекислоты в них колеблется от 400 до 1400 *мг/л*, минерализация — от 0,4 до 3,9 *г/л*, по составу они гидрокарбонатные кальциево-натриевые или кальциево-магниевые и являются аналогами источников типа Дарасун или Нарзан. По содержанию некоторых специфических компонентов (H_2S 12—51 *мг/л*, H_2SiO_3 до 82 *мг/л*) они могут быть одновременно отнесены к сернистым и кремнистым минеральным водам. Дебиты источников изменяются от 0,2 до 8 *л/сек*. Холодные углекислые воды Памира не используются в связи с тем, что расположены они в высокогорных районах, трудно доступных для освоения.

Термальные углекислые воды Памира также тяготеют к его Юго-Западной тектонической зоне и выходят на поверхность на высоких гипсометрических отметках (2500—4100 *м*). Минимальная температура их 22—25° С, максимальная достигает 67—77° С. Минерализация колеблется от 0,8 до 4 *г/л*, по составу они главным образом гидрокарбонатые натриевые, иногда с заметным содержанием хлоридов. Учитывая температуру и химический состав, среди них можно выделить аналоги водам типа Боржоми и Виши. К последним относятся горячие (с температурой более 42° С) кремнистые углекислые воды, содержащие 72—160 *мг/л* H_2SiO_3.

На термальных углекислых водах Памира (Гармчашма) в течение ряда лет функционирует водолечебница областного значения. Располагается она в пределах Западного Памира, на южном склоне Шахдарьинского хребта, в долине небольшой бурной реки Гармчашмы на высоте 2325 *м*. В 50 *км* к северу находится областной центр г. Хорог. Сообщение с ним только автомобильное, с другими городами Таджикской ССР — автомобильное или авиационное. Для лечения используются термальные воды источников, выходящие на поверхность земли в виде нескольких фонтанирующих грифонов (рис. 66 и 67). Воды дают хорошие результаты при лечении некоторых заболеваний сердечно-сосудистой системы, периферической нервной системы и опорно-двигательного аппарата, женских и кожных заболеваний и др. Общее количество воды, получаемое из источников, достигает 600 *м³/сутки*, но в лечебных целях используется только небольшая их часть.

А
Б
В
Г
Д
Е

Рис. 65. Схематическая карта подземных минеральных вод Таджикской ССР:

1 — границы гидрогеологических регионов, *2* — границы артезианских бассейнов, *3* — горноскладчатые области со спорадическим распространением трещинно-жильных минеральных вод. Области развития пластовых минеральных вод артезианских бассейнов (синклинальные зоны). *4* — йодные и йодо-бромные минеральные воды неогенового водоносного комплекса SO_4—Cl—Na и Cl—SO_4—Na состава; *5* — минеральные воды неогенового водоносного комплекса Cl—Na состава, *6* — сероводородные минеральные воды эоценового водоносного комплекса SO_4—Cl—Na и Cl—SO_4—Na состава, *7* — сероводородные минеральные воды сенон палеоценового водоносного комплекса Cl—Na состава, *9* — йодные и йодо-бромные минеральные воды сенон палеоценового водоносного комплекса Cl—Na состава, *10* — йодные и йодо бромные минеральные воды (рассолы) меловых отложений Cl—Na состава Области развития пластовых минеральных вод артезианских бассейнов (антиклинальные зоны) *11* — йодные и йодо-бромные минеральные воды эоценового водоносного комплекса SO_4—Cl—Na состава, *12* — йодные и йодо-бромные минеральные воды (рассолы) меловых отложений Cl—Na состава Минеральные источники *13* — холодные, *14* — термальные, *15* — слабоминерализованные азотные кремнистые термы, *16* — слабоминерализованные термы без специфических микрокомпонентов *17* — углекислые воды, *18* — кислые воды рудничного типа, *19* — мышьяковистые воды, *20* — радоновые воды, *21* — границы распространения углекислых вод *22* — границы распространения азотно углекислых минеральных вод Использование минеральных вод *23* — границы распространения азотных терм, *24* — курорты, *25* — бальнеолечебницы

Гидрогеологические регионы А — Северный, Б — Северо Восточный, В — Центрально Таджикский, Г — Юго Западный, Д — Памиро Алайский, Е — Юго Восточный (Памирский)

Кремнистые термы широко развиты на южном склоне Гиссарского хребта и на Памире; по составу спонтанных газов они принадлежат к азотным.

На южном склоне Гиссарского хребта к ним относятся слабоминерализованные (до 0,4 *г/л*) термы (64—98° С) Ходжаобигарм, имеющие гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав и содержащие до 140 *мг/л* кремнекислоты и до 20 *мг/л* фтора; термы (41—54° С) Обигарм с минерализацией около 1 *г/л* сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого состава, содержащие 24 *мг/л* кремнекислоты и 7 *мг/л* фтора; термы (38—42° С) Явроз с минерализацией около 2,5 *г/л* преимущественно хлоридные натриевые. Воды Ходжаобигарм и Обигарм используются курортами республиканского значения, Явроз — водолечебницей.

Курорт Ходжаобигарм, один из старейших и самых крупных курортов Таджикистана, расположен на южном склоне Гиссарского хребта на высоте 1940—1960 *м* в живописной долине р. Варзоб в 48 *км* к северу от столицы республики. В лечебных целях применяются самоизливающиеся из скважин высокотермальные воды и радоново-тороновый пар, а также лечебные грязи, привозимые с Аксуконского озера, находящегося в 350—400 *км* от курорта. Эксплуатационные ресурсы термальных вод утверждены ГКЗ: по кат. A_2 243 *м³/сутки,* по кат. В 276 *м³/сутки* и кат. C_1 212 *м³/сутки.* На курорте имеются ванный корпус, пароэманаторий — единственный в Советском Союзе и второй в мире, здание для субаквальных ванн, ингаляторий, процедурные комнаты и др. Пропускная способность курорта в теплое время года (курорт сезонный) 2500 человек при 350 койках. Показания для лечения на курорте — полиартриты и деформирующие полиартриты, заболевания периферической нервной системы, женские болезни, гипертоническая болезнь, бруцеллез, желудочно-кишечные заболевания, болезни печени и др. (Кирадиев, 1962).

Курорт Обигарм расположен на юго-восточном склоне Каратегинского хребта, в 90 *км* к северо-востоку от г. Душанбе, на высоте 1200—1380 *м* над уровнем моря в живописной горной местности на берегу небольшой бурной р. Обияйляк (правого притока многоводной р. Вахш). Автомобильный тракт с автобусным сообщением соединяет курорт с городом и железнодорожной станцией Душанбе. Курорт создан в 1946 г. на базе горячих минеральных вод, каптированных скважинами, дающими самоизлив. Эксплуатационные ресурсы вод

утверждены ГКЗ по кат. A_2 4599 *м³/сутки,* по кат. В 691 *м³/сутки,* по кат. C_1 73 *м³/сутки.* На курорте имеется ванное здание и благоустроенный естественный бассейн проточных лечебных вод, грязелечебный каби-

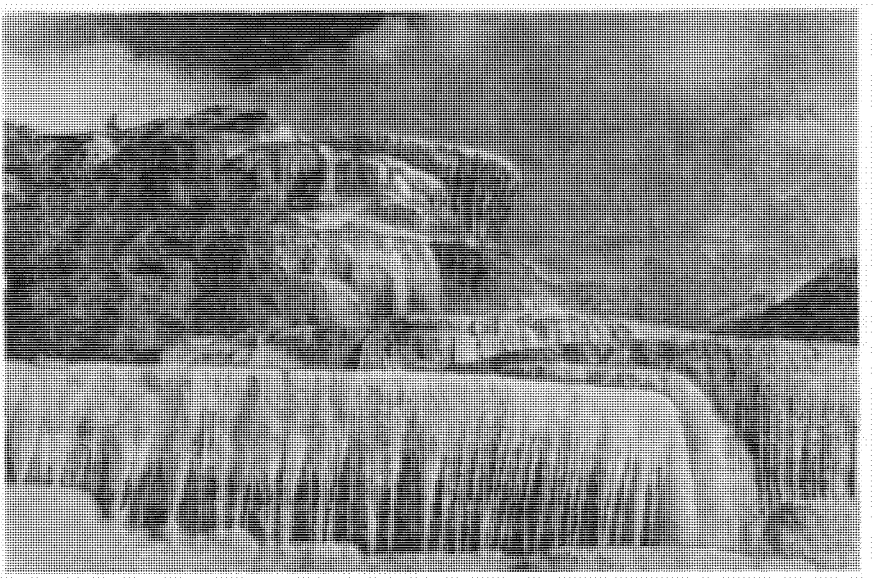


Рис. 66. Минеральный источник Гармчашма на западном Памире (фото И. А. Гусева)

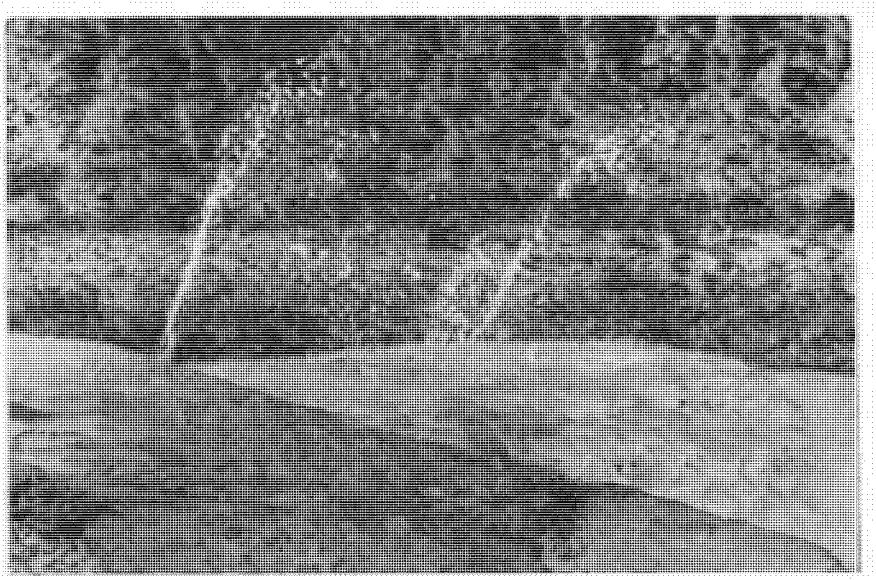


Рис. 67. Минеральный источник Гармчашма, грифоны (фото Ю И Антонова)

нет и др. Пропускная способность в теплое время года до 300 больных в месяц, в холодное — до 100. Лечение на курорте Обигарм дает хорошие результаты при заболеваниях кожи, периферической нервной си-

стемы. полиартритах, а также при некоторых болезнях сердечно-сосудистой системы. Имеющееся количество минеральной воды курортом используется далеко не полностью.

Воды Явроз используются водолечебницей местного значения, которая находится на южном склоне Гиссарского хребта в живописной долине р. Кафирниган, в 57 *км* к северо-востоку от г. Душанбе.

Большая группа кремнистых азотных терм известна на Памире. Они располагаются в тектонической зоне Юго-Западного Памира. Температура воды достигает 77° С, она пресная в основном сульфатно-гидрокарбонатная натриевая. Содержание кремнекислоты колеблется от 10 до 100 *мг/л*. Дебит отдельных источников обычно не превышает 2—4 *л/сек*. Наиболее горячие термы (Яшилькуль, Джиланды, Токузбулак)используются местными жителями.

Йодо-бромные воды связаны с мезозойскими, палеогеновыми и нижненеогеновыми отложениями Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов.

Как известно, к йодным и бромным лечебным относятся воды, содержащие более 5 *мг/л* йода и более 25 *мг/л* брома. Когда йодо-бромные воды являются высокоминерализованными, их можно считать лечебными специфическими только в том случае, если при соответствующем разведении до концентрации, допускающей их применение для питьевого лечения (до 12—15 *г/л*), содержание в них йода и брома будет превышать принятый критерий (соответственно 5 и 25 *мг/л*).

Глубокие подземные воды западной части Ферганского артезианского бассейна (в границах Таджикской ССР), содержащие повышенные количества йода и брома, принадлежат к рассолам и крепким рассолам.

В последние годы йодные лечебные воды обнаружены в Южно-Таджикской депрессии. В Вахшском артезианском бассейне к ним относятся слабые рассолы (минерализация около 45 *г/л*) в эоценовых отложениях структуры Акбаш, залегающие на глубине 728—878 *м*, содержащие йод, и очень крепкие рассолы (минерализация до 236 *г/л*) в сенон-палеоценовых отложениях структуры Карабура, вскрытые в интервале 2575—2678 *м*, содержащие до 10,4 *мг/л* йода; последние одновременно могут считаться и бромными лечебными, поскольку в них велика концентрация брома. Ценность этих вод, однако, снижается в связи с тем, что они залегают весьма глубоко и дают низкие водопритоки в скважины (десятые доли литра в секунду).

Широко распространены в Южном Таджикистане бромные лечебные воды. Они установлены в Душанбинском артезианском бассейне на структуре Андыген, где связаны с сеноман-туронским комплексом; на структуре Лючоб в отложениях сенон-палеоценового и юрско-готеривского комплексов; на структуре Шаамбары в сеноман-туронских и юрско-готеривских отложениях. В Вахшском артезианском бассейне практически все воды, приуроченные к породам древнее эоценовых, могут рассматриваться как лечебные бромные. Однако поскольку использование бромных вод Южного Таджикистана для лечебных целей связано с рядом трудностей (необходимость добывать их с глубин более 1000—1500 *м*, нередко при помощи насосных установок и т. д.), в настоящее время они не применяются.

Воды неспецифического состава

Под этой рубрикой выделяются лечебные воды неогеновых отложений Душанбинского бассейна и воды силурийских образований северного склона Туркестанского хребта.

Воды неогеновых отложений Душанбинского бассейна распространены вдоль северного борта; залегают на глубине 450—750 *м*, в скважинах дают самоизлив с дебитом от 0,3 до 3—5 *л/сек*. Минерализация вод составляет 3—25 *г/л*, температура 24—56° С, по составу они сульфатно-хлоридные натриевые. Эти воды частично используются водолечебницей Шаамбары, а также идут на розлив как столовые воды для массового потребления под названием «Шаамбары № 1».

Водолечебница Шаамбары располагается в предгорьях южного склона Гиссарского хребта, в 26 *км* к западу от г. Душанбе, на высоте 1100 *м*. Ближайшая железнодорожная станция — Ханака — находится в 15 *км*. Лечебными являются термальные воды, поступающие на поверхность самоизливом из трех скважин. Эксплуатационные ресурсы утверждены ГКЗ по кат. A_2 26 *м³/сутки*, по кат. В 263 *м³/сутки*, по кат. C_1 900 *м³/сутки*. Минеральные воды Шаамбары употребляются при лечении желудочно-кишечных заболеваний, печени, желчного пузыря и протоков. Функционирует лечебница только в теплое время года и поэтому не использует полностью имеющихся здесь вод. Аналогичные минеральные воды вскрыты также в соседних с Шаамбарами районах (в долинах рек Ханака и Лючоб) и являются резервом для расширения водолечебницы Шаамбары.

Воды силурийских отложений северного склона Туркестанского хребта выведены на поверхность земли одной скважиной (с глубины 1182 *м*) в районе пос. Хаватаг (в 25 *км* северо-западнее районного центра Ура-Тюбе). Дебит скважины при самоизливе достигает 10 *л/сек*, температура воды на устье 54—56° С, минерализация — 4,1 *г/л*. Вода хлоридно-натриевая, в составе спонтанного газа преобладает азот. На водах Хаватаг в течение ряда лет функционирует водолечебница. Эксплуатационные ресурсы утверждены ГКЗ по кат. В 215 *м³/сутки*, по кат. C_1 390 *м³/сутки*. Минеральная вода дает весьма эффективные результаты при хронических женских заболеваниях, при заболевании периферической нервной системы, суставов, мышц, а также всех видов бруцеллеза, некоторых кожных заболеваний и т. д.

МИНЕРАЛЬНЫЕ (ЛЕЧЕБНЫЕ) ОЗЕРА

На территории Таджикской ССР имеется ряд озер, которые могут быть отнесены к числу минеральных — лечебных. Среди них выделяются три группы: карстовые, старичные и ледниковые.

Карстовые озера. Карстовыми являются озера Аксукон и Советские. Озеро Аксукон, расположенное в пределах Камышкурганской впадины (Северная Фергана), представляет собой мелководный бассейн неправильной формы, вытянутый в широтном направлении на 13 *км* при ширине 0,5—2 *км*. Образовалось оно (предположительно) за счет провала, а затем заполнилось рыхлообломочным материалом, сносимым ветром и дождевыми потоками с окружающей озеро местности. Своим существованием озеро обязано сбросным рассолам с солепромысла Камышкурган и частично минерализованным подземным водам, поступающим в озеро с его северного борта. Но расходы источников настолько малы, что почти не играют роли в его водном балансе. Лечебная грязь покрывает дно относительно глубокой замкнутой озерной котловины, занимающей площадь 8,8 *км²*. Пелоиды Аксуконского озера преимущественно минерального состава и лишь незначительная часть их органического. Это черная жидкая маслянистая липкая грязь с запахом сероводорода, содержащая большое количество песчаных частиц. Минеральный скелет грязи представлен карбонатами кальция,

магния, фосфатом кальция и гипсом. Коллоидная часть состоит из силикатов и окислов железа, титана, марганца и алюминия, присутствуют гидротроилит железа, сера и органические соединения. В грязевом растворе основную роль играют хлориды натрия и значительно меньшую — сернокислые соли кальция, магния и натрия. Минерализация грязевого раствора изменяется от 27 до 30 *г/л*. Рапа озера представляет собой хлоридный натриевый рассол с минерализацией в разных частях озера от 50 до 259 *г/л*. Грязь озера используется на месте грязелечебницей, действующей 1—2 месяца в году, а также вывозится курортами Таджикской ССР и Узбекской ССР. Подсчитанные и утвержденные по высоким категориям запасы грязи составляют 470 тыс. *т*.

Озера Советские находятся в Южно-Таджикской депрессии в пределах массива Танапчи. От ближайшего населенного пункта — пос. Советского — они удалены к северо-востоку на 7 *км*. Озера представляют собой глубокие карстовые воронки длиной 300—350 *м* и шириной 130—170 *м*. Карстовые воронки образовались в толще солей и гипсов юрского возраста, перекрытых четвертичными отложениями. Питание озер осуществляется за счет атмосферных осадков и рассольных грунтовых вод из пород кулябской свиты. Материалом для образования грязей служит мелкообломочный материал, сносимый дождевыми водами с бортов озер, и тонкий материал пылевых бурь — «афганцев», возникающих несколько раз в году. Органические остатки имеются в самих озерах, где развиты растительные и животные организмы. В результате сложных химико-биологических процессов на дне озер образуется грязь черная, темно-серая и серая, липкая, жирная, маслянистая, с запахом сероводорода. Кристаллический скелет пелоидов состоит в основном из карбонатов и фосфатов кальция, гипс присутствует в малом количестве. Коллоидный комплекс представлен сернистым железом, окислами железа, титана алюминия и марганца. В пелоидах обнаружена сера (до 0,03%). Органическое вещество содержится в количестве от 0,5 до 2%. Грязевой раствор хлоридный натриевый, минерализация до 270 *г/л*. Рапа озер представляет собой хлоридный натриевый концентрированный рассол с минерализацией 330—357 *г/л*. В рапе содержатся йод, бром и бор. Подсчитанные и утвержденные ГКЗ запасы лечебной грязи по кат. А 4,9 тыс. *т* по кат. В 14,4 тыс. *т*. Ввиду неблагоприятных климатических условий района, где располагаются озера, грязь рекомендуется вывозить и использовать на местных курортах Таджикской ССР.

Старичные озера. В группу старичных входят озера Дарахткуль, Безымянное, Окташкуль и Аджириктугай, расположенные в Южно-Таджикской депрессии в низовьях долины р. Пяндж, вдоль правого ее борта. Озера протягиваются в среднем на 1,5—2 *км*, ширина их 60—150 *м*. Слой воды колеблется от 0,4 до 2 *м*, минерализация — от 9—10 до 40—49 *г/л*. Вода в озерах преимущественно сульфатно-хлоридная натриевая и хлоридно-сульфатная натриевая. В водах всех озер обнаружены йод (до 0,74 *мг/л*), бром (до 22 *мг/л*) и метаборная кислота (до 15 *мг/л*). Слой грязи имеется во всех озерах, мощность его колеблется от 0,15 до 0,6 *м*. Как видно из табл. 54, грязи озер Дарахткуль, Безымянное и Окташкуль являются лечебными, так как вполне удовлетворяют всем требованиям, предъявляемым к минеральным грязям. Грязи оз. Аджириктугай (I и II) не могут быть рекомендованы для бальнеологических целей, поскольку они сильно засорены песчаными частицами. Грязи ни одного из описанных озер в настоящее время для лечения не используются.

Озеро Шуккуль, также относящееся к старичным, находится в Южно-Таджикской депрессии, в 250 *км* к югу от г. Душанбе и в 30 *км* от

Таблица 54

Физико-химическая характеристика грязей старичных озер долины р. Пяндж

Название озера	Цвет	Запах	Консистенция	Влажность, %	Засоренность частицами диаметром более 0,25 *мм*, %
Дарахтку ль	Серый	Сероводородный	Вязкая, липкая	49,9	0,28
Окташкуль	»	»	»	45	2,5
Безымянное	»	»	»	50	0,33
Аджириктугай (I)	»	»	»	37	14,4
Аджириктугай (II)	»	»	»	43	12,0
Кондиционные требования					
	Черный или темно-серый	Сероводородный	Вязкая, липкая	37—70	Менее 10

Название озера	Сопротивление сдвигу, *дин/см²*	Липкость, *дин/см²*	Окислительно-восстановительный потенциал, *мв*	Сернистое железо, %	Уд. вес *г/см³*	Органическое вещество, %
Дарахтку ль	1790	5660	—	0,04	1,45	1,00
Окташкуль	2500	8000	—160	0,03	1,60	0,75
Безымянное	2575	6791	—152	0,04	1,42	0,73
Аджириктугай (I)	2575	4327	—85,7	0,05	1,67	0,70
Аджириктугай (II)	1741	4600	—150	0,04	1,50	1,00
Кондиционные требования						
	1500—2500	6000—8000	—150—250	Более 0,1	1,2—1,6	Нет

пос. Пяндж. Располагается озеро на террасе р. Пяндж и представляет собой старицу древнего русла реки. Старица имеет форму полумесяца шириной 100 *м* и длиной 3 *км*. Глубина озера 0,3—0,5 *м*. Озерная котловина развивается в четвертичных отложениях и подпитывается солеными грунтовыми водами. Периодически в многоводные паводки озеро заливается водой р. Пяндж. Исходный материал для грязеобразования поступает в озеро двумя путями — снос минеральных частиц с берегов озера и осаждение в воду пыли, приносимой частыми «афганцами». Органический материал образуется на месте и представляет собой перегнившие растительные и животные остатки. Грязь черная, темно-серая и серая, жирная, маслянистая, липкая, мажущаяся, с запахом сероводорода. Кристаллический скелет пелоидов характеризуется наличием значительного количества карбоната и сульфата кальция, в меньшем количестве присутствуют гипс, фосфаты кальция и карбонаты магния. Из веществ коллоидного комплекса имеются сернистое железо, окислы железа, титан, марганец и алюминий. Помимо указанных компонентов в грязях обнаружены гидротроилит железа и сера. Грязевой раствор хлоридного натриевого состава, минерализация в различных частях озера от 87 до 264 *г/л*, pH 6,2—7,2. Мощность рапы до 0,3 *м*, состав хлоридный натриевый, минерализация от 158 до 373 *г/л*. В рапе содержатся йод, бром и бор, позволяющие использо-

вать ее для ванн. Подсчитанные запасы грязей 95 тыс. *т*. До настоящего времени грязь не используется.

Ледниковые озера. К ним относятся Чукуркуль и Сасыккуль, расположенные в пределах Восточного Памира, в Аличурской долине, на абсолютных отметках 3787—3825 *м*.

Озеро Чукуркуль протягивается на 800 *м* при ширине 450 *м*; мощность слоя воды в нем 4—5 *см*. Грязь залегает по всей площади озера и имеет двухчленное строение (сверху вниз): а) грязь темно-серая и черная, вязкая, липкая, с запахом сероводорода, мощность 0,2—0,3 *м*; б) грязь серая, вязкая, с запахом сероводорода, мощность 0,7—0,8 *м*. Минерализация рапы озера достигает 370 *г/л*; в составе рапы резко преобладают карбонаты натрия. В рапе содержатся йод, бром и метаборная кислота. Кроме того, обнаружены большие количества фтора (до 800 *мг/л*) и мышьяка (до 10 *мг/л*).

Озеро Сасыкнуль протягивается на 3,7 *км* при ширине 1,8 *км*; мощность слоя воды в его центральной части 3,7 *м*. Грязь покрывает дно озера слоем в 0,3 *м*; вдоль берегов озера грязь светло-серая, температура 10—18° С. К центру цвет меняется на темно-серый и черный, температура повышается до 25—27° С. Грязи насыщены газами, в составе которых присутствуют метан (64,4%), азот (33%), кислород (2,1%) и углекислота (0,5%). Минерализация рапы в придонной части озера до 300 *г/л*, состав преимущественно карбонатно-хлоридный натриевый; близ поверхности минерализация уменьшается до 141 *г/л*, а состав меняется на хлоридно-карбонатный натриевый. В рапе содержатся бром, метаборная кислота, фтор (до 500 *мг/л*) и мышьяк (до 10 *мг/л*).

Таблица 55

Физико-химическая характеристика грязей ледниковых озер

Название озера	Цвет	Запах	Консистенция	Влажность, %	Засоренность частицами диаметром более 0,25 *мм*, %
Чукуркуль					
а) грязь темно-серая	Темно-серый	Сероводородный	Вязкая	46	Нет
б) грязь серая	Серый	»	»	53	»
Сасыккуль					
а) грязь темно-серая	Темно-серый	»	Вязкая, липкая	53—54	0,8
б) грязь серая	Серый	»	То же	30—48	0,3—19,0

Название озера	Сопротивление сдвигу, *дин/см²*	Липкость, *дин/см²*	Окислительно-восстановительный потенциал, *мв*	Сернистое железо, %	Уд. вес	Органическое вещество, %
Чукуркуль						
а) грязь темно-серая	4600	11 400	—312	0,14	1,56	1,06
б) грязь серая	4200	26 411	—285	0,08	1,48	1,44
Сасыккуль						
а) грязь темно-серая	2060—2600	6100—22000	—320—360	0,1—0,12	1,4	2,2—3,4
б) грязь серая	2800—10000	4500—9600	—150—250	0,05—0,17	1,2—1,7	0,6—1,0

Примечание. Кондиционные требования см. табл. 54.

Как видно из табл. 55, грязи обоих озер (Чукуркуль и Сасыккуль) по основным показателям удовлетворяют кондиционным требованиям и, следовательно, могут применяться для лечебных целей. Лишь по липкости и величине сопротивления сдвигу они отклоняются от нормы, поэтому при использовании их необходимо разбавлять рапой.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

На территории Таджикистана выделяются два типа термальных вод пластово-трещинные, приуроченные к артезианским бассейнам, и трещинно-жильные, распространенные в пределах гидрогеологических массивов (рис. 68, 69). Исследования тех и других вод с целью выявления возможностей их использования для теплофикации начаты в самые последние годы. Накопленные материалы позволяют дать лишь весьма ориентировочную оценку термальных вод четырех регионов Таджикистана — Юго-Западного, Северо-Восточного, Центрально-Таджикского и Памирского.

Юго-Западный регион. В основу геотермической характеристики Юго-Западного Таджикистана положены многочисленные замеры температуры, проводившиеся при поисково-разведочном бурении на нефть и газ. Имеющийся геотермический материал предварительно оценивался по периоду покоя скважин перед термозамерами. Для дальнейших обобщений отбирались данные термокаротажа, осуществлявшегося для определения геотермического градиента в скважинах, естественное термическое поле которых было восстановлено. Для контроля период покоя таких скважин сравнивался с эмпирическими данными И. М. Кутасова и В. И. Погуляева.

Геотермические условия Юго-Западного региона изучены преимущественно до глубины 2000 *м*. Степень изученности региона неодинаковая, но достаточная для выяснения общих закономерностей геотермического режима основных артезианских бассейнов Южно-Таджикской депрессии.

Таблица 56

Структуры	Температура нейтрального слоя, ° С	Температура на глубине 1000 *м*, ° С	Геотермическая ступень для интервала 250—1000 *м*, *м*/° С	Температура на глубине 2000 *м*, ° С	Геотермическая ступень для интервала 1000—2000 *м*, *м*/°С
Комсомольская	14,3	47,6	29,3	89,0	24,2
Андыген	15,5	46,0	32,0	—	—
Кызимчек	18,5	43,0	39,8	66,0	43,5
Кичикбель	19,0	53,0	28,7	87,0	29,4

Как видно из табл. 56, на глубине 1000 *м* наивысшая температура (+53° С) характерна для Вахшского артезианского бассейна. В Душанбинском и Кафирниганском бассейнах температура на этой глубине составляет 43—47,6° С. На глубине 2000 *м* температура 87—89° С отмечена в Душанбинском и Вахшском бассейнах, в Кафирниганском бассейне температура на этой глубине не превышает 66° С.

В формировании теплового режима Южно-Таджикской депрессии основная роль принадлежит тепловому потоку, идущему с больших глубин. Как известно, при распределении тепла важную роль играют литологический состав горных пород, движение подземных вод и тектонические особенности отдельных районов.

Величина теплового потока зависит от стадии геологического развития района. Южно-Таджикская депрессия рассматривается рядом исследователей (Широков, 1964; Туаев, 1962) как эпиплатформенная межгорная впадина, возникшая на месте мезозойско-палеогеновой си-

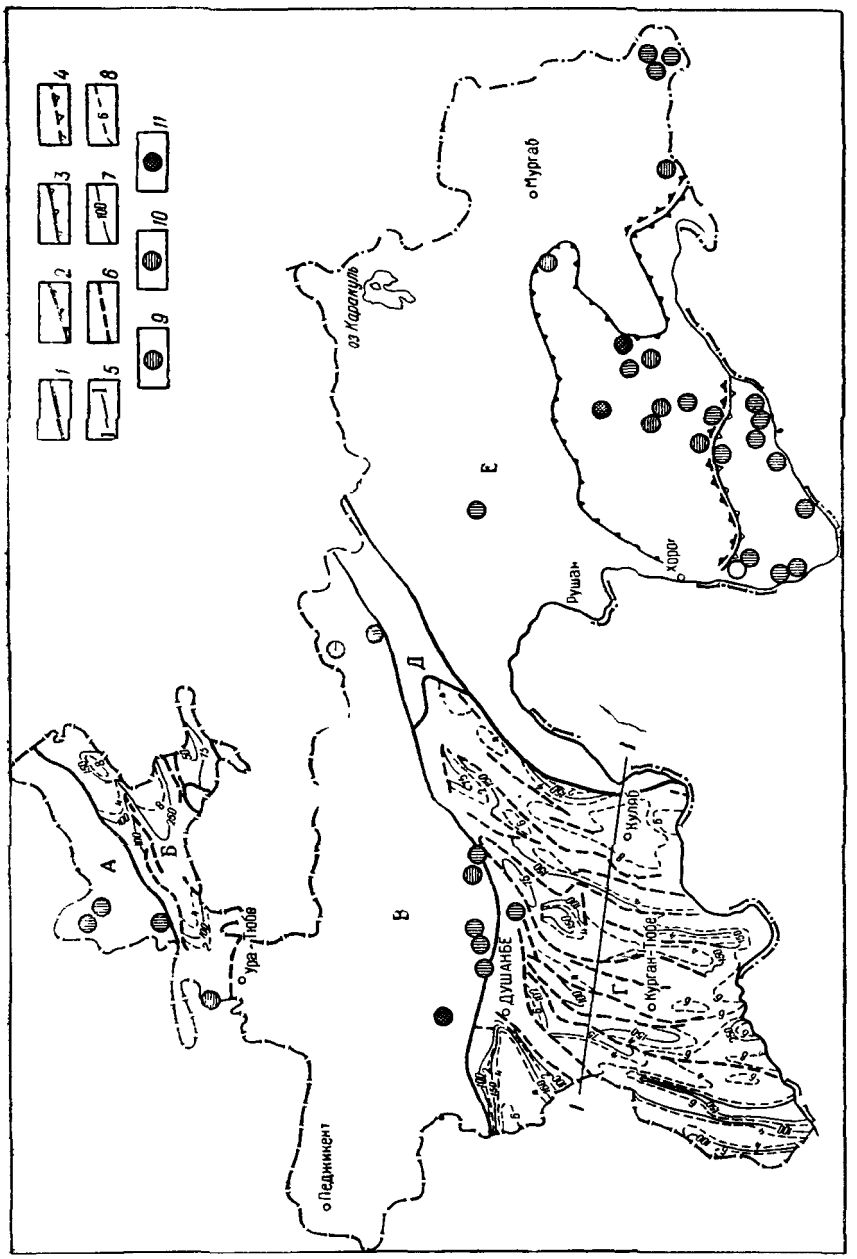


Рис. 68. Схематическая карта термальных вод Таджикской ССР:
1 — границы гидрогеологических регионов; *2* — границы распространения углекислых вод; *3* — границы распространения азотных терм; *4* — границы распространения азотно-углекислых вод; *5* — линия геолого-геотермического разреза; *6* — основные тектонические нарушения; *7* — изотермы, °С; *8* — стратоизогипсы покровла палеозойского фундамента, абс. отметки *км*; *9* — источники с температурой воды 20—50° С; *10* — источники с температурой воды 50—75°; *11* — источники с температурой воды 75—100° С
Гидрогеологические регионы: А — Северный, Б — Северо-Восточный, В — Центрально-Таджикский, Г — Юго-Западный, Д — Памиро-Алайский, Е — Юго-Восточный (Памирский)

неклизы. Такие молодые подвижные зоны отличаются высокой сейсмичностью и повышенным теплосодержанием идущего с глубины теплового потока.

Согласно исследованиям С. А. Красновского (1951 г.) и Д. И. Дьякова (1966 г.), величина геотермического градиента в пределах крае-

вых прогибов и предгорных районов молодой складчатости составляет 2,5—10,0° С/100 *м*, тогда как для кристаллических щитов и древних платформ значение геотермического градиента не превышает 2,5° С/100 *м*.

Влияние литологического состава на геотермический режим сказывается в том, что различные породы характеризуются разной теплопроводимостью. Комплекс осадочных пород по термическим свойствам разделяется следующим образом: наибольшим тепловым сопротивлением обладают рыхлые породы; с переходом от карбонатных пород к терригенным тепловые сопротивления уменьшаются, достигая наименьших значений в гидрохимических осадках.

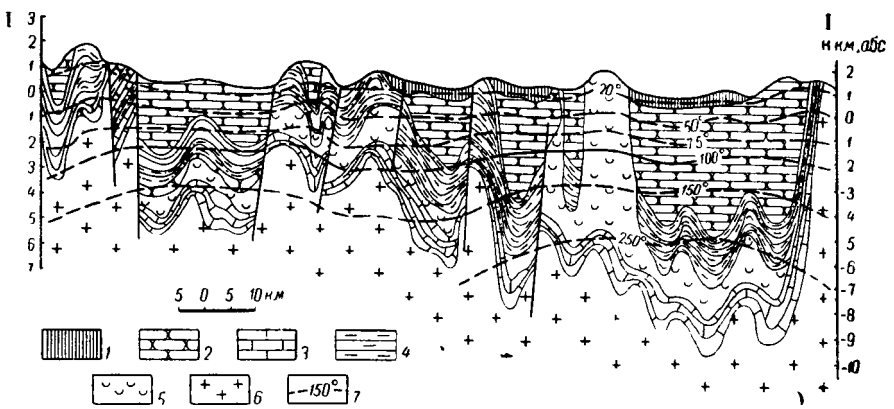


Рис. 69. Схематический геотермический разрез по линии I—I (см. рис. 68)
1 — лессы, *2* — песчаники; *3* — известняки, *4* — песчаники, алевролиты, мергели; *5* — соли, *6* — кристаллические породы палеозойского фундамента; *7* — изотермы, ° С

Приведенные в табл. 57 данные показывают, что самые низкие значения геотермической ступени (до 30 *м*/°С) характерны для глинистых отложений (туркестанские, сузакские слои, туронский, барремский и валанжинский ярусы). Отложения неогена, алайских слоев, сеноманского и альбского ярусов, представленные чередующимися глинами, известняками и песчаниками, характеризуются средними значениями геотермической ступени (30—40 *м*/°С). Высокие значения геотермической ступени (более 40 *м*/°С) типичны для разрезов, сложенных песчаниками или известняками (бухарские и акджарские слои, аптский ярус).

Влияние подземных вод на перераспределение глубинного тепла сказывается двояко. Вблизи области питания (нисходящие потоки) подземные воды охлаждают вмещающие породы, что приводит к снижению температуры. При восходящем движении подземных вод в пределах локальных антиклинальных поднятий и в области разгрузки подземные воды повышают температуру вмещающих пород.

Движение подземных вод сказывается на формировании термоаномалий в пределах Кызылтумшукского поднятия (площади Кызылтумшук, Акбашадыр, Кичикбель). Этому благоприятствует структурная обстановка и активная динамика подземных вод палеогеновых отложений. В Кафирниганском мегантиклинории на тепловой режим палеогеновых и меловых отложений оказывает влияние нисходящее движение подземных вод. Этому способствует глубокая тектоническая раскрытость структур и повышенная трещиноватость пород. Инфильтрационные воды, проникая вглубь, приводят к охлаждению недр.

Таблица 57

Величина геотермической ступени для пород разного возраста и литологического состава

Возраст пород		Структура				Среднее значение геотермической ступени, м/° С
Система	Слои, ярусы, отделы	Комсомольская	Андыген	Кызылчек	Кичикбель	
Неогеновая	—	32,9	30,0	—	28,0	30,3
Палеогеновая	Сумсарские	—	—	—	35,0	35,0
	Ханабадские	—	—	—	27,5	27,5
	Риштанские	—	—	—	30,0	30,0
	Туркестанские	—	26,2	—	26,6	26,4
	Алайские	27,8	36,1	—	35,0	33,0
	Сузакские	14,4	22,5	12,5	20,0	17,3
	Бухарские	64,3	45,0	44,0	38,7	48,0
	Акджарские	64,3	41,7	46,0	36,6	47,1
Меловая	Сенонский	23,7	35,8	50,6	30,0	35,0
	Туронский	27,7	28,6	37,5	24,0	29,4
	Сеноманский	24,8	32,7	42,0	—	33,2
	Альбский	31,1	32,9	50,0	—	38,0
	Аптский	44,3	40,8	—	—	42,5
	Барремский	18,0	29,7	—	—	23,8
	Готеривский	30,3	36,3	—	—	33,3
	Валанжинский	14,2	23,9	—	—	19,0
Юрская	Верхняя юра	23,4	39,3	—	—	31,2
	Нижняя + средняя юра	—	31,2	—	—	31,2

Связь между формой геологических структур и гидротермической обстановкой отмечалась многими исследователями (Дьяконов, 1958, и др.). Величина геотермической ступени обычно уменьшается в сводовых частях антиклинали и увеличивается в синклиналях. Это связано с облегченными условиями выноса тепла с глубин в антиклинальных складках и движением перегретых вод из синклинальных прогибов.

В Юго-Западном регионе подобная зависимость отчетливо прослеживается в пределах антиклинальной структуры Шаамбары. По данным замеров температуры подземных вод алайских слоев геотермическая ступень уменьшается по направлению к своду антиклинальной складки (рис. 70).

Артезианские бассейны Южно-Таджикской депрессии содержат огромные запасы термальных вод. Использование этих вод в народном хозяйстве зависит от ряда факторов. К их числу относятся (кроме геотермических условий района) глубина залегания водоносного горизонта, определяющая глубину скважин; наличие самоизлива скважин и величина дебитов; минерализация и химический состав вод. Важным фактором является наличие потребителя термальных вод.

Анализ этих факторов позволил в пределах Юго-Западного Таджикистана отнести к числу перспективных на термальные воды неогеновые отложения на площади Шаамбары, эоценовые на площадях Ки-

зылтумшук и Кичикбель, породы альбского и аптского ярусов на площадях Комсомольская и Андыген.

На площади Шаамбры неогеновые отложения, к которым приурочены термальные воды, представлены толщей мелкозернистых песчаников, песчанистых глин и алевролитов. Среднее значение коэффициента водопроводимости, определенное по данным опытных работ, 2,3 *м²/сутки*. Состав термальных вод сульфатно-хлоридный натриевый, минерализация 8,2—14,6 *г/л*. Прогнозные эксплуатационные ресурсы достигают 63 *л/сек* при дебите одиночной скважины до 5 *л/сек* (оценка эксплуатационных ресурсов проводилась для обобщенной системы скважин по методу «большого колодца»).

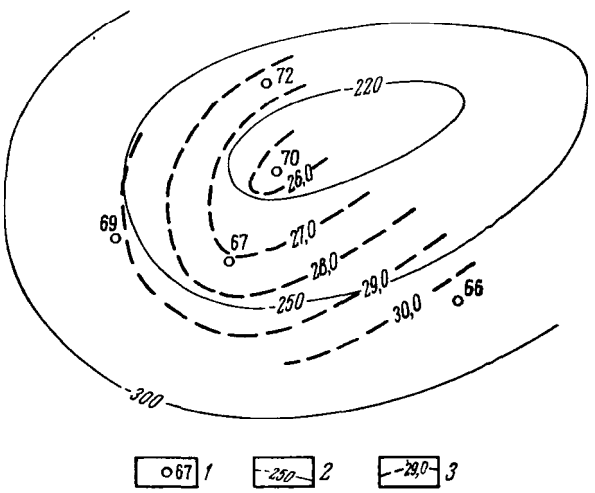


Рис. 70. Схема изменения геотермической ступени неогеновых отложений на площади Шаамбары, масштаб 1 : 25 000:

1 — скважина и ее номер; *2* — стратоизогипсы по кровле эоценовых отложений в абс. отм., *м*; *3* — линии равных значений геотермической ступени

На площади Кызылтумшук в результате поисково-разведочного бурения на газ установлено, что перспективными на термальные воды являются эоценовые отложения (алайский водоносный горизонт). Они представлены известняками, известняками-ракушечниками и песчаниками. Среднее значение коэффициента водопроводимости, определенное по данным кратковременных выпусков и с восстановлением статического уровня, 9,6 *м²/сутки*. Состав термальных вод хлоридно-сульфатный натриевый, минерализация 24—29 *г/л*. Прогнозные экспуатационные ресурсы оцениваются в 24 *л/сек* при дебите одиночной скважины 2—3 *л/сек*.

На площади Кичикбель перспективными на термальные воды являются алайские слои, в составе которых преобладают известняки и известняки-ракушечники. Среднее по площади значение коэффициента водопроводимости, определенное по данным опытных выпусков, 3,3 *м²/сутки*. Прогнозные эксплуатационные ресурсы термальных вод при условии самоизлива скважин достигают 53 *л/сек* при дебите одиночной скважины 4,5 *л/сек*.

На Комсомольской площади отложения альбского и аптского ярусов, в которых вскрыты термальные воды, представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками с пропластками глин и алевролитов. Средняя по площади величина коэффициента водопроводимости достигает 18,6 *м²/сутки*. Состав термальных вод изменяется от сульфатно-хлоридного натриевого до хлоридного натриевого. Минерализация вод колеблется от 3,1 (аптский водоносный горизонт) до 29,7 *г/л* (альбский водоносный горизонт). Прогнозные эксплуатационные ресурсы

термальных вод при условии самоизлива скважин составляют 285 *л/сек* при дебите одиночной скважины 20—25 *л/сек.*

На площади Андыген в разрезе альб-аптских отложений, к которым приурочены термальные воды, преобладают среднезернистые песчаники. Среднее по площади значение коэффициента водопроводимости равно 18,3 *м²/сутки.* Состав термальных вод хлоридный натриевый, минерализация вод изменяется от 22 до 47 *г/л*, увеличиваясь к юго-востоку с погружением водовмещающих пород. Прогнозные эксплуатационные ресурсы термальных вод при условии самоизлива скважин достигают 125 *л/сек* при дебите одиночной скважины 10 *л/сек.*

Общие прогнозные ресурсы термальных вод Юго-Западного региона на данной стадии изученности оцениваются в 550 *л/сек.* При понижении динамического уровня на 100 *м* ниже устья скважины они возрастут до 800 *л/сек.*

Северо-Восточный регион. Геотермическая характеристика региона приводится по данным термометрических исследований на площади Рават. Разрез осадочных пород, вскрытый скважинами, представлен до глубины 3000 *м* олигоцен-четвертичными молассами. Значениями геотермической ступени для этих отложений составляют 53,5—60 *м*°/С. Для отложений палеогена они изменяются от 32 (эоцен) до 5 *м*/° С (палеоцен).

Возможности практического использования термальных вод в пределах Северо-Восточного региона ограничиваются следующими факторами: высокой минерализацией подземных вод, наличием в водах агрессивных компонентов (H_2S) и низкими расходами скважин. Следует отметить лишь перспективность палеозойских отложений на площади Хаватаг. Вскрытые на глубине 1139 *м* термальные воды имеют хлоридный натриевый состав при минерализации 4 *г/л.* Температура воды на устье скважины 54° С, дебит скважины 10,5 *л/сек.*

Центрально-Таджикский и Юго-Восточный (Памирский) регионы. Для этих регионов характерны выходы термальных вод и паровых струй на поверхность земли. Термальные источники расположены преимущественно в районах крупных интрузий — Гиссарского гранитного плутона, Шугнанского комплекса гранитных интрузий, а также в области развития метаморфических пород докембрия, осадочных и эффузивных пород мезозоя. Особенностью термальных вод является приуроченность к тектоническим разломам, прослеживающимся иногда на десятки километров. Новейшие тектонические движения создали благоприятные условия для проникновения инфильтрационных вод на большую глубину.

На территории Центрального Таджикистана и Памира отсутствуют крупные межгорные впадины с мощной толщей рыхлых отложений, в которых могли бы аккумулироваться большие запасы термальных вод. Последние формируются здесь исключительно в узких зонах глубоких тектонических разломов, где могут находиться лишь небольшие скопления перегретых вод. Потоки термальных вод (65—96° С), циркулирующие в разломах, часто не обладают напором, достаточным для разгрузки на поверхность земли, и теряются под делювиальными и аллювиальными покровами.

В пределах горных районов Таджикистана известны выходы термальных вод более чем в 30 пунктах; около 25 из них располагаются на территории Горно-Бадахшанской автономной области (Памир). В горных районах, удаленных от экономически развитых центров и находящихся в суровых климатических условиях, резко ощущается недостаток топлива. Поэтому использование подземных термальных вод в народном хозяйстве приобретает здесь большое значение. Полезная

теплоемкость термальных вод этих районов значительна — ежесуточно подземными водами выносится количество тепла, эквивалентное по калорийности 80 *т* высококачественного каменного угля. Суммарный дебит известных в Таджикистане термальных источников достигает 190 *л/сек*, в том числе на Памире 110 *л/сек*. Следует отметить наличие на Памире относительно мощных источников с температурой воды до 70—74° С, на высотах с абсолютными отметками 3500—4200 *м* такие температуры близки к температуре кипения.

Наиболее перспективными для использования в народном хозяйстве являются источники, характеризующиеся большими дебитами и температурами: Ходжаобигарм и Обигарм в Центральном Таджикистане, Джиланды, Яшилькуль и Иссыкбулак на Памире. Необходимые сведения о них приведены в табл. 58, из которой видно, что теплосодер-

Таблица 58

Характеристика некоторых термальных источников Центрального Таджикистаиа и Памира

Регион	Источник, скважиина	Абсолютные отметки выхода воды, *м*	Избыточный напор на устье скважины, *м³ сутки*	Суммарный дебит источников и скв., *м³/сутки*	Температура воды, °С	Минерализация воды, *г/л*
Центрально-Таджикский	Ходжаобигарм	1750—1800	До 0,6	1210	60—96	0,4
	Обигарм	1380	» 0,3	5350	42—53	0,8
	Джиргиталь	2000	—	800	60	0,5
Памир	Джиланды	3500	—	1300	53	0,2—0,3
»	Иссыкбулак	3700	—	216	65	1,0—1,1
»	Яшилькуль	3900	—	865	67	0,6
»	Гармчашма	2770	До 2,5	605	62	3,2—3,5
»	Лянгар	2885	—	493	42—52	2,8—3,0

Регион	Источник, скважнна	Состав спонтанных газов, объемн. %					pH	Теплосодержание воды источников	
		CO_2	O_2	H_2S	CH_4	N_2+редкие		*Гкал/ч*	*Гкал/год*
Центрально-Таджикский	Ходжаобигарм	1,0	Нет	Нет	Нет	99,0	8,3	3,43	40 000
	Обигарм	Нет	»	»	»	100	7,4	5,18	45 360
	Джиргиталь	—	—	—	—	—	7,2	1,03	8 505
Памир	Джилаиды	1,3	Нет	0,7	3,7	94,3	7,4	2,54	22 210
»	Иссыкбулак	5,9	»	Нет	0,5	93,6	7,2	0,36	3 150
»	Яшилькуль	Нет	»	»	0,4	99,6	7,4	1,66	14 490
»	Гармчашма	99,1	»	—	Нет	0,9	6,2	0,66	5 830
»	Лянгар	97,9	Следы	Нет	»	2,1	6,9	0,534	4 680

жание источников достигает 40 000—45 000 *Гкал/год*, воды имеют невысокую минерализацию и слабощелочную реакцию. Эти показатели позволяют считать, что воды рассматриваемых источников могут широко использоваться для теплофикации населенных пунктов, курортов и предприятий. Расчетная потребность в тепле на одного жителя зависит от величины теплопотребления и климатических условий. В среднем расчетный максимум теплопотребления в городах Средней Азии

составляет около 4,2 *Гкал/год* на человека при отопительной нагрузке 2700 *ч* в год. В Центральном Таджикистане вполне возможно осуществить полную теплофикацию курортов Ходжаобигарм, Обигарм и частично пос. Джиргиталь, используя природное тепло Земли, выносимое на поверхность подземными водами. Предварительные расчеты показывают, что для полной теплофикации столицы Горно-Бадахшанской области — г. Хорога — необходимо подавать около 40 *л/сек* горячей воды с температурой 65—70° С. Для этой цели можно использовать термальные воды источников Джиланды, повысив путем устройства рационального каптажа его дебит до максимально возможной величины. Одновременно следует разведать и каптировать термальные воды источника Токузбулак, обладающие температурой до 60° С, что значительно улучшит тепловой баланс системы.

Наибольший экономический эффект может дать применение термальных вод в сельскохозяйственном производстве. Известно, что затраты на эксплуатацию скважин и естественных источников значительно меньше, чем при использовании установок искусственного нагрева воды. В отличие от коммунальной теплофикации сельское хозяйство является потребителем низкопотенциальных вод с температурами 30—70° С. Широкое применение такие воды могут найти в теплично-парниковых хозяйствах и при обогреве грунта, при теплоснабжении ферм и поселков, первичной обработке шерсти и т. д. Наиболее крупные термальные источники Памира — Джиланды, Яшилькуль, Кызылрабат и др.— расположены на обширных террасах рек, земли которых пригодны для использования в сельском хозяйстве. На базе тепла вод этих источников вполне целесообразны организация и строительство теплично-парниковых хозяйств. При эксплуатации углекислых термальных вод с повышенной минерализацией — 2—3 *г/л* (источники Лянгар, Джартыгумбез, Гармчашма) — необходимо применять схему с водяным теплообменником во избежание закупорки тепловой сети выпадающими в твердый осадок растворенными в воде солями. Опыт применения термальных подземных вод свидетельствует о том, что поступление в теплосеть воды с минерализацией до 0,6—0,7 *г/л* не вызывает каких-либо осложнений при их эксплуатации.

Глава XV

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

(рудничные воды)

Горнодобывающие предприятия республики, разрабатывающие месторождения железа, цинка, вольфрама, молибдена, меди, олова, сурьмы, золота и других металлов, расположены в основном на территории Северного и Центрального Таджикистана. В геологическом строении месторождений принимают участие различные по возрасту комплексы трещиноватых осадочно-эффузивных, метаморфических и интрузивных пород — сланцы, известняки, песчаники, эффузивы, граниты и др. Горные породы сильно дислоцированы, разрывы сопровождаются зонами смятия и интенсивной трещиноватостью. Региональная трещиноватость пород отмечается во всех литологических разностях. На глубине нескольких десятков метров она, как правило, затухает. Локальная трещиноватость прослеживается на глубину сотен метров.

В пределах месторождений развиты трещинные и трещинно-карстовые воды верхней гидродинамической зоны. Трещинно-жильные воды, циркулирующие в зонах тектонических нарушений, часто образуют локальные потоки со слабой гидравлической взаимосвязью с водами зоны региональной трещиноватости; в некоторых случаях воды потоков приобретают напор.

Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, таяния снежников и ледников. Области питания подземных вод обычно совпадают по площади с областями их аккумуляции и естественной разгрузки. В условиях средне- и низкогорного рельефа (Северный Таджикистан) при формировании естественных запасов подземных вод отдельных месторождений существенную роль играет не только местное питание, но и региональный подземный сток со стороны высокогорных районов.

Водообильность пород, слагающих районы месторождений, в общем незначительная. Фоновые значения удельных дебитов скважин колеблются от сотых долей до 0,5 *л/сек*, увеличиваясь в пределах развития закарстованных карбонатных пород до 1,5—2 *л/сек*. Резко возрастает водообильность пород вблизи зон тектонических нарушений, зон смятия и дробления, а также в сводах антиклинальных структур, характеризующихся повышенной трещиноватостью. Удельные дебиты скважин на таких участках достигают нескольких литров в секунду.

Различия в высотном положении, условиях питания, циркуляции и стока подземных вод, неоднородность литологического состава пород обусловили специфические особенности обводнения рудных месторождений. Основную роль в формировании водопритоков в горные выработки играют естественные ресурсы подземных вод. Некоторое влияние на обводнение горных выработок оказывают подземные воды, аккумулирующиеся в древних горных разработках (например, месторождение Кансай).

По классификации Н. И. Плотникова (Плотников и др., 1957), месторождения Таджикистана относятся ко II группе «рудных месторождений внутренних частей геосинклинальных областей». По условиям обводнения они подразделяются на три типа·

1. Месторождения, расположенные выше местного базиса эрозии, в условиях обильного питания подземных вод за счет выпадения атмосферных осадков, таяния ледников и снежников. Питание подземных вод осуществляется только в теплый период года. К концу зимней межени запасы подземных вод почти полностью истощаются (рудники Такоб, Джижикрут и др.).

2. Месторождения, расположенные ниже местного базиса эрозии, вблизи от временных поверхностных водотоков, в условиях скудного питания подземных вод, осуществляющегося за счет инфильтрации атмосферных осадков и периодического подтока поверхностных вод. Запасы трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод весьма незначительны и полностью дренируются к началу меженного периода (рудники Алтын-Топкан, Кансай, Курусай, Чорухдайрон и др.).

3. Месторождения, расположенные ниже местного базиса эрозии, вблизи от постоянных поверхностных водотоков, характеризуются особыми условиями обводнения (рудник Тарор и др.).

Формирование и характер водопритоков в горные выработки полностью определяются геолого-тектоническими особенностями месторождения, условиями питания подземных вод и влиянием поверхностных водотоков. Режим водопритоков также зависит от этих факторов.

К наиболее характерным представителям первого типа принадлежит Такобская группа свинцово-флюоритовых месторождений

(Такоб, Кандара, Бигар, Оджук и др.). Самым крупным из эксплуатируемых в настоящее время является месторождение Такоб; остальные находятся в стадии детальной и промышленной разведки. Рудник Такоб располагается на южном склоне Гиссарского хребта, в узкой долине одноименной реки. Максимальный расход реки достигает 8—10 *м*³/*сек* (апрель—май), минимальный — 2 *м*³/*сек* (январь—февраль). Климат района месторождения характеризуется значительными колебаниями температур в течение суток и по временам года. Среднегодовое количество осадков составляет 618 *мм*; бо́льшая часть их (до 70—80%) выпадает зимой.

В геологическом строении района основную роль играют изверженные породы кислого ряда — порфиры и граниты южно-варзобского интрузивного комплекса. С поверхности (в зоне выветривания) породы трещиноваты и разрушены, на глубине в них прослеживаются трещины отдельности. Месторождение приурочено к крупному Такобскому разлому, проходящему вдоль долины реки. В пределах месторождения развиты более мелкие тектонические нарушения, оперяющие Такобский разлом или секущие его. Нарушения сопровождаются зонами дробления пород.

В районе месторождения широко распространены трещинно-грунтовые воды зоны выветривания гранитов; мощность этой зоны колеблется от 10 до 20 *м*. Система крутопадающих трещин располагается примерно через каждые 0,5—0,8 *м*; ширина открытых трещин достигает 2—3 *мм*. Ниже зоны усиленной трещиноватости открытость трещин постепенно уменьшается и на глубине свыше 20—30 *м* настолько мала, что граниты практически становятся водонепроницаемыми. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков, поэтому режим трещинно-грунтовых вод целиком зависит от климатических особенностей района. Максимальный уровень вод приходится на весенний период, минимальный — на летний и первую половину осеннего. Местным базисом дренирования служат р. Такоб и многочисленные саи. В пределах всего района месторождения трещинно-грунтовые воды выходят на поверхность в виде многочисленных (обычно временно действующих) родников. В период интенсивного снеготаяния и выпадения атмосферных осадков (март—май) дебиты их не превышают 0,3—0,5 *л*/*сек*, что свидетельствует о малой водообильности водоносного горизонта. Минерализация вод 0,06—0,07 *г*/*л*, состав гидрокарбонатный кальциевый. Единственная горная выработка, подверженная влиянию трещинно-грунтовых вод (штольня 3), бо́льшую часть года остается сухой. Незначительное обводнение наблюдалось только в период выпадения осадков и проявлялось в увлажнении стенок и редком капеже.

К зоне дробления Такобского разлома приурочены трещинно-жильные воды. Они являются основным источником обводнения горных выработок; питаются за счет атмосферных осадков, трещинно-грунтовых вод участков зон усиленной трещиноватости гранитов и поверхностных водотоков. Минерализация их колеблется от 0,12 до 0,53 *г*/*л* в зависимости от сезона года; состав соответственно изменяется от гидрокарбонатного кальциевого (апрель—май) до гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого (сентябрь).

Трещинно-жильные воды вскрыты несколькими горными выработками — штольнями 1, 2 и др. Максимальные водопритоки в них достигали сравнительно небольших величин (34,2—105,7 *м*³/*ч*). Самые высокие водопритоки отмечены в выработках, пройденных ниже уровня р. Такоб, но и они не превышали 366 *м*³/*ч*. При достижении проектных

отметок выработок в долине Такоба водоприток в них по данным разведки не должен превышать 200—250 $м^3/ч$.

В целом месторождение оценивается как слабо обводненное, поэтому и гидрогеологические условия вскрытия и эксплуатации его будут простыми.

К наиболее характерным представителям второго типа принадлежит Алтын-Топканская группа полиметаллических месторождений (Сардоб, Ташгезе, Чашлы, Алтын-Топкан, Чалата, Ташбулак, Перевальное, Алдабай и ряд других, более мелких). Самым крупным из эксплуатируемых является месторождение Алтын-Топкан, остальные находятся в стадии детальной и промышленной разведки.

Алтын-Топканское месторождение расположено в пределах одноименного хребта на территории Западного Карамазара. Оно, как и все рудные месторождения Карамазара, генетически связано с приконтактной зоной кураминского интрузивного комплекса и является гидротермальным. Основную роль в строении рудного участка играют девонские и карбоновые известняки и гранитоиды позднекаледонского возраста.

В районе месторождения развиты трещинно-грунтовые воды гранитоидов и трещинно-карстовые воды рудовмещающих карбонатных пород. Обводнение горных выработок связано главным образом с трещинно-карстовыми водами, которые циркулируют на глубине 500 *м* и более. Рудничные воды имеют минерализацию до 1 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый.

Месторождение Алтын-Топкан разрабатывается пятью горизонтами. Проходка верхних горизонтов осуществляется частично открытым способом. Карьеры и штольни, вскрывающие первые два горизонта, находящиеся выше уровня трещинных вод, в течение всех сезонов года остаются сухими. Третий горизонт располагается в зоне колебания уровня трещинных вод. Обводнение его (до 81,8 $м^3/ч$) происходит в период максимального выпадения осадков (март—июнь), в остальное время лишь в отдельных местах наблюдается слабый капеж, который исчезает в засушливые годы. Четвертый горизонт является постоянно обводненным за счет дренирования вод третьего горизонта; водопритоки в нем колеблются в пределах 5,0—82,8 $м^3/ч$. Основной объем подготовительных капитальных и добычных работ сосредоточен на пятом горизонте. Наиболее обводненными являются главные стволы подходных штолен, пройденных по безрудным известнякам висячего блока рудной залежи. Максимальное поступление воды на этом участке было зафиксировано в 1958 г., когда среднемесячный водоприток за апрель достиг 374 $м^3/ч$. Гораздо менее обводненным является восточный фланг месторождения, приуроченный к известнякам и скарнам (48,9—56,2 $м^3/ч$). Самой низкой обводненностью характеризуется западный фланг, где развиты преимущественно гранитоиды (0,93 $м^3/ч$).

В целом месторождение Алтын-Топкан обводнено слабо и промышленное освоение и эксплуатация его не представляют трудностей. Формирование водопритоков в горные выработки находится в тесной связи с годичным и многолетним циклами выпадения атмосферных осадков, из которых около 25% идет на восполнение запасов подземных вод Максимальные водопритоки отмечаются в апреле, когда происходит таяние снежного покрова и выпадает большое количество атмосферных осадков. Затем притоки резко снижаются и остаются постоянными в течение остальных месяцев года.

Более сложные условия эксплуатации характерны для месторождений описываемого типа, приуроченных к карстующимся карбонатным породам палеозоя (рудники Кансай, Курусай и др.). Здесь отмечаются случаи прорывов подземных вод из карстовых пустот с максимальными расходами до 15—20 *л/сек*. Катастрофические кратковременные водопритоки с расходами до 50 *л/сек* имеют место также на рудниках, где большую роль в обводнении играют трещинные воды разломов (рудники Канимансур, Замбарак и др.). При этом происходит интенсивный вынос обломочного материала из зоны дробления, что выводит из строя значительную часть выработок. Например, при вскрытии подходной штольней надвига, имеющего зону дробления мощностью до 25 *м*, внезапный выброс воды составил около 15 *л/сек*, а суглинисто-щебнистым материалом было занесено около 30 *м* штольни и разрушены подземные пути и крепь. Иногда важное значение приобретают грунтовые воды четвертичных отложений горных долин, находящихся непосредственно на площади месторождений. При проходке горных выработок под современными водоносными отложениями водообильность рудовмещающих коренных пород резко увеличивается и водопритоки принимают катастрофический характер. Так, при проходке одного из штреков на восточном фланге месторождения Чорухдайрон под Тюябугузсаем было отмечено увеличение водопритоков от 2—3 до 50—80 *л/сек*, что значительно усложнило дальнейшую проходку.

К характерным представителям третьего типа принадлежит золоторудное месторождение Тарор. Оно и прилегающие к нему золоторудные месторождения Мосрифской группы расположены на южном склоне Зеравшанского хребта, на левом борту долины р. Шинг. Максимальные расходы реки приходятся на июнь—июль и равны 30—40 $м^3/сек$, минимальные наблюдаются в зимние месяцы и составляют 4—5 $м^3/сек$. Среднегодовое количество осадков составляет 403,8 *мм*.

В геологическом строении месторождения Тарор принимают участие метаморфизованные осадочные и изверженные породы палеозоя. К ним относятся известняки, кварциты, сланцы, гранодиориты. Трещинно-грунтовые воды коренных пород месторождения дают низкие водопритоки в выработки; удельные дебиты скважин не превышают долей литра в секунду. Максимальные дебиты, составляющие 1—2 *л/сек*, установлены при вскрытии зон тектонических нарушений и карстующихся карбонатных пород. Минерализация вод достигает 2,5—3 *г/л*, по составу они сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

В целом месторождение Тарор оценивается как очень слабо обводненное. Широкое развитие в его пределах мощной толщи четвертичных отложений создает неблагоприятные условия для инфильтрации в коренные породы атмосферных осадков. Горные выработки, расположенные ниже базиса эрозии, сухие, лишь в местах пересечения литологических контактов и тектонических нарушений наблюдался слабый капеж, интенсивность которого со временем уменьшалась вплоть до полного прекращения.

Приведенная характеристика основных типов месторождений полезных ископаемых Таджикистана показывает, что все они находятся в простых гидрогеологических условиях и особых трудностей при их разработке не возникает. Отмеченные случаи высоких водопритоков в выработки носили эпизодический характер и были связаны с прорывами трещинно-карстовых или трещинно-жильных вод.

Глава XVI

ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

ИРРИГАЦИОННО-ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ УСЛОВИЯ

Суммарная площадь поливных земель Таджикистана около 430 тыс. *га*, из них 220 тыс. занято хлопчатником. Намечено в ближайшее время увеличить площадь орошения до 900 тыс. *га* и отвести под хлопчатник около 400 тыс. *га*.

Орошаемые площади делятся на земли самотечного орошения и земли, орошаемые с помощью механического подъема воды (при разности высот до 200 *м*). Огромные гидроэнергетические ресурсы республики 150 млрд. *квт·ч*, открывают большие перспективы развития машинного орошения и вертикального дренажа. В табл. 59 показано распределение площадей по ирригационным районам.

Таблица 59

Общая характеристика ирригационных систем ($км^2$)

Ирригационный район	Общая площадь	Площадь возможного орошения		Поливная площадь	Площадь, занятая хлопчатником
		брутто	нетто		
Вахшский	24 906	3 052	2742	1170	701
Пяндж-Кулябский	76 275	2 131	1844	658	342
Сурхан-Кафирниганский	16 118	1 854	1663	990	555
Зеравшанский	8 910	325	271	176	—
Сырдарьинский	16 653	3 098	2469	1317	601
Всего по республике	142 862	10 460	8989	4306	2199

Основной источник орошения земель — поверхностные воды. Годовой сток их составляет 80 $км^3$, из них 60 $км^3$ приходится на р. Амударью с притоками (при выходе ее за пределы республики), 15,2 $км^3$ — на Сырдарью и 5,4 $км^3$ — на Зеравшан. В табл. 60 приведена харак-

Таблица 60

Водозабор оросительных систем

Ирригационный район	Водозабор на ирригацию, млн. $м^3$ в год
Вахшский	2498,7
Пяндж-Кулябский	1348,0
Сурхан-Кафирниганский	1794,1
Зеравшанский	207,3
Сырдарьинский	1813,9
Всего по республике	7662,0

теристика общего водозабора по оросительным системам республики. В настоящее время доля подземных вод в суммарном водозаборе на орошение составляет небольшую величину (59,5 млн. $м^3$ в год). Основные крупные водозаборы оборудованы современными гидротехническими сооружениями преимущественно бесплотинного типа.

Коллекторно-дренажной и водосборно-сбросной сетью протяженностью 3,6 тыс. *км* охвачено около 50% орошаемой площади (243,6 тыс. *га*). Из всех земель, за исключением неосвоенных, основная масса вредных солей была удалена с промывными водами и эти земли находятся в сельскохозяйственном обороте. Коллекторно-дренажная сеть, имеющая основное мелиорирующее значение, еще относительно разреженная. Принимаются меры к дальнейшему развитию искусственного дренажа, в том числе вертикального.

В районах Северного Таджикистана поливное земледелие имеет многовековую историю. Источником орошения служат реки Сырдарья, Ходжабакирган, Аксу, Исфара, Дигмайские, Самгарские и другие родники. Площадь орошаемых земель около 163 тыс. *га*, из них более 73 тыс. *га* занимает хлопчатник. Коэффициент земельного использования 0,84—0,99. Характерной особенностью старых ирригационных систем является отсутствие регулирующих сооружений, многоголовье параллельно идущих оросительных каналов. Густая сеть мелких каналов обусловливает повышенные фильтрационные потери воды. За годы Советской власти была проведена большая работа по переустройству старых неинженерных систем, что позволило улучшить водопользование и ввести в сельскохозяйственный оборот пустовавшие земли. Наряду с переустройством старых строились новые ирригационные системы как самотечного (Большой Ферганский канал, Северный Ферганский канал), так и машинного орошения (Ходжабакирганская, Самгарская). Характеристика ирригационной сети приведена в табл. 61.

Таблица 61

Характеристика ирригационной сети Северного Таджикистана

Ирригационные каналы	Общая протяженность сети, *км*	Расходы каналов, $м^3/сек$	Коэффициент полезного действия системы	Годовой водозабор на орошение, млрд. $м^3$
			(крупных магистральных каналов)	
Магистральные	691	2—10	0,81—0,96	
Межхозяйственные	334	До 2,0	0,61—0,86	2,4
Внутрихозяйственные	7184	0,5—1,0	0,8—0,85	

Основное количество воды в ирригационную сеть и на поля подается в вегетационный период с максимумом в июле—августе. По отдельным системам и каналам вода подается круглогодично. Отмечается несоответствие роста водоподачи приращению посевных площадей. Увеличение оросительных норм (брутто) в течение 1954—1968 гг. от 14 500 до 20 951 $м^3$ (Ходжентский район) обусловило возрастание потерь воды на фильтрацию со 170 до 463 млн. $м^3$. Крупное ирригационное строительство и недостатки в водопользовании вызвали подъем уровня и расширение границ засоления и заболачивания земель Канибадамского, Ходжентского и Аштского районов. По наблюдениям Обл-

водхоза в 1932 г. глубина до воды в колодцах кишлака Гуликандоз была 5—9 *м*. Начиная с 1946 г. грунтовые воды здесь резко поднялись, а в отдельных случаях вышли на поверхность. Имело место массовое разрушение строений в кишлаке Гуликандоз и в г. Пролетарске. Наполнение Кайраккумского водохранилища в 1956 г. оказало влияние на режим грунтовых вод в прибрежной полосе шириной 0,5—3 *км*, где грунтовые воды поднялись на 0,2—3 *м*.

Снижение и стабилизация уровня грунтовых вод достигнуты благодаря сооружению горизонтального и вертикального дренажей. Особенно широкий размах строительство дренажной сети приняло с 1946 г. Средняя удельная протяженность коллекторно-дренажной сети 17,8 пог. *м/га* (против 5,7 пог. *м/га* в 1949 г.). В период максимального наполнения водохранилищ происходит подпор коллекторов, что значительно снижает мелиоративную эффективность дренажной сети в прибрежной зоне. Дренажный сток с орошаемых земель играет существенную роль в водном балансе территории и достигает 20% от водоподачи. Но здесь наряду с грунтовыми учитывались сбросные воды, количество которых в общем коллекторном стоке колеблется от 15 до 30%. По предварительным данным в течение одного года с орошаемой территории выносится 1 390 912 *т* солей, или 13 *т* с 1 *га*.

Вертикальный дренаж в последнее время получил широкое распространение на левобережных частях Кайраккумского и Фархадского водохранилищ. Годовой отбор воды превышает 150 млн. $м^3$. В районе сел. Каттаган и Исписар, г. Кайраккум и других пунктов, несмотря на интенсивное развитие коллекторно-дренажной сети, уровень грунтовых вод продолжает подниматься. В отдельных случаях это связано с ухудшением работы коллекторно-дренажной сети.

В Южном Таджикистане орошаемое земледелие осуществляется в пределах Вахшской, Кызылсуйской, Яхсуйской, Гиссарской и Нижне-Кафирниганской долин.

Источником орошения земель Вахшской долины является р. Вахш, полностью обеспечивающая водой оросительную систему. Ирригационная сеть делится на левобережную и правобережную. Вода подается через головные сооружения инженерного типа. Пропускная способность магистрального канала на левобережье, построенного в 30-х годах, более 150 $м^3/сек$. На правобережье головное сооружение построено в 1948 г. и имеет пропускную способность до 30—50 $м^3/сек$. Характеристика ирригационной сети приведена в табл. 62.

За последние 15—20 лет орошаемые площади Вахшской долины возросли на 30—40%. Быстрое увеличение площадей отмечается в 1959—1961 гг. в связи с освоением новых земель, главным образом на террасе верхнечетвертичного возраста (четвертой). Коэффициент земельного использования за 1954—1967 гг. возрос с 0,70 до 0,85—0,90. Основные поливные площади находятся на левобережье долины.

Ирригационная сеть долины постоянно совершенствуется. Однако старая сеть, несмотря на некоторое переустройство, характеризуется извилистостью и большой протяженностью, высокой приподнятостью над полями. Это приводит к большим потерям воды на фильтрацию и сбросам ее в понижения. Наибольшая величина потерь приходится на внутрихозяйственную сеть и равна 69%. Общие потери воды из всех видов сети и с полей составляют не менее 40—50% от водоподачи. Повышенные потери на фильтрацию являются одной из главных причин подъема грунтовых вод и засоления почв. С вводом в действие в 1931—1938 гг. новой ирригационной системы долина получила дополнительно свыше 1 млрд. $м^3$ воды, что резко нарушило ее водный баланс. По

данным Г. И. Архангельского, в 1928 г. почти на всей площади Амударьинской (третьей) террасы, в северной части долины (исключая Каралангское понижение) грунтовые воды залегали на глубине 5—20 *м*. За 1932—1937 гг. подъем уровня под влиянием орошения составил от 2—4 до 7—10 *м* (С. Н. Домарев, Н. И. Обидин).

Открытая коллекторно-дренажная сеть инженерного типа функционирует на лево- и правобережье Вахшской долины. Данные, ее характеризующие, сведены в табл. 62. Несмотря на существенные недостатки левобережная коллекторно-дренажная сеть сыграла положительную роль в борьбе с заболачиванием и засолением земель. Улучшение их мелиоративного состояния обусловило повышение средней урожайности хлопчатника с 14—15 (в 1938 г.) до 20—30 *ц/га* (в 1967 г.). В настоящее время на солончаках Каралангского понижения испытывается вертикальный дренаж. Главным недостатком дренажной сети правобережья является подтопление ее водами р. Вахш. Наличие здесь к тому же напорных водоносных горизонтов диктует необходимость применения для мелиорации земель главным образом вертикального дренажа.

В Кызылсу-Яхсуйской долине северную ее часть занимает Кызылсу-Яхсуйская оросительная система (*в границах Кулябского и Восейского районов*). Источником орошения являются реки Яхсу и Кызылсу; в маловодные годы используются дренажные, сбросные воды. В целях покрытия дефицита в оросительной речной воде пробурено около 30 скважин с расходом до 50—70 *л/сек* каждая. Дополнительным источником орошения является Муминабадское водохранилище, воды которого используются в июле—сентябре, когда мелеют реки. Ирригационную сеть составляют 58 каналов, из них только два оборудованы головными сооружениями инженерного типа. Величина потерь по основным каналам изменяется от 30—50 до 100—160 *л/сек* на 1 *км* длины. На юге долины располагается Пархар-Чубекская оросительная система, относящаяся к группе водообеспеченных. Пропускная способность головного сооружения на р. Пяндж, построенного в 1948 г., 54 $м^3/сек$. Магистральный канал без покрытия длиной 17 *км* проходит в полунасыпных дамбах по галечниковым грунтам конуса выноса реки. Данные по ирригационным системам Кызылсу-Яхсуйской долины и коллекторно-дренажной сети сведены в табл. 62. Слабая естественная дренированность отдельных участков долины, недостаточно развитая коллекторно-дренажная сеть и избыточное ирригационное питание грунтовых вод являются причиной развития процессов вторичного засоления почв.

Земли Гиссарской долины орошаются водами рек Кафирниган, Душанбинка и Ханака. Ирригационная система имеет водозаборы инженерного типа и относится к водообеспеченным. Наиболее крупный оросител ь — Большой Гиссарский канал — характеризуется в вегетационный период расходами воды до 35—40 $м^3/сек$. Мелиоративное состояние земель Гиссарской долины благодаря высокой естественной дренированности территории почти повсеместно благополучное. Сведения по ирригационной системе и коллекторно-дренажной сети помещены в табл. 62.

Орошение земель Нижне-Кафирниганской долины осуществляется из р. Кафирниган сетью каналов (см. табл. 62), не имеющих головных инженерных сооружений. В настоящее время ведутся работы по реконструкции сети и строительству новой. Отмечается систематическое завышение общего водозабора и оросительных норм. Большое количество воды забирается в невегетационный период. Такие условия

Таблица 62

Характеристика ирригационной и коллекторно-дренажной сети Южного Таджикистана

Долина		Площадь земель с оросительной сетью, *га*			Общая протяженность сети, *км*		Коэффициент полезного действия системы	Годовой забор воды на орошение млрд. $м^3$	Удельная водоподача, тыс. $м^3/га$	Коллекторно-дренажная сеть			
		всего	орошается	занято под хлопчатник	межхозяйственной	внутрихозяйственной				средняя глубина, *м*	удельная протяженность, *м/га*	суммарный сток, млн. $м^3$ в год	дренажный модуль, *л/сек/га*
Вахшская	левобережная часть	129 539	120 421	76 523	408	1780	—	2,73	24,2	2,0—3,5	15—20	693—1040	0,1—1,0
	правобережная часть							—	—	—	*30*	*21—111*	*0,18*
Кызылсу-Яхсуйская	северная часть	29 800	29 500	16 600	—	—	0,73	0,4—0,5	12—13	—	17	От 2—3 до 70—85	—
	южная часть	35 800	34 400	17 400	107	509	0,73—0,89	0,6—0,7	14—21	1,5—2,0	17,8	600—700	—
Гиссарская		75 000	72 800	38 000	749	851	—	*1,0—1,1*	*13—14*	2,5—3,5	4,8	*150—280*	—
Нижне-Кафирниганская		30 300	28 600	17 500	165	57	—	0,5—0,6	19—20	—	11,0	От 6—10 до 15—22	—

при недостаточно развитой коллекторно-дренажной сети способствуют излишнему накоплению запасов грунтовых вод и ухудшению мелиоративного состояния земель долины.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПОЧВЕННО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ

Основные массивы орошаемых земель Таджикистана расположены в межгорных впадинах и речных долинах. Геологическое, геоморфологическое их строение и гидрогеологические условия подробно охарактеризованы во второй части монографии. Главные их особенности кратко сводятся к следующему.

Орошаемые земли Северного Таджикистана приурочены преимущественно к межгорным впадинам. Во впадинах, расположенных в климатической зоне ничтожного увлажнения, выполненных пролювиально-аллювиальными отложениями, грунтовые воды залегают спорадически. Это потоки грунтовых вод, связанные с долинами рек и саев, окружающих впадины горных сооружений. На периферии впадин, на территории слившихся конусов выноса рек и саев, формируется единое зеркало ненапорных вод; здесь же развиты напорные воды, обеспечивающие большей частью самоизлив скважин. Глубина залегания грунтовых вод, максимальная в вершинах конусов выноса, резко уменьшается на их периферии, где в связи с подпором со стороны адырных гряд местами происходит разгрузка вод на поверхность. И грунтовые, и напорные воды большей частью пресные.

В Южном Таджикистане основные массивы орошения расположены в пределах крупных речных долин и лежат в зонах ничтожного, скудного и недостаточного увлажнения. С галечниковыми отложениями долин связаны мощные горизонты грунтовых вод, зеркало которых обычно поднято в перекрывающие галечники супесчано-суглинистые образования. По выходе рек из горной части территории на равнинную они образуют огромные конусы выноса, к которым приурочены помимо вод со свободным зеркалом напорные воды. Последние на периферии конусов выноса нередко имеют области естественной разгрузки. Глубина залегания вод варьирует в широких пределах: она минимальна на территории низких террас, где нередко колеблется от 0 до 3 *м* и возрастает до 50 *м* на высоких террасах и в вершинах конусов выноса. Грунтовые и напорные воды речных долин преимущественно пресные и солоноватые.

В питании грунтовых вод четвертичных отложений орошаемых массивов как в Северном, так и в Южном Таджикистане участвуют фильтрационные потери поверхностных вод, приток извне подземных вод и атмосферные осадки. Соотношение между этими факторами неодинаково для отдельных массивов и в пределах каждого из них. В принципе не исключена возможность участия в питании грунтовых вод и конденсационной влаги, но этот вопрос еще недостаточно изучен и, главное, в мелиоративном отношении не имеет существенного значения. Непосредственно на орошаемых землях в подавляющем большинстве случаев доминирующим (до 90—99% от приходной статьи баланса) исключительно мощным и постоянно действующим источником питания грунтовых вод являются фильтрационные потери поверхностных вод. Поступление их в водоносный горизонт осуществляется по широко разветвленной ирригационной сети и с поливных земель, а также из русел рек. При существующем водопользовании на такое питание расходуется до 30—50% от общего водозабора в оросительные системы. Атмосферные осадки могут участвовать в питании грунтовых вод лишь на землях с близким их залеганием. Приток извне (со сто-

роны гор) подземных вод имеет практическое значение лишь в Шахристанской впадине и по правобережью р. Сырдарьи. В последнем случае в связи с развитием здесь машинного орошения с водозабором из р. Сырдарьи подземный приток с гор будет иметь второстепенное значение.

Грунтовые воды расходуются на суммарное испарение с почвенного покрова, дренажный сброс и естественный отток в местную гидрографическую сеть. Обычно преобладают первые два фактора. При освоении целинных земель вначале бо́льшая часть фильтрационных потерь поверхностных вод идет на пополнение запасов грунтовых вод, вызывая соответствующий подъем их уровня. Такая картина характерна в целом для массивов орошения. Но между отдельными их геоморфологическими элементами наблюдается определенное различие. Так, на морфологически четко выраженной части конусов выноса и на верхних речных террасах (при глубине залегания грунтовых вод более 5 *м*) главным источником питания являются фильтрационные потери поверхностных вод. На эти массивы осуществляется и приток подземных вод со стороны внешнего горного обрамления. Формирующиеся здесь грунтовые воды расходуются на естественный подземный сток в сторону ниже расположенных земель или в местную гидрографическую сеть. Для земель с близким залеганием грунтовых вод в дополнительном (сверх местной ирригационной нагрузки) питание существенное значение имеет подземный приток воды с гипсометрически выше расположенных участков конусов выноса или верхних террас. Расходование грунтовых вод здесь большей частью осуществляется на суммарное испарение с почвенного покрова и дренажный сброс. В более крупном плане на землях с близким залеганием грунтовых вод в свою очередь наблюдается различие между местными водораздельными участками и ирригационной сетью и сопряженными с ними понижениями. На первых в большей мере происходит местное питание грунтовых вод, а на вторых — их расходование на суммарное испарение с почвенного покрова и дренажный сброс. Таким образом, в вертикальном водообмене между почвенным покровом и грунтовыми водами на первых преобладают нисходящие токи воды, а на вторых — восходящие. При этом на массивах с двуслойным геологическим строением горизонтальное перемещение основной части грунтовых вод (формирующихся на гипсометрически выше расположенных землях и на местных водораздельных участках) в сторону их разгрузки и расходования происходит по хорошо промытой подстилающей толще галечников. Такой характер горизонтального перемещения воды и вертикального водообмена обусловливает вынос солей с местных водораздельных участков и с гипсометрически выше расположенных массивов и их концентрацию (если не принимаются меры к их искусственному удалению) в грунтовых водах и зоне аэрации в понижениях. Наиболее интенсивно последнее наблюдается на неосвоенных засоленных землях и солончаках.

Напорные воды четвертичных отложений разгружаются вертикально в грунтовые воды покровных супесчано-суглинистых пород, расходуясь в основном на суммарное испарение с почвенного покрова и дренажный сброс. Разделяющие их суглинисто-глинистые слои являются лишь относительными водоупорами, затрудняющими, но не прекращающими вертикальный водообмен.

Грунтовые воды орошаемых земель Таджикистана наименее минерализованы вблизи питающих участков ирригационных каналов и русел рек. По мере удаления от мест основного питания минерализация возрастает, достигая максимальных значений (до десятков и более ста граммов в литре) в верхнем слое грунтовых вод на сильно засоленных

землях и солончаках местных понижений. На освоенных землях с нормально работающей дренажной сетью она обычно не превышает 3—5 *г/л*. По сезонам года заметное изменение в степени минерализации грунтовых вод в верхнем слое отмечается на засоленных землях и солончаках. К осени на них наступает некоторое опреснение грунтовых вод (за счет подтока снизу вод с меньшей минерализацией). С наступлением дождливого периода происходит обратный вмыв солей с соответствующим повышением минерализации грунтовых вод. В многолетнем цикле наиболее резкие изменения в степени минерализации грунтовых вод имеют место при освоении сильно засоленных земель и солончаков с применением дренажа и промывок (в сторону опреснения) и при запущенном состоянии дренажной сети (в сторону соленакопления и повышения минерализации грунтовых вод).

На территории республики наблюдается преимущественно сульфатный и сульфатно-хлоридный тип засоления. Имеется и содовое засоление, но на ограниченных по площади участках в Кулябской группе районов. В темпах и типе засоления земель важная роль принадлежит исходному солевому составу оросительных вод. Так, реки Сырдарья и Вахш имеют воду с минерализацией от 0,4—0,6 до 0,8—1,2 *г/л*, содержание хлор-иона в них достигает 0,06—0,08 *г/л* и более. Этого оказывается достаточно для накопления хлора в верхнем активном (0,5—1 *м*) слое до первого токсичного предела (0,03%) за 3—5 лет только за счет оросительной воды. В поверхностных водах рек, стекающих с Гиссарского хребта, содержание хлор-иона составляет лишь около 0,002—0,003 *г/л*. Кроме того, в Гиссарской долине выпадает в 2—3 раза больше атмосферных осадков и выше степень проточности грунтовых вод. Различие в отмеченных факторах привело к тому, что на землях, орошающихся водами рек Вахша и Сырдарьи, упущения в дренаже сравнительно быстро сопровождались явлением массового вторичного засоления почвенного покрова. В Гиссарской же долине имеются лишь отдельные небольшие очаги не столь сильного засоления, но и они явились следствием многовекового испарения на них грунтовых вод.

Большое распространение по площади, особенно в пределах староорошаемых земель, галечниковых водоносных горизонтов (обеспечивающих высокую производительность заложенных в них скважин) является благоприятным фактором для развития вертикального дренажа, в том числе для более экономического совместного решения мелиоративной задачи и дополнительного получения дефицитных оросительных вод. Глубокое в исходном положении залегание грунтовых вод на осваиваемых целинных землях с мощными супесчано-суглинистыми отложениями является благоприятным фактором для применения закрытого горизонтального дренажа с заложением его еще в сухих устойчивых грунтах.

Площадь земель с близким залеганием уровня грунтовых вод, когда последние могут активно участвовать в почвенном процессе (обусловливая в той или иной степени его гидроморфный характер), составляет в Таджикистане около 42% от общей площади орошения (532,1 тыс. *га*). В дальнейшем, когда будут освоены все земли и произойдет приспособление уровня к новым условиям, площадь таких земель достигнет 47% от общей площади орошения (882,5 тыс. *га*). По данным почвенно-мелиоративного картирования (выполненного в 1961—1965 гг.) на долю земель с различной степенью засоления приходится около 119,5 тыс. *га*, в том числе 32,6 тыс. *га* — солончаков. Площадь под болотами и сильно заболоченными землями практически сведена на нет.

На большей части орошаемых земель Таджикистана развиты преимущественно почвы сероземного типа; подчиненным распространением пользуются серо-бурые, в большинстве случаев каменистые почвы.

Последние известны вдоль подножия Кураминского хребта и гор Моголтау, а также в Шахристанской впадине. Такими почвами характеризуются верхние части конусов выноса и самые низкие (в основном пойменные) речные террасы. На конусах выноса временных селевых потоков площадь их незначительна, причем щебнево-галечниковый материал обычно содержит повышенное количество суглинисто-глинистого материала.

Среди сероземов как на орошаемых массивах, так и на намечаемых к освоению преобладают светло-сероземные почвы. Гипсометрически они распространены ниже, чем серо-бурые каменистые почвы. Орошаемые отличаются от целинных почв главным образом несколько большим содержанием гумуса и биологической активностью. В Южном Таджикистане, начиная с абсолютных отметок 400—450 *м* (в первую очередь в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков), светлые сероземы постепенно переходят в обыкновенные, а затем и в темные сероземы. На более высоких отметках (600—700 *м*) последние сменяются коричневыми карбонатными почвами, количество гумуса в которых достигает 2,5—3,5%. Общая площадь земель с этими почвами в пределах орошаемых земель сравнительно небольшая (6—7 тыс. *га*). Они распространены в основном по окраине Гиссарской и в северных частях Обикиикской, Яванской, Дангаринской Кызылсуйской, Яхсуйской и Муминабадской долин

В Северном Таджикистане границы почвенных подтипов более приподняты. В пределах земель с близким залеганием грунтовых вод в той или иной степени (в общем случае не столь значительной) идет гидроморфный процесс, обусловливающий наличие луговых почв с повышенным содержанием гумуса (до 2—4%). Типичные луговые почвы распространены ограниченно. Они имеются в районе Камышкургана, Самгара, в левобережной части р. Сырдарьи, в Кулябской группе районов, в Вахшской, Гиссарской и Кафирниганской долинах. Луговые почвы относятся как к незасоленным, так и к засоленным, причем последних, вероятно, несколько больше. Обычно именно на засоленных землях наблюдается наиболее близкое залегание грунтовых вод, обусловливающих гидроморфный почвенный процесс. По механическому составу все почвы (за исключением каменистых) представлены всеми разностями от легких супесей до тяжелых суглинков. Встречаются и глинистые, но в ограниченном количестве. Для всех почв характерно резко повышенное содержание пылеватых частиц.

РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД

Изучением режима грунтовых вод орошаемых земель Таджикистана начали заниматься в конце 30-х и начале 40-х годов. Режимная наблюдательная опорная государственная сеть в республике развивается с 1946 г. В настоящее время ею полностью охвачены староорошаемые земли и частично целинные массивы первоочередного освоения. Данные многолетних наблюдений позволили с достаточной достоверностью выявить как основные факторы формирования режима грунтовых вод, так и закономерности колебания уровня, изменения минерализации и температуры грунтовых вод.

Работами В. А. Ковды, Н. В. Роговской, Д. М Каца, Н. А. Кенесарина, В. В. Волобуева, В. А. Гейнца и других исследователей уста-

новлено несколько типов режима грунтовых вод, характерных для орошаемых территорий. Большинством авторов типы режима выделены на основе количественного соотношения главных приходных статей баланса грунтовых вод (фильтрационные потери ирригационных и речных вод, атмосферные осадки, подземный приток), определяющих закономерности сезонных и многолетних изменений уровня и минерализации грунтовых вод. Важное влияние на формирование режима грунтовых вод оказывает соотношение подземного притока, оттока и испарения, которые обусловливают направленность водно-солевого баланса территории.

Северный Таджикистан

Режим грунтовых вод орошаемых земель Северного Таджикистана принадлежит к ирригационному типу. Главным фактором при формировании этого типа режима являются потери оросительных вод из ирригационной сети и с полей.

Для верхних и средних частей конусов выноса, характеризующихся высоким подземным оттоком (свыше 500 *мм*) и глубоким залеганием грунтовых вод, максимальное положение уровня наблюдается в октябре—декабре, минимальное — весной (март—июнь); амплитуда колебания уровня 3—3,5 *м* и более. Годовая величина ирригационного питания достигает 464 *мм*, или 40% от водоподачи на участок (табл. 63). Дренажный сток довольно высокий, испарение грунтовых вод составляет небольшую величину, что объясняется относительно глубоким залеганием уровня грунтовых вод и низкими капиллярными свойствами почво-грунтов (пески с гравием, грубые супеси).

Таблица 63

Баланс грунтовых вод по Аштскому массиву в 1964 г.

Месяцы	Приходные статьи, *мм*		Расходные статьи, *мм*	Изменение запасов грунтовых вод, *мм*	Разность притока и оттока грунтовых вод, *мм*
	Инфильтрация атмосферных осадков	Инфильтрация поливных (числитель) и промывных (знаменатель) вод из оросителей	Дренажный сток, (числитель) Испарение и транспирация (знаменатель)		
I	0,2	0,0 / 0,0	58,0 / 0,0	7,0	64,8
III	6,5	9,02 / 4,6	69,1 / 1,3	9,3	59,58
V	0,4	9,24 / 28,8	90,5 / 0,0	35,2	87,26
VII	3,5	25,1 / 108,6	121,9 / 0,0	0,0	15,3
IX	0,0	2,7 / 27,9	86,0 / 0,0	—16,0	39,4
XI	0,0	0,0 / 0,0	78,2 / 0,0	33,2	45,0
За год	30,0	108,99 / 354,9	1055,2 / 17,3	27,7	606,31

Минерализация грунтовых вод, почти равная минерализации поверхностных вод (0,6—0,8 *г/л*), по сезонам года изменяется мало. Увеличение ее за счет сульфатов натрия (на 0,05—0,1 *г/л*) обычно происходит при низком положении уровня. За многолетний период отмечается подъем уровня со скоростью 0,6—2 *м* в год. Для новоорошенных земель в первые годы освоения при глубине грунтовых вод 30—40 *м* характерен интенсивный подъем уровня грунтовых вод со скоростью 7—10 *м* в год, затем скорость подъема уменьшается до 4—6 *м* в год и намечается тенденция к его стабилизации. Повышение уровня грунтовых вод сопровождается увеличением минерализации на 0,1—0,2 *г/л*, что связано с поступлением солей из зоны аэрации.

Связь среднегодовых уровней грунтовых вод с суммарным водозабором на орошение за 1953—1967 гг. характеризуется высоким коэффициентом корреляции (0,80) и выражается уравнением

$$y = 21{,}53x - 0{,}024x,$$

где y — среднегодовой уровень грунтовых вод в *м* от поверхности земли;

x — суммарный сток по р. Ходжабакирган, Большому Ферганскому и Ходжабакирганскому каналам, млн. $м^3$.

На искусственно-дренированных землях определенное значение как фактор режима имеет и дренажный сток. Эти закономерности особенно хорошо прослежены на Аштском балансовом участке. Связь уровня грунтовых вод с водоподачей на орошение характеризуется коэффициентом корреляции 0,80, с дренажным стоком — 0,75. Уравнение регрессии имеет следующий вид:

$$z = -0{,}09x + 12{,}79y + 179{,}7,$$

где z — годовой средневзвешенный уровень грунтовых вод, *см*;

x — водоподача, *см*;

y — дренажный сток, *см*.

Периферические части конусов выноса характеризуются затрудненным подземным оттоком (200—500 *мм* и менее). Эти районы сложены переслаивающейся толщей суглинков, супесей и песков мощностью до 25—30 *м*, залегающих на гравийно-галечных отложениях. Водопроницаемость галечных отложений ниже, чем в средних и верхних частях конусов выноса, и характеризуется коэффициентом фильтрации 6—13 *м/сутки*. Зеркало грунтовых вод приближается к поверхности земли до глубины 0,5—3 *м*, чему способствует мощное ирригационное питание. Увеличение содержания в почвах (до 1,5%) солей происходит по направлению к р. Сырдарье.

Описание режима грунтовых вод в условиях орошения производится на примере южной части Нау-Костакозской впадины и периферической части конуса выноса р. Исфары.

В указанных районах режим грунтовых вод формируется под влиянием ирригационного питания, подземного притока со стороны конусов выноса рек, расхода грунтовых вод на испарение, дренажного и подземного стока. Значительную роль в приходной части баланса грунтовых вод имеет питание за счет восходящих токов напорных вод галечниковых горизонтов (табл. 64).

Сезонное колебание уровня грунтовых вод нередко характеризуется наличием двух пиков — весеннего (март—апрель, февраль—март) и летнего (июнь—август). Первый подъем связан с промывными поливами, а второй соответствует самой высокой в вегетационный период подаче воды. Водоносность рек и режим водоподачи в район оп-

Таблица 64

Баланс грунтовых вод Каттаганского опытного участка за 1965—1967 гг. (в мм)

Элементы баланса	1965 г.	1966 г.	1967 г.
Инфильтрация осадков	29,8	68,4	31,2
Инфильтрация из оросителей	58,1	72,5	61,5
Инфильтрация поливных вод	379,2	357,5	339,6
Питание грунтовых вод напорными водами	2270	2270	2088
Подземный приток	75	82	83
Приход	2912,1	2850,4	2603,3
Дренажный сток	2606,9	2350,4	2246,0
Испарение	216	373,0	243,8
Подземный отток	102	120	115
Расход	2924,9	2843,4	2604,8
Изменения запасов грунтовых вод	—12,8	7,0	—1,5

ределяют динамику уровня напорных вод, которые соответственно увеличивают питание горизонтов со свободной поверхностью. Спад уровня грунтовых вод начинается в октябре—ноябре. Низшее положение отмечается в декабре—марте. Амплитуда колебания уровня 0,8—1,6 *м* (рис. 71).

Связь уровня неглубоко залегающих грунтовых вод с водоподачей на орошение и дренажным стоком выражается следующим уравнением регрессии (Каттаганский опытно-балансовый участок):

$$z = -2{,}24x + 6{,}24y + 85{,}18,$$

где z — средневзвешенная глубина уровня, *см*;
x — водоподача на участок, *см*;
y — дренажный сток, *см*.

Изменение минерализации грунтовых вод на орошаемой площади за многолетний период характеризуют данные табл. 65.

Таблица 65

Минерализация грунтовых вод Средне-Ходжабакирганского района (осеивий период 1955—1963 гг.)

Номер скважины	Минерализация грунтовых вод по годам, *мг/л*						
	1955	1958	1959	1960	1961	1962	1963
614	1488	1200	2232	1672	1498	1308	—
812а	2264	—	1480	1572	—	—	1496

Опреснение грунтовых вод объясняется инфильтрацией пресных поливных вод, имеющих сухой остаток 0,2—0,4 *г/л*, и увеличением дренажного стока.

В прибрежной зоне Кайраккумского и Фархадского водохранилищ режим вод формируется под влиянием подпора со стороны этих водоемов.

О соотношении основных статей водного баланса, составленного по данным опытных исследований для левобережья Кайраккумского водохранилища, можно судить по следующим показателям:

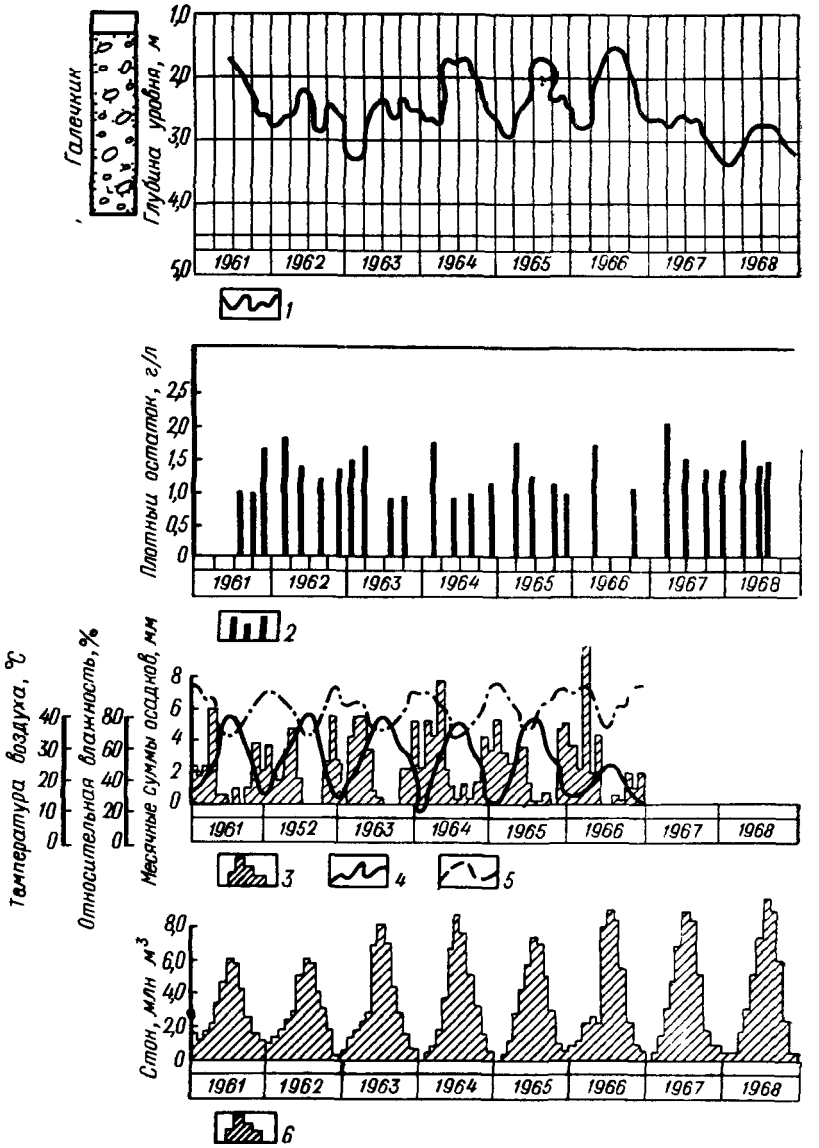


Рис 71 Режим уровня и изменение минерализации грунтовых вод южной части Нау-Костакозской впадины (скв 20 с) в сопоставлении с климатическими факторами и водоподачей на орошение

1 — уровень от поверхности земли *м* *2* — плотный остаток *г л* *3* — осадки *мм* *4* — температура воздуха °С *5* — относительная влажность % *6* — водоподача на орошение млн *м*³

Приход воды (млн *м*³ в год)		*Расход воды* (млн *м*³ в год)	
Водоподача	303	Испарение и транспирация	212 6
Подземный приток	90	Дренажный сток	112,2
Атмосферные осадки	4	Водозабор скважинами	15
Итого	397	Итого	339 8

Характерно, что в расходной части баланса первое место принадлежит испарению с поверхности почвы и транспирации растительностью. Сравнительно высока величина дренажного стока.

На землях, с избыточным питанием грунтовых вод и не обеспеченных искусственным дренажом, отмечается подъем грунтовых вод. Наиболее существенные изменения в положении уровня грунтовых вод произошли в полосе земель у Кайраккумского водохранилища после его заполнения (1956 г.). Многолетний подъем уровня на 2—8 *м* наблюдался по всему левобережью и распространился в глубь территории на 0,5—3 *км*.

Под влиянием дренажа происходит снижение уровня грунтовых вод и уменьшение минерализации, отмечается тенденция к формированию устойчивого отрицательного солевого баланса территории, улучшению ее мелиоративного состояния.

На Чкаловском массиве засоление и заболачивание земель по материалам Ленинабадского облводхоза отмечалось еще в 1925—1932 гг. Земли Канибадамского массива в северной и центральной частях его уже в 1934 г. требовали мелиорации. Наполнение Фархадского (1944 г.) и Кайраккумского (1956 г.) водохранилищ, освоение новых преимущественно верхних (галечниковых) земель еще более осложнило мелиоративную обстановку. С 1946 г. началось сооружение горизонтального дренажа, а с 1954 г.— вертикального. Особенно интенсивно строились указанные виды дренажа в 1966—1967 гг. К 1969 г. удельная протяженность горизонтальных дрен в описываемых районах возросла до 25—35 *пог. м/га*. На Чкаловском массиве действуют около 40 скважин вертикального дренажа с дебитом 40—60 *л/сек* каждая. Осуществление этих гидротехнических мероприятий привело к тому, что в 1963—1968 гг. в целом на рассматриваемой территории отмечается стабилизация уровня грунтовых вод. Снижение уровня под влиянием дренажа, по данным стационарных исследований, достигает 1—1,5 *м* (рис. 72).

Наблюдается многолетнее опреснение грунтовых вод при освоении земель с помощью промывок (табл. 66).

Таблица 66

Многолетнее изменение минерализации грунтовых вод орошаемых земель периферической части Исфаринского конуса выноса

Номер скважины	Плотный остаток в *мг/л* (на ноябрь)						
	1955 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.
6112	8704	7080	4300	—	2324	—	2424
7063	1200	1228	—	1744	2016	388	—
7053	8880	—	2380	3424	2840	2332	1376

Вынос солей с орошаемых массивов на фоне дренажа превышает их поступление (табл. 67).

Наибольшее количество солей выносится с июля по сентябрь (рис. 73).

Режим напорных вод периферических частей конусов выноса (Ходжабакирганского и Исфаринского) формируется под влиянием подземного стока рек и инфильтрации из ирригационной сети на верхних

сложенных галечниками площадях. Максимальные пьезометрические уровни и расходы воды на Исфаринском конусе фиксируются в сентябре — декабре, минимальные в июле — августе. Таким образом, четко

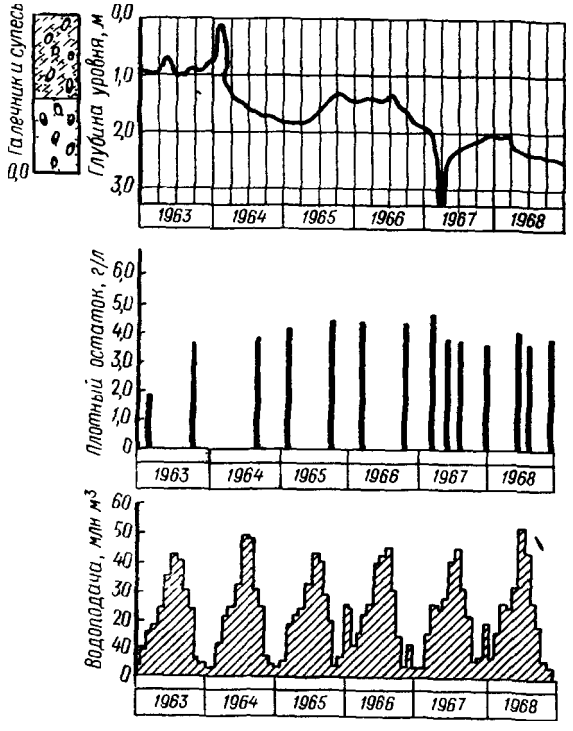


Рис. 72. Режим уровня и изменение минерализации грунтовых вод нижней части конуса выноса р. Исфара (скв. 37) в сопоставлении с водоподачей на орошение

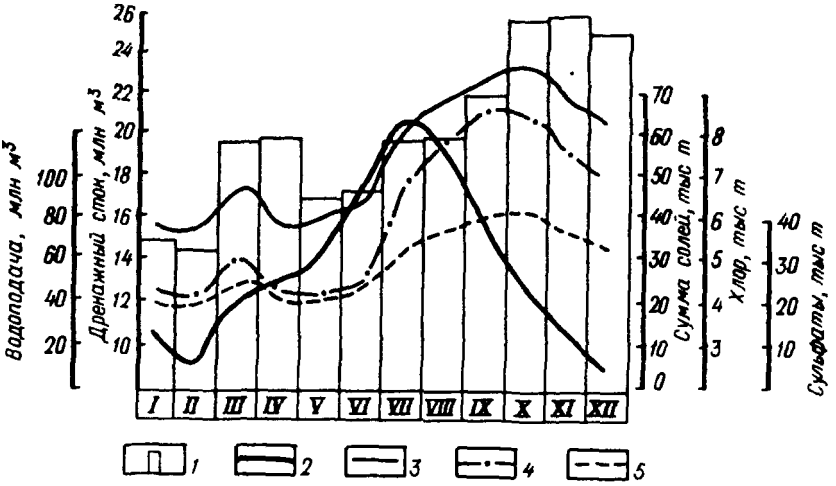


Рис 73 Вынос солей дренажными водами с левобережья Кайраккумского водохранилища:

1 — дренажный сток, *2* — водоподача на орошение, *3* — сумма солей, *4* — хлор-ион, *5* — сульфат-ион

наблюдается закономерный сдвиг максимума и минимума по отношению к речному стоку и водоподаче на орошение. Амплитуда колебания пьезометрического уровня 1—2 *м*. Синхронность колебаний пьезометрических уровней грунтовых вод и уровней в водохранилище свиде-

Таблица 67

Соотношение основных элементов солевого баланса орошаемых земель

Водоподача, млн. $м^3$	Минерализация оросительных вод, $т/м^3$	Количество поступивших солей с оросительной водой, $т$	Дренажный сток, тыс. $м^3$	Средняя минерализация дренажных вод, $т/м^3$	Вынос солей дренажными водами, $т$	Разность, $т$	
						+	—
Дальверзинский массив							
195 160	0,0004	78 064	132 292,1	0,00244	322 390	—	244 326
Самгарский массив							
173 444	0,0004	69 378	90 307,1	0,00215	193 824	—	12 446
Аштский массив							
144 180	0,0004	57 672	31 268,5	0,00238	84 133	—	26 561

тельствует о хорошей гидравлической связи между ними. Коэффициент корреляции равен 0,92. На Ходжабакирганском конусе четко прослеживается двойной максимум. Первое повышение пьезометрического уровня наблюдается весной (с «пиком» в марте — апреле). Этот подъем связан с весенними промывными и предпосевными поливами. Начало второго подъема отмечается в сентябре. Он связан (с некоторым запаздыванием) с максимальным расходом (июль) р. Ходжабакирган. Кроме того, в это же время расход влаги на суммарное испарение уменьшается, что также способствует подъему уровня. Второй пик фиксируется в ноябре — декабре.

Минерализация напорных вод незначительная (0,3—0,7 *г/л*) (табл. 68). Подъем уровня, вызванный подпором со стороны Кайраккумского водохранилища, повлек за собой значительное увеличение минерализации верхнего слоя грунтовых вод, но минерализация напорных вод не изменилась.

Таблица 68

Изменение минерализации грунтовых и напорных вод в 1955—1963 гг.

Водоносный горизонт	Минерализация в *г/л* на осенний период						
	1955 г.	1956 г.	1958 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.
Грунтовые воды	0,7	0,6	0,4	1,5	2,0	2,2	1,4
Первый напорный горизонт	0,6	0,4	—	0,4	0,6	0,5	0,7
Второй напорный горизонт	0,7	0,7	0,4	0,8	0,5	0,4	0,4

Иным режимом отличаются грунтовые воды межконусных понижений и наиболее пониженных периферических частей конусов выноса. Для них характерно снижение оттока до 100—200 *м* и резкое повышение роли испарения в расходной части баланса грунтовых вод. Орошаемое земледелие на большей части таких территорий возможно лишь при наличии коллекторно-дренажной сети.

В качестве примера рассмотрим особенности режима грунтовых вод искусственно дренированных земель Хашимкульского понижения (межконусного понижения Исфаринского конуса выноса). На старо-орошаемых землях грунтовые воды залегают на глубине 0,5—3,5 *м*. Суглинки, слагающие эти площади, характеризуются коэффициентом фильтрации 0,03—0,05 *м/сутки*. Содержание водорастворимых солей в верхнем метровом слое на орошаемых искусственно дренированных землях составляет 0,5—1,5%, на перелогах и солончаках 6—9%. Преобладают сульфаты и хлориды натрия. Минерализация грунтовых вод высокая: на орошаемых землях 3—15 *г/л*, на перелогах и солончаках 30—45 *г/л* и выше. Вода хлоридно-сульфатная магниево-натриевая. Протяженность коллекторно-дренажной сети около 39 *пог. м/га*.

На искусственно дренированных землях в условиях затрудненного подземного оттока режим близко залегающих грунтовых вод формируется главным образом под влиянием инфильтрационных потерь оросительных вод на фоне повышенного коллекторно-дренажного стока и суммарного испарения. Несмотря на значительный расход влаги на испарение с поверхности почвы и транспирацию, максимальное положение уровня на большей части орошаемой территории отмечается в мае — сентябре. Подъем уровня под влиянием вегетационных поливов начинается с мая — июня в виде «пиков» высотой 0,5—3 *м*, соответствующих отдельным поливам. Скорость подъема составляет 0,2—0,5 *м/сутки*, приращение запасов грунтовых вод 25—30 *мм/сутки*. Непосредственно после полива уровень снижается сравнительно интенсивно (5—10 *см/сутки*), что связано в основном с растеканием бугра под орошаемым полем. Затем спад замедляется и происходит под совместным влиянием испарения и оттока в дрены. При прочих равных условиях максимальные скорости спада уровня отмечены в июле — августе при максимальном расходе грунтовых и оросительных вод на испарение. Величина испарения характеризуется данными табл. 69.

Таблица 69

Годовые величины расхода влаги на испарение при различной глубине уровня грунтовых вод (Хашимкульский опытный участок. Средние данные за 1965—1967 гг.)

Глубина грунтовых вод, *мм*	Испарение, *мм*			
	хлопчатник		солончак	
	всего	грунтовых вод	всего	грунтовых вод
1	1150	480	159	66,8
2	910	110	145	26,6
3	863	28	109	12,5

Спад уровня после промывных поливов в феврале — марте происходит медленно, в основном за счет оттока в дрены, поскольку испарение в этот период очень мало. Под влиянием нивелирующего действия испарения сезонный график уровня сглажен, максимумы и минимумы часто выражены неясно. Амплитуда колебания уровня до 0,4—2 *м*, наибольшие значения ее характерны для повышений мезорельефа приканальных участков, где грунтовые воды залегают глубже и подземный отток повышен.

Связь уровня грунтовых вод с водоподачей и дренажным стоком выражается уравнением регрессии

$$z = 1{,}89x - 3{,}28y + 191{,}77,$$

где z — средневзвешенный месячный уровень грунтовых вод, *см*;
x — водоподача на орошение, *см*;
y — дренажный сток, *см*.

Под влиянием вегетационных поливов минерализация грунтовых вод снижается на 1—5 *г/л* (табл. 70). С прекращением поливов, когда

Таблица 70

Сезонные изменения минерализации грунтовых вод (Хашимкульский опытно-балансовый участок, хлопковое поле, 1963 г. Средний уровень грунтовых вод (2—2,2 *м*)

Номер скважины	Минерализация в *г/л* по месяцам											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
28б	5,1	5,2	3,5	6,4	4,3	5,0	6,3	5,2	6,6	3,1	5,7	—
29б	3,4	3,1	3,5	5,5	4,4	3,5	5,5	1,7	2,7	9,2	4,8	—
10б	8,5	4,2	5,7	3,7	3,4	—	3,6	—	3,7	3,8	4,4	3,9
18б	9,5	6,4	6,9	5,4	5,2	8,6	7,4	8,9	12,4	—	9,5	—

несколько опресненные воды кровли водоносного горизонта израсходуются на испарение, минерализация грунтовых вод вновь повышается и достигает максимального значения при низком положении зеркала вод. До вегетационных поливов некоторое временное опреснение вызывают промывные поливы. Повышение минерализации грунтовых вод сопровождается увеличением содержания ионов натрия и магния; при опреснении характерно увеличение содержания кальция.

О сравнительно эффективной работе горизонтального дренажа (при удельной протяженности 39,8 *м/га*, глубине 2—5 *м*) свидетельствует преобладание выноса солей над их поступлением в размере 29,4 *т/га* (Хашимкульский опытно-балансовый участок). Ежегодные промывные поливы и комплекс агротехнических мероприятий обеспечивают устойчивые и сравнительно высокие (18—22 *ц/га*) урожаи хлопчатника.

Изменение степени минерализации грунтовых вод солончаков по сезонам года обычно незначительное. Закономерностью является увеличение минерализации грунтовых вод в зимне-весенний период, когда происходит растворение и обратный смыв солей из зоны аэрации (табл. 71).

Неосвоенные под орошение земли занимают Шахристанскую и Лякат-Саватскую впадины и северные части Самгарской и Камышкурганской впадин.

Сезонный и многолетний режим грунтовых вод при глубине залегания более 50 *м* складывается под влиянием подземного притока со стороны гор, инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков (рис. 74).

В ходе сезонного изменения уровня грунтовых вод отмечаются два периода максимального положения: в январе — марте (во время наибольшего выпадения атмосферных осадков) и июле—сентябре (во время наступления максимальных расходов поверхностных водотоков). Амплитуда колебания грунтовых вод составляет 3—5 *м*. Наибольшие значения ее отмечаются в прирусловых частях рек. Колебания в мине-

рализации грунтовых вод незначительны (0,1—0,2 *г/л*) и не играют существенной роли.

На неорошаемых землях при близком залегании грунтовых вод основным фактором режима является испарение. Наивысшее положение уровня грунтовых вод наблюдается в феврале — мае, низшее — летом

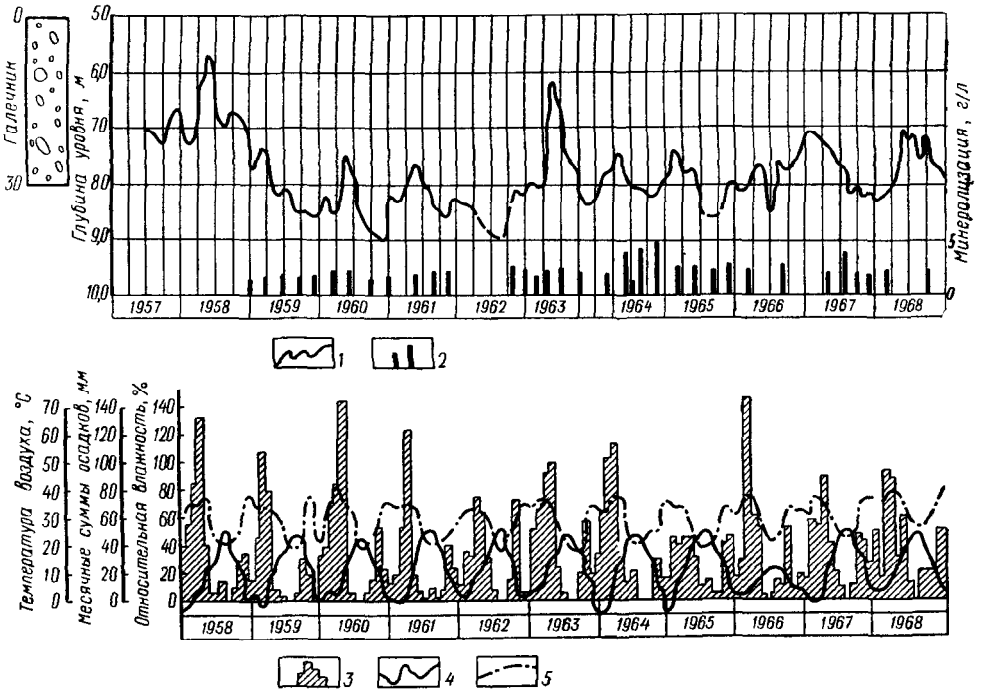


Рис. 74. Режим уровня и изменение минерализации грунтовых вод северной части Шахристанской впадины (скв. 8-кб) в сопоставлении с климатическими факторами (метеостанция Ура-Тюбе):
1 — уровень от поверхности земли, *м*, *2* — минерализация грунтовых вод, *г/л*, *3* — осадки *мм*, *4* — температура воздуха, ° С, 5 — относительная влажность %

Таблица 71

Динамика уровня и минерализация грунтовых вод на солончаке (Хашимкульский опытно-балансовый участок, 1962 г.)

Месяцы	Скв. 13б		Скв 24б	
	Уровень, *м*	Минерализация, *г/л*	Уровень *м*	Минерализация, *г/л*
I	1,95	31,5	1,82	26,1
II	1,91	30,0	1,86	24,9
III	1,92	31,4	1,38	28,5
IV	2,07	30,6	1,66	25,3
V	2,15	30,0	1,44	24,7
VI	2,30	29,2	1,37	26,5
VII	2,54	29,5	2,42	25,4
VIII	2,61	26,6	2,92	24,4
IX	2,49	26,8	3,06	24,0
X	2,42	28,2	3,04	24,0
XI	2,19	26,5	2,68	26,5
XII	2,10	27,4	2,61	—

и в начале осени. Связь уровня грунтовых вод с относительной влажностью воздуха характеризуется коэффициентом корреляции 0,90, уравнение регрессии имет вид

$$y = -2{,}30x + 220{,}9,$$

где y — уровень грунтовых вод, *см*;
x — относительная влажность воздуха, %.

В зимний период подземный приток преобладает над испарением, что вместе с осадками обусловливает подъем уровня.

Для режима температуры грунтовых вод рассматриваемой территории при прочих равных условиях (глубина залегания уровня, литологический состав зоны аэрации) характерна зависимость от высоты местности. Так, если на площади Шахристанской впадины, где абсолютные отметки местности находятся в пределах 900—1100 *м*, температура грунтовых вод при глубине уровня 5—7 *м* составляет 13,5—15° С, то на территории Дальверзинской степи (абсолютные отметки 350—400 *м*) она увеличивается до 17,5—19,5° С. При глубине залегания грунтовых вод ниже 10 *м* температура в течение года почти не меняется. Выше 10 *м* прослеживается зависимость температуры воды от температуры воздуха. Общей закономерностью является наступление максимума температуры грунтовых вод в июле — августе, реже в августе — сентябре (19—20° С). Минимум температуры отмечается в январе — феврале, иногда в феврале — марте (12—14° С), амплитуда колебания изменяется от 1 до 10,5° С.

Южный Таджикистан

На орошаемых землях главными факторами формирования сезонного и многолетнего режима грунтовых вод являются ирригационное питание и искусственный дренаж. Фильтрационные потери достигают 50% от водоподачи (за вычетом сбросов), из них около половины просачивается до уровня грунтовых вод, что составляет 500—700 *мм* в год. Это подтверждается многолетними исследованиями в Вахшской долине (табл. 72).

На территории, где распространен ирригационный тип режима грунтовых вод, различие в количественных показателях режима в основном обусловливается неодинаковым соотношением притока и оттока грунтовых вод, разным влиянием местных факторов питания (сезонная динамика) и различными глубинами залегания вод.

Описание режима грунтовых вод делается на примере Вахшской долины.

Балансирование притока оттоком (естественно дренированные земли) отмечается для террасы среднечетвертичного возраста (четвертой), наиболее высокой орошаемой террасы долины. Годовой подземный отток здесь до 500—1000 *мм* в год. Эта территория характеризуется глубоким залеганием грунтовых вод (более 10 *м*), минерализация их изменяется от 0,3—0,5 до 4—6 *г/л*. Основное влияние на режим оказывает водоподача на орошение, поскольку подземный приток со стороны горного обрамления не имеет существенного значения (20—40 $м^3/га$ в год), а атмосферные осадки из-за большой мощности зоны аэрации почти не достигают уровня вод: уже на глубине 3 *м* питание за счет осадков составляет всего 3—6 *мм* в год. Сезонная динамика уровня отличается плавным изменением (рис. 75). Значительная мощность зоны аэрации обусловливает сдвиги максимального и минимального положения уровня по отношению к водоподаче на срок 6 месяцев.

Таблица 72

Баланс грунтовых вод левобережья Вахшской долины в 1966 г.

Элементы баланса	Всего 185 000 га			В том числе орошаемая часть (78 000 га) на III и IV террасах		
	млн. м³	мм	%	млн. м³	мм	%
Приходные статьи						
Фильтрация из русла р. Вахш	299,70	162	37,8	299,70	384	38,3
Ирригационное питание	468,00	253	59,0	468,00	600	59,8
Подземный приток со стороны горного обрамления	7,02	4	0,9	7,02	9	0,9
Инфильтрация атмосферных осадков	18,50	10	2,3	7,80	10	1,0
Итого:	793,22	429	100	782,52	1003	100
Расходные статьи						
Подземный сток в р. Вахш	297,85	161	38,0	231,66	297	29,6
„ „ р. Пяндж	31,45	17	4,0	—	—	—
Сток по коллекторам	357,10	193	45,5	366,60	470	47,0
Испарение и транспирация	97,57	53	12,5	182,70	234	23,4
Итого:	783,97	424	100	780,96	1001	100
Изменение запасов грунтовых вод	9,25	+5	—	1,56	+2	—

Амплитуда колебания в зависимости от глубины залегания изменяется от 0,2 до 2,7 *м* (рис. 76).

Большая водоподача на орошение и сброс поливной воды в понижения мезорельефа способствуют ее повышенной фильтрации. Подъем грунтовых вод в первые годы орошения в зависимости от глубины залегания уровня изменяется от 0,04 до 1,4 *м* в год (табл. 73).

Таблица 73

Средняя скорость подъема уровня грунтовых вод естественно дренированных площадей четвертой террасы (многолетние данные по Вахшской долине)

Скорость подъема (*м* в год) на глубине						
10 *м*	12 *м*	15 *м*	17 *м*	20 *м*	30 *м*	40 *м*
Интенсивно дренированные площади						
—	0,15	1,40	1,45	0,90	0,14	0,04

Важно подчеркнуть, что благодаря хорошему естественному дренажу подъем уровня даже в условиях усиленного питания грунтовых вод (в зонах влияния крупных каналов) практически прекращается на глубине 10—12 *м*, когда фильтрация в водоносный горизонт компенсируется подземным оттоком.

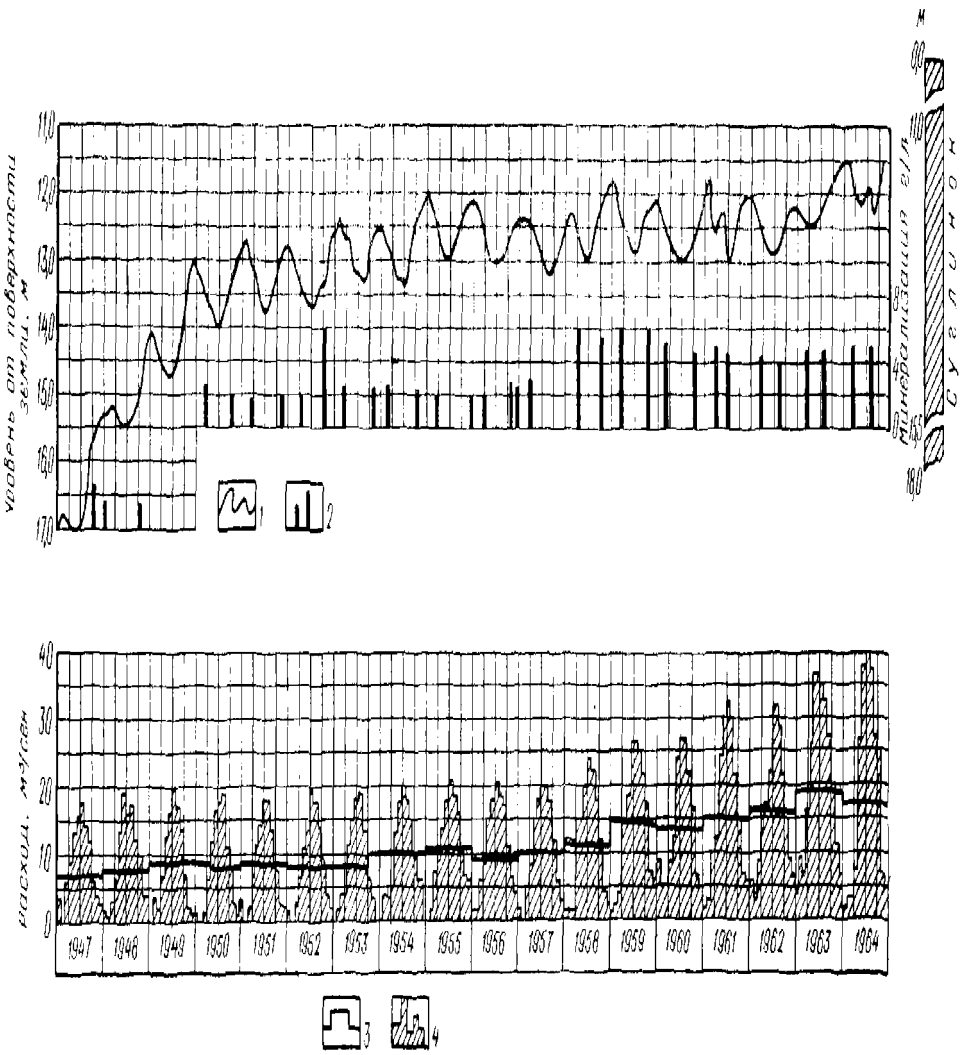


Рис. 75. Режим уровня грунтовых вод и изменение их минерализации для естественно дренированных площадей четвертой террасы р. Вахш в сопоставлении с водоподачей на орошение. Орошаемые земли левобережья находятся в 30 м от канала Кумсангир (скв. 24):

1 – уровень от поверхности земли, м; 2 – минерализация грунтовых вод, г/л; 3 – кривая средневегетационного расхода канала Кумсангир, м³/сек; 4 – водоподача на орошение, м³/сек

Определенные закономерности присущи сезонной динамике минерализации грунтовых вод. В начале орошения к периоду максимального положения уровня повсеместо отмечается сезонное повышение минерализации до 1 *г/л* за счет смыва солей из зоны аэрации. Затем в период максимума фиксируется уже устойчивое опреснение на 0,3—0,8 *г/л*. При сезонном опреснении почти не меняется химический состав воды, она остается хлоридно-сульфатной кальциево-натриевой (табл. 74).

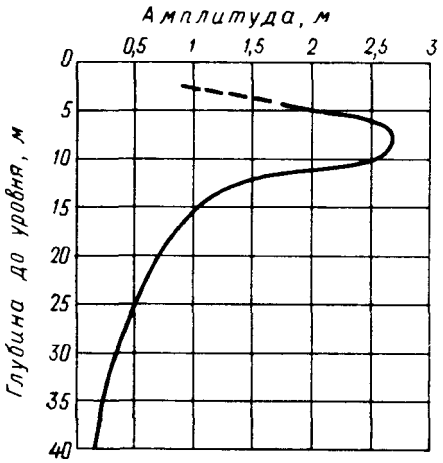


Рис. 76. Зависимость амплитуды колебания уровня грунтовых вод от глубины залегания на четвертой террасе Вахшской долины на естественно слабодренированные площади

Таблица 74

Сезонные и многолетние изменения минерализации и химического состава грунтовых вод естественно дренированных площадей четвертой террасы (Вахшская долина)

Средне-годовой расход канала, $м^3/сек$	Средний уровень грунтовых вод, *м* / Глубина фильтра, *м*	Год	Состав воды IV—V	Состав воды X—XI
Плато Кумсынгыр (скв. 24 в 30 *м* от канала)				
8,7	13,2 / 15,0	1952	$M_{1,2}$ Cl 75 HCO_3 21 SO_4 4 / Na 83 Ca 13	$M_{3,0}$ Cl 85 HCO_3 10 SO_4 4 / Na 92
19,5	12,0 / 15,0	1963	$M_{5,0}$ SO_4 86 Cl 31 / Na 48 Ca 32 Mg 20	$M_{4,6}$ SO_4 58 Cl 41 / Na 55 Ca 42
Плато Акгаза (скв. 141а в 35 *м* от канала)				
4,0	23,9 / 25,0	1953	$M_{0,86}$ HCO_3 46 Cl 30 SO_4 22 / Na 87 Mg 10	$M_{1,0}$ SO_4 52 Cl 24 HCO_3 23 / Na 78 Mg 17 Ca 5
70,0	21,8 / 25,0	1961	$M_{2,8}$ SO_4 92 Cl 8 / Na 44 Ca 33 Mg 22	$M_{2,2}$ SO_4 87 Cl 8 / Na 58 Ca 27 Mg 15

За многолетний период по мере подъема уровня наблюдается увеличение минерализации воды на 2—4 *г/л*. Изменение химического состава грунтовых вод определяется качественным составом водорастворимых солей в лёссах зоны аэрации. Так, на плато Акгаза в Вахшской долине грунтовые воды до орошения (1945—1946 гг.) залегали в подстилающих галечниках на глубине 35—45 *м* и имели минерализацию не более 1 *г/л*. Состав воды был преимущественно сульфатно-хлорид-

ный натриевый. К 1961 г. грунтовые воды под влиянием орошения поднялись до 20—22 *м* и перешли в покровные лёссы. Минерализация их повысилась до 1,5—4 *г/л*.

На участках высокой Амударьинской террасы (третьей), имеющей повышенный подземный отток (в пределах конусов выноса), минерализация грунтовых вод до 1 *г/л*, состав преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Подземный отток составляет 800 *мм* в год и выше, земли не засолены. Коллекторно-дренажная сеть заложена лишь по периферии района. Особенностью сезонного режима уровня являются большие амплитуды, четкая ритмичность колебания и точное соответствие режиму водоподачи на орошение (рис. 77).

Многолетний режим уровня также подчинен водоподаче, что подтверждается высокими коэффициентами корреляции (до 0,90). Уравнение прямой регрессии имеет следующий вид (скв. 115):

$$y = 4{,}46 - 0{,}003x,$$

где y — среднегодовой уровень, *м*;

x — среднегодовая водоподача по каналу, $м^3/сек$.

Гидрохимический режим характеризуется небольшими сезонными колебаниями сухого остатка воды, а тип ее почти не изменяется. Многолетние изменения минерализации и химического состава грунтовых вод также несущественны.

На площадях с несколько затрудненным подземным оттоком (до 200—500 *мм* в год) преобладают незасоленные и слабо засоленные почвы (бóльшая часть староорошаемых земель третьей террасы). Для них весьма характерен чашевидный мезорельеф, имеющий большое значение в распределении грунтовых вод по глубинам залегания, минерализации и засолении почвенного покрова.

Определяющие факторы сезонного и многолетнего режима грунтовых вод — орошение и искусственный дренаж, но в балансе грунтовых вод уже заметно повышается роль испарения (табл. 75).

Таблица 75

Соотношение годовых величин основных приходных и расходных элементов баланса грунтовых вод на староорошаемых землях третьей террасы левобережья р. Вахш по данным опытно-балансовых исследований

Годы	Приходные элементы, *мм*					Расходные элементы, *мм*		
	Атмосферные осадки	Фильтрация				отвод коллекторами	испарение и транспирация	средняя величина подземного оттока
		из канала Джой-Бор	поливных вод					
			из мелкой сети	с полей	с рисовых полей			
1962	11,1	275,8	113,0	180,8	—	884,5	400,0	350,0
1963	22,5	346,0	96,0	140,8	198,3	963,8	564,0	350,0
1964	8,9	327,9	103,0	208,5	186,0	1009,9	431,3	350,0
1965	10,5	362,4	141,0	249,7	—	761,5	461,7	350,0

Ослабление подземного оттока и возрастание испарения по сравнению с дренированными территориями обусловливают уменьшение амплитуды колебания уровня в среднем до 1,5—2,5 *м* и сдвиг максимума на август — сентябрь, а минимума — на март. Сезонная кривая уровня осложнена эпизодическими подъемами и спадами. Величина амплитуды колебания различна в пределах чашевидного понижения, что зависит от глубины залегания грунтовых вод на отдельных участках и ирригационно-хозяйственных условий (табл. 76).

Рис. 77. Режим уровня грунтовых вод и изменение их минерализации на контуре выпоса в сопоставлении с водностью р. Вахш, водоподачей на орошение и климатическими факторами:

а – продольные земли дренажной в 0,6 км от Вахшского магистрального канала (скв. 15); *б* – Вахшского канала (скв. 15); *в* – Вахшский магистральный канал; *г* – Вахш; *д* – метеорологические данные

1 – уровень от поверхности земли, м; *2* – минерализация грунтовых вод, г/л; *3* – кривая среднегодового расхода р. Вахш, м³/сек; *4* – водоподача на орошение, м³/сек; *5* – кривая отклонений расхода Вахшского магистрального канала от эпохальной на орошение; *6* – кривая среднегодового расхода р. Вахш, м³/сек; *7* – водоподача на орошение, м³/сек; *8* – магистральных каналов отклонений от среднего значения; *9* – осадки, мм; *10* – температура воздуха, °С; *11* – относительная влажность, %

Таблица 76

Изменение амплитуды колебания уровня грунтовых вод в пределах чашевидного понижения (Курган-Тюбинский опытно-балансовый участок)

Местоположение рельефа	Освоенность земель	Литология	Уровень грунтовых вод, *м*	Годовой отток, *мм*	Годовая амплитуда, *м*
Гребень чаши у канала	Поливные	Легкие суглинки, супеси, пески	3—4	200—350	1,8—2,5
Средняя часть склона чаши	„	Суглинки, супеси	2—3	150—200	1,2—2,6
Дно чаши	Поливные и неполивные	Суглинки, супеси, глины	1—2	100—150 и меньше	0,5—1,0
Дно чаши (наиболее пониженная часть)	Неполивные	То же	0,2—0,5	То же	До 0,25

Для грунтовых вод супесчано-суглинистого покрова характерно уменьшение минерализации с глубиной. На неорошаемом участке при глубинах залегания уровня 2, 4 и 6 *м* минерализация равна соответственно 5,5; 3,3 и 2,5 *г/л*. Грунтовые воды хлопкового поля (вблизи канала) характеризуются сравнительно низкой минерализацией (на глубине 3,6; 5; 6,5 и 9,5 *м* она составляет 1,7; 0,7; 0,4 и 0,4 *г/л*).

Величина сезонных колебаний минерализации верхнего слоя грунтовых вод, выражающихся, как правило, в опреснении его к осени, зависит от геолого-геоморфологических и ирригационно-хозяйственных условий (табл. 77).

Таблица 77

Сезонные изменения минерализации и химического состава верхнего слоя грунтовых вод чашевидного понижения (Курган-Тюбинский опытно-балансовый участок)

Местоположение в рельефе	Средний уровень грунтовых вод, *м*	Состав воды	
		март 1962 г.	август 1962 г.
Гребень чаши у канала	3,5	$M_{0,8}\ \frac{Cl\ 49\ SO_4\ 28\ HCO_3\ 22}{Na\ 45\ Mg\ 35\ Ca\ 20}$	$M_{0,6}\ \frac{Cl\ 62\ HCO_3\ 27\ SO_4\ 11}{Na\ 59\ Mg\ 29\ Ca\ 12}$
Средняя часть склона чаши	2,5	$M_{2,5}\ \frac{SO_4\ 77\ Cl\ 13\ HCO_3\ 10}{Ca\ 45\ Mg\ 37\ Na\ 18}$	$M_{2,2}\ \frac{SO_4\ 76\ Cl\ 18}{Ca\ 45\ Mg\ 28\ Na\ 27}$

На неорошаемых участках сезонные изменения составляют 0,5—1 *г/л*. Причиной увеличения минерализации воды к зимне-весеннему периоду на орошаемых землях (до влагозарядковых поливов) является диффузионный обмен солей и растекание верхней пресной «подушки», сформировавшейся под влиянием поливов.

Важно отметить, что сезонные изменения минерализации грунтовых вод распространяются до большой глубины. Наибольшие коле-

бания (0,35—0,72 *г/л*) отмечается в интервале 4—29 *м*, а максимум приурочен к интервалу 4—6 *м*. Книзу постепенно затухают сезонные колебания минерализации, но и на глубине 198 *м* в галечниках (по данным многолетних наблюдений) они составляют 0,19 *г/л*. Таким образом, зона достаточно активного солеобмена достигает 20—30 *м*, что следует учесть при проектировании дренажа.

Химический состав грунтовых вод по вертикали однообразен, и сезонные изменения минерализации и химического состава грунтовых вод подчинены ирригационно-хозяйственным факторам. В целом для территорий со сбалансированным оттоком характерно многолетнее опреснение грунтовых вод под влиянием фильтрации оросительных вод на фоне дренажа (табл. 78).

Таблица 78

Типовое многолетнее изменение минерализации и химического состава верхнего слоя грунтовых вод орошаемых земель третьей террасы (скв. 144, в 300 *м* от канала Бешкапа)

Годы	Средний расход канала, $м^3/сек$	Уровень грунтовых вод, *м*	Глубина фильтра, *м*	Химический состав воды	
1953	0,98	2,07	4,8—5,6	$M_{5,3}\frac{SO_4\,59\ Cl\,38}{Na\,61\ Mg\,28\ Ca\,8}$	1,6
1959	1,64	2,97	4,2—5,2	$M_{3,8}\frac{SO_4\,78\ Cl\,22}{Ca\,40\ Mg\,31\ Na\,29}$	3,7
1963	1,52	3,49	4,2—5,2	$M_{2,5}\frac{SO_4\,80\ Cl\,19}{Ca\,77\ Na\,17\ Mg\,6}$	4,1
1966	1,55	3,60	4,2—5,2	$M_{2,5}\frac{SO_4\,81\ Cl\,17}{Ca\,58\ Na\,32\ Mg\,10}$	4,7

Лишь на новоорошаемых участках с засоленным почвенным покровом, отличающихся глубоким залеганием уровня грунтовых вод, минерализация увеличивается до 3—4 *г/л*. В этом случае грунтовые воды засоляются за счет растворения солей при подъеме уровня, а также вымывания их из зоны аэрации оросительными водами.

Выявляется четкая закономерность: с приближением зеркала грунтовых вод к поверхности минерализация их увеличивается, одновременно возрастает засоление почво-грунтов. Установленные на основе изучения водно-солевого режима почво-грунтов критические глубины залегания уровня грунтовых вод на орошаемых землях Вахшской долины имеют следующие значения (табл. 79).

Указанные критические глубины применимы при высокой агротехнике, ежегодных промывках и промывном режиме орошения.

Не менее важное практическое значение для мелиорации земель помимо критических глубин имеет прогноз минерализации грунтовых вод в условиях орошения. Прогноз возможен, в частности, на основе решений дифференциального уравнения движения солей в насыщенной среде (Н. Н. Веригин, С. Ф. Аверьянов, Ф. И. Бочевер). Количественная оценка миграции солей в зоне насыщения как основы прогноза засоления может быть дана с помощью гидрохимических параметров — главным образом коэффициента конвективной диффузии, который следует рассматривать как эмпирический показатель (обобщенный параметр переноса солей, отражающий воздействие комплекса

Таблица 79

Критические глубины уровня грунтовых вод в вегетационный период в зависимости от минерализации (при исходном содержании хлора в слое почвы 0—50 *см* 0,003%)

Минерализация грунтовых вод, *г/л*		Критическая глубина, *м*		
общая	по хлору	хлопчатник	кукуруза	свекла
1	0,9	1,50	1,65	2,20
3	0,40	2,65	2,30	3,15
5	0,80	2,95	2,45	3,45
10	2,10	3,20	2,30	3,72

факторов, формирующих солевой профиль). Средние значения коэффициента конвективной диффузии (по уравнениям В. А. Барона) для суглинистых отложений орошаемых земель третьей террасы колеблются от 0,001 до 0,438 *м²/сутки*. В качестве примера приводятся расчеты прогноза минерализации грунтовых вод с использованием коэффициентов конвективной диффузии, вычисленных по данным наблюдений 1961—1962 гг. (табл. 80).

Таблица 80

Прогноз минерализации грунтовых вод на 1962—1964 гг. по данным стационарных наблюдений на Курган-Тюбинском опытно-балансовом участке

Номер гидрохимического куста	1962 г.			1963 г.			1964 г.		
	расчетный	фактический	%	расчетный	фактический	%	расчетный	фактический	%
I	—	—	—	2322	2550	8,9	—	—	—
II	4233	4024	5,2	4965	4484	10,7	—	—	—
III	1057	980	7,8	1500	1546	2,9	1440	1521	5,3
	1190	1312	9,3	1272	1132	12,3	—	—	—
	—	—	—	1264	1132	11,6	1488	1521	2,2

Площади третьей террасы южной части долины и земли к северу от Каралангского понижения характеризуются уменьшением подземного стока до 100—200 *мм* и небольшими глубинами залегания грунтовых вод (слабодренированная и недренированная территория). Поэтому наряду с основным фактором сезонного и многолетнего режима — водоподачей на орошение — значительно возрастает роль климатических факторов, главным образом температуры и дефицита влажности воздуха, определяющих интенсивность испарения. Величина испарения и транспирация грунтовых вод зависят от глубины залегания уровня и вида испаряющейся поверхности (табл. 81).

Сезонное изменение уровня отличается неясным растянутым максимумом, иногда отсутствием его, что является следствием нивелирующего действия испарения и транспирации (рис. 78). Средняя амплитуда колебания уровня уменьшается до 1—1,5 *м*. Для данной территории помимо более высоких скоростей подъема уровня вблизи каналов типичен многолетний подъем грунтовых вод вдоль уступа четвертой

Сумма осадков мм
Расход м³/сек
Уровень от поверхности земли м
Песок
Супесь
Глина
Ил
Фактическая среднемесячная температура воздуха °С
Относительная влажность воздуха %
1960
1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999

Таблица 81

Годовые величины расхода воды на испарение сельскохозяйственными культурами, растительностью перелогов и обнаженной почвой по данным опытно-балансовых исследований в Вахшской долине за 1962—1967 гг.

Вид испаряющейся поверхности	Глубина уровня воды, *м*	Расход воды, *мм*			Расход грунтовой воды в % от суммарного испарения
		всего	в том числе		
			грунтовой	оросительной	
Хлопчатник	1	1149	602	375	52,30
	2	819	211	406	25,80
	3	962	126	616	13,10
Люцерна	1	2105	1475	426	70,10
	2	1680	914	549	54,40
	3	1517	726	568	47,80
Кукуруза	1	1524	841	486	55,20
	2	945	183	561	19,30
	3	699	19	466	1,90
Свекла	1	1372	832	372	60,60
	2	1184	558	452	47,10
	3	928	251	484	27,10
Перелог	0,5	1229	1051	—	83,60
	1	860	693	—	80,60
	2	575	397	—	69,00
	3	577	355	—	61,50
Обнаженная почва	0,5	475	300	—	63,20
	1	394	202	—	51,40
	2	298	110	—	37,0
	3	259	46	—	17,80

террасы, где увеличение водоподачи по каналам усиливает подземный отток в сторону третьей террасы.

Вблизи крупных каналов на повышениях мезорельефа, где минерализация воды обычно 2—4 *г/л*, сезонное опреснение верхнего слоя составляет 0,6—1,2 *г/л*, а в удалении от них увеличивается до 3—4 *г/л*. На локальных сильно засоленных неорошаемых участках (с минерализацией хлоридных натриевых грунтовых вод 15—20 *г/л*) наблюдается сезонное повышение сухого остатка под влиянием испарения на 7—8 *г/л*. За многолетний период под влиянием орошения минерализация грунтовых вод уменьшилась на 5—7 *г/л*, при этом изменился тип воды (табл. 82).

Таблица 82

Многолетнее изменение минерализации и химического состава верхнего слоя грунтовых вод третьей террасы (южная часть долины, скв. 60 в 200 *м* от канала Яккодин, освоенные перелоги)

Год	Средний расход канала, *м³/сек*	Средний уровень грунтовых вод, *м*	Глубина фильтра, *м*	Химический состав воды	$\frac{SO_4}{Cl}$
1953	2,14	1,96	3—4	$M_{9,8}\frac{Cl\ 54\ SO_4\ 40}{Na\ 52\ Mg\ 24\ Ca\ 23}$	0,8
1959	4,50	2,46	3—4	$M_{3,5}\frac{SO_4\ 83\ Cl\ 12\ HCO_3\ 5}{Ca\ 65\ Mg\ 24\ Na\ 7}$	6,9

а
Уровень от поверхности земли, м
0
40
80
120
160
200
240
1950
1951
1952
1953
1954
1955
1956
1957
1958
1959
1960
1961
1962
1963
1964
Мышеразгрузка, г/л
0
б
1
2
3
4
Мышеразгрузка, г/л
Песок, супесь
Суглинок
Глина
Суглинок
в
Расход, м³/сек
Сумма отклонений
0
200
400
600
800
5
6
7

Естественно слабодренированные и недренированные орошаемые площади четвертой террасы Южного Таджикистана характеризуются значительно большими скоростями подъема грунтовых вод, достигающими в Вахшской долине 2—3 *м* в год, на левобережье долины р. Яхсу 1 *м* в год, а в Яванской и Ляурской впадинах на отдельных участках — 4—6 *м* в год. Уже на глубине 35—40 *м* грунтовые воды поднимаются со скоростью 1 *м* в год, максимум наблюдается в 18—19 *м* от поверхности земли. В отличие от дренированных площадей подъем не прекращается вплоть до поверхности земли. В первые годы освоения земель уровень поднимается беспрерывно. При достижении глубины 2—3 *м* от поверхности появляются сезонные колебания, в целом отражающие режим водоподачи (рис. 79).

Представление о характере и масштабах влияния орошения на грунтовые воды дает площадное изменение уровня в Вахшской долине (табл. 83).

Закономерность сезонной динамики минерализации грунтовых вод в общих чертах та же, что и на дренированных площадях террасы. Однако годовые колебания ее здесь больше, особенно вблизи магистральных каналов.

Многолетнее увеличение минерализации грунтовых вод на фоне подъема уровня (особенно в первые 2—3 года орошения) достигает 20—30 *г/л*. Поскольку характер засоления пород зоны аэрации и грунтовых вод почти одинаков, существенного изменения в химическом составе последних не происходит: они остаются хлоридными натриевыми. Лишь в неширокой полосе у магистральных каналов отмечается медленное рассоление и формирование сульфатных кальциевых вод.

Открытый горизонтальный дренаж является важным искусственным фактором формирования режима грунтовых вод третьей и второй террас. Выявляется зависимость уровня от удельной протяженности и глубины коллекторов, модуля дренажного стока. В Вахшской долине, например, региональное снижение уровня грунтовых вод на третьей террасе левобережья в течение 1951—1959 гг. при увеличении удельной протяженности сети с 11—12 до 15—16 пог. *м/га* составило (в зависимости от степени дренированности территории) 0,5—1,5 *м*. Площади с глубинами 0—1 и 1—3 *м* сократились соответственно на 7,6—17,2%, а с глубинами 3—5 *м* увеличились на 18,3 и 6,5%, несмотря на то, что водоподача за этот период возросла с 1,27 до 2,30 млрд. $м^3$, а коэффициент земельного использования от 0,70 до 0,80—85.

Вынос солей дренажными водами больше, чем поступление солей с оросительной водой, фильтрационными водами из р. Вахш и подземным притоком (табл. 84).

Мощное ирригационное питание и повышенный подземный отток через коллекторно-дренажную сеть обусловливают сезонное и многолетнее опреснение грунтовых вод. Региональное опреснение грунтовых вод под влиянием горизонтального дренажа в течение 1951—1963 гг. составляет здесь 2—4 *г/л*. Понижение уровня и уменьшение минерализации грунтовых вод обусловило улучшение мелиоративного состояния земель. В северной части долины с 1939 по

Рис. 79. Режим уровня грунтовых вод и изменение минерализации для естественно слабодренированных площадей четвертой террасы левобережья р. Вахш в сопоставлении с водоподачей на орошение:
а — орошаемые земли плато Кумсангыр в 400 *м* от канала Кумсангыр (скв 54), *б* — орошаемые земли урочища Кафыр в 800 *м* от канала Л 2 (скв 198), *в* — канал — Кумсангыр
1 — уровень от поверхности земли, *м* (плато Кумсангыр), *2* — минерализация грунтовых вод, *г/л*, *3* — уровень от поверхности земли, *м* (урочище Кафыр), *4* — минерализация грунтовых вод, *г/л*, *5* — водоподача на орошение, $м^3/сек$, *6* — кривая средневегетационного расхода канала Кумсангыр, $м^3/сек$, *7* — кривая отклонения расхода канала Кумсангыр от водоподачи на орошение

Таблица 83

Динамика площадей с различной глубиной залегания грунтовых вод на слабодренированных землях четвертой террасы Вахшской долины

Глубина, *м*	1951 г.		1953 г.		1955 г.		1957 г.		1959 г.	
	км²	%	*км²*	%	*км²*	%	*км²*	%	*км²*	%
0—1	11	0,37	6	2,24	14	5,20	15	5,58	17	6,32
1—3	11	4,09	18	6,69	25	9,29	28	10,41	27	10,04
3—5	12	8,18	25	9,29	37	13,67	40	14,87	45	16,73
Более 5	235	87,36	220	81,78	193	71,75	186	69,14	180	66,91
Всего	279	100	269	100	269	100	269	100	269	100

Таблица 84

Солевой баланс грунтовых вод левобережной части долины р. Вахш в 1966 г.

Элементы баланса	Показатели (площадь 78 000 *га*)					
	тыс. *т*			*т/га*		
	Сумма	Cl'	SO_4''	Сумма	Cl'	SO_4''
Поступление солей						
1) с оросительной водой	292,3	51,9	89,6	3,75	0,67	1,13
2) с фильтрационными водами р. Вахш	185,7	32,9	56,9	2,38	0,42	0,73
3) с подземным притоком со стороны горного обрамления	82,7	31,2	21,9	1,07	0,40	0,28
4) с атмосферными осадками	0,55	0,078	0,156	0,007	0,001	0,002
Итого (+)	561,25	116,08	168,56	7,21	1,49	2,14
Вынос солей						
1) по коллекторно-дренажной сети	767,8	110,3	286,4	9,8	1,33	3,66
2) подземным стоком в р. Вахш	324,6	48,7	111,3	4,2	0,62	2,4
Итого (—)	1092,4	159,0	397,7	14,0	1,95	6,06
Разность	—531,15	—42,92	—229,14	—6,79	—0,46	3,92

1962 г. площадь незасоленных и слабозасоленных земель возросла на 20—30%, а сильно засоленных земель и солончаков сократилась на 15—25%. Однако на землях с низким подземным оттоком темпы рассоления ниже.

Вертикальный дренаж в условиях хорошей гидравлической взаимосвязи грунтовых вод покровных отложений и подстилающей песчано-галечной толщи оказывает значительное влияние на грунтовые воды и является эффективным мелиоративным мероприятием. Данные

водного баланса Узунского опытного участка на солончаках Караланга в Вахшской долине, имеющего площадь 400 *га*, показывают, что вертикальным дренам принадлежит решающая роль в расходовании грунтовых вод и снижении их уровня. Расходные статьи водного баланса распределяются следующим образом (П. А. Панкратов и др., 1967): сброс грунтовых вод вертикальными дренами 6561 тыс. $м^3$, суммарное испарение 2745 тыс. $м^3$, поверхностный сброс с поливных земель 2292 тыс. $м^3$, сброс горизонтальным дренажем 1152 тыс. $м^3$.

Откачки одновременно из двух-трех скважин глубиной 50 *м*, имеющих расход до 80—100 *л/сек* каждая, обеспечивали за короткий срок существенное снижение уровня грунтовых вод на площади 300—500 *га*. При откачках полностью гасился напор грунтовых вод, образующийся на границе супесчано-суглинистого покрова и галечников, и создавались условия для нисходящих поливных токов воды. На расстоянии 375—475 *м* от дренажных скважин снижение напоров достигало 0,20—0,65 *м*.

В процессе опытной откачки минерализация и содержание хлора в откачиваемой воде неуклонно уменьшались. Сухой остаток резко снизился в первые 2 года работы вертикальной дрены (табл. 85).

Таблица 85

Изменение минерализации и химического состава грунтовых вод галечников на опытном участке вертикального дренажа в Вахшской долине под влиянием откачки из скважины Д-2, 1969 г.

Дата отбора пробы	Состав воды	$\frac{SO_4}{Cl}$
IX—1957 г. до откачки	$M_{23}\ \frac{Cl\,62\ SO_4\,35\ HCO_3\,3}{Mg\,52\ Na\,43\ Ca\,5}$	0,56
X—1959 г. откачка	$M_{11}\ \frac{Cl\,60\ SO_4\,40}{Na\,76\ Mg\,20}$	0,67
X—1960 г. откачка	$M_{6}\ \frac{SO_4\,50\ Cl\,46\ HCO_3\,4}{Na\,58\ Mg\,26\ Ca\,16}$	1,1
X—1963 г. откачка	$M_{5}\ \frac{SO_4\,51\ Cl\,44}{Na\,37\ Ca\,34\ Mg\,27}$	1,2

За 1—2,5 года откачки (при коэффициенте постоянства работы насосного оборудования 0,5) наблюдалось уменьшение минерализации грунтовых вод в супесчано-суглинистых отложениях в 1,5—2 раза (с 54,2; 21,3; 19,4 *г/л* соответственно до 41,7; 11,8; 9,2 *г/л*). Минерализация грунтовых вод в галечниках уменьшилась в 4—8 раз на расстоянии до 150—200 *м* от дренажных скважин.

Солевой баланс участка резко отрицательный: вынос солей более чем в 6 раз превышает поступление. Из 30—39 тыс. *т* ежегодно выносимых солей, среди которых преобладают легкорастворимые, 18—31 тыс. *т* приходится на вертикальные дрены. В течение 1—2 лет возможно рассоление солончаков и сильно засоленных земель с помощью вахшской воды. В результате промывок земель с посевом риса (урожай 25—30 *ц/га*) содержание солей в 2-метровом слое почвогрунтов и грунтовых водах значительно снизилось. Изменение почвенно-мелиоративного состояния земель участка в результате промывок на фоне вер-

тикального дренажа характеризуется следующими данными (П. А. Панкратов, В. К. Киреев, А. Т. Сундуков, 1969 г.): площади незасоленных земель и солончаков до освоения участка составляли 18 и 104 *га*, после освоения соответственно 131 и 60 *га*; площади земель с минерализацией верхнего слоя грунтовых вод до 3 *г/л* и более 30 *г/л* до освоения были 18 и 16 *га*, после освоения 133 и 0 *га*. После капитальных промывок при высокой агротехнике выращивались урожаи хлопчатника 20—25 *ц/га*. Оросительные нормы были на 30—35% выше принятых в долине.

Неорошаемые земли Южного Таджикистана расположены в пределах четвертой террасы на плато Кумсынгыр, в урочищах Кафыр и Гарауты, Ташрабатском коридоре и др. (Вахшская долина), на плато Каранкуль и Майдапатта (долина р. Кызылсу), в Яванской, Обикиикской, Бишкентской и Дангаринской впадинах. На третьей террасе они занимают плоский водораздел рек Вахш и Пяндж с солончаковатыми почвами, южную часть Курджалакумского массива на левобережье низовьев р. Кафирниган, солончаки Каралангского понижения в северной части Вахшской долины, а также участки второй и первой террас.

Грунтовые воды имеют высокую минерализацию (до 40—50 *г/л*), преимущественно сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный состав и залегают на глубине от 0—1 до 35—40 *м*.

Сезонный и многолетний режим грунтовых вод формируется под влиянием подземного притока со стороны орошаемых земель и горного обрамления, а также климатических факторов. При глубоком залегании грунтовых вод (35—40 *м*, четвертая терраса) сезонные и многолетние колебания уровня и минерализации грунтовых вод незначительны; лишь на границе с орошаемыми землями наблюдается очень медленный многолетний подъем уровня.

В Каралангском понижении вне зоны влияния магистральных каналов Джиликулькафир и Кумсынгыр и глубоких коллекторов наивысшее положение уровня отмечается с марта по май. В этот период испарение небольшое и атмосферные осадки играют важную роль в питании водоносного горизонта (рис. 80). Летом грунтовые воды начинают интенсивно расходоваться на испарение, уровень понижается и в сентябре — октябре достигает минимального положения. При глубине уровня 1 *м* амплитуда колебания составляет 0,6—1, реже 1,5 *м*; на 1,5—2,5 *м* она уменьшается до 0,3—0,5 *м* и максимум сдвигается на апрель — июнь, минимум — на октябрь — декабрь. Коэффициенты корреляции уровня с температурой и дефицитом влажности воздуха наиболее высокие (0,70—0,98), с атмосферными осадками они равны 0,48—0,60. Сравнительно высокий (0,60) коэффициент корреляции уровня с водоподачей на прилегающих орошаемых землях свидетельствует о повышенной роли подземного притока, как фактора режима. Для солончаков Каралангского понижения характерно увеличение минерализации грунтовых вод в зимне-весенний период на 2—5 *г/л*. Минерализация возрастает за счет растворения солей зоны аэрации при подъеме уровня и вмыва их атмосферными осадками. Летом возможно некоторое опреснение воды подземным притоком. В течение многолетнего периода по Каралангскому понижению, несмотря на некоторое снижение уровня грунтовых вод (около 0,39 *м*) при углублении Центрального сброса и проведении новых коллекторов, средневзвешенная минерализация увеличилась на 4,6 *г/л*.

На водоразделе Вахш — Пяндж и в низовьях р. Кафирниган сезонные и многолетние колебания уровня не превышают 0,1 *м*. Химический состав грунтовых вод не меняется: они хлоридно-сульфатные или

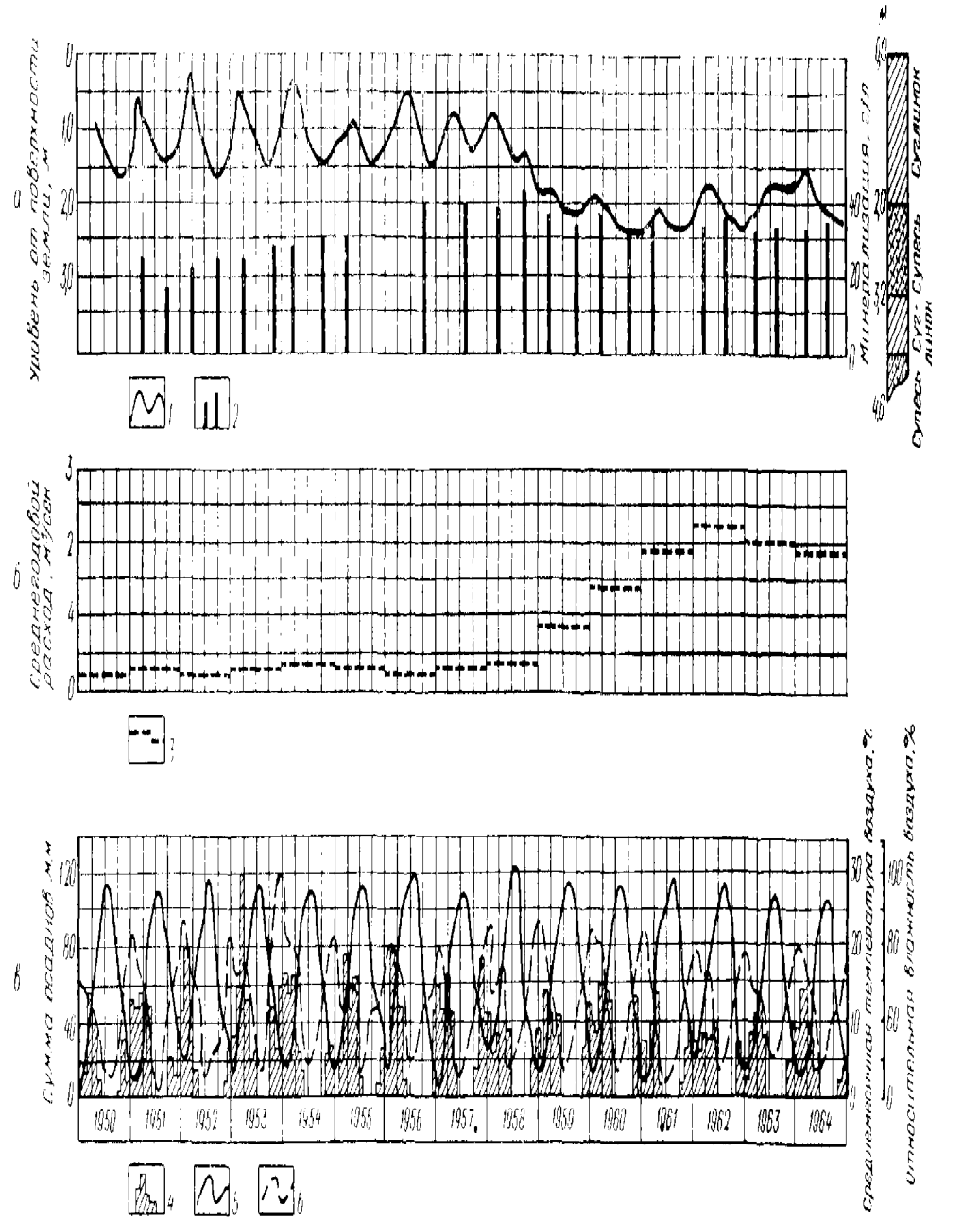


Рис. 80. Режим уровня грунтовых вод и изменение их минерализации для естественно дренированных площадей третьей террасы р. Вахш в сопоставлении с климатическими факторами и коллекторно-дренажным стоком:

а – скважина Караланского понижения в 500 м от Центрального сброса и в 350 м от коллектора В-7 (скв. 168); *б* – коллектор В-7; *в* – метеорологические данные

1 – уровень от поверхности земли, *м*; *2* – минерализация грунтовых вод, *г/л*; *3* – кривая среднегодового расхода коллектора В-7, *м³/сек*; *4* – осадки, *мм*; *5* – температура воздуха, °С; *6* – относительная влажность, %

сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые. Намечается тенденция к медленному многолетнему опреснению грунтовых вод под влиянием подземного притока со стороны орошаемых земель. Закономерности формирования режима грунтовых вод солончаков правобережья р. Вахш (Арал — Тугай) аналогичны вышеописанным.

Режим грунтовых вод низких террас формируется главным образом под влиянием речного стока и климатических факторов. Для прибрежной полосы характерна более тесная связь уровня с изменением горизонтов реки. С удалением от нее влияние паводковых вод ослабевает и заметное воздействие на режим грунтовых вод оказывают испарение и атмосферные осадки. Сезонная амплитуда уменьшается, максимум и минимум значительно сдвигаются, а в летне-осенние месяцы уже отмечается снижение уровня на 0,5 *м* за счет испарения.

Характер сезонных изменений минерализации и химического состава грунтовых вод зависит от местоположения участка по отношению к реке. В прибрежной полосе к осени отмечается опреснение воды. Дальше от русла опреснение сменяется увеличением минерализации (табл. 86).

Таблица 86

Сезонные изменения минерализации и химического состава грунтовых вод неорошаемых земель второй террасы на различных расстояниях от реки (Вахшская долина)

Номер скважины	Расстояние от реки, *м*	Состав воды			
		Уровень грунтовых вод, *м*	III/1965 г.	Уровень грунтовых вод, *м*	VIII/1965 г.
125	95	0,63	$M_{3,2}\ \frac{SO_4\ 76\ Cl\ 17\ HCO_3\ 6}{Na\ 45\ Ca\ 34\ Mg\ 21}$	0,10	$M_{2,3}\ \frac{SO_4\ 71\ Cl\ 23\ HCO_3\ 3}{Ca\ 37\ Mg\ 37\ Na\ 26}$
44	460	1,57	$M_{1,9}\ \frac{SO_4\ 50\ Cl\ 45\ HCO_3\ 5}{Ca\ 44\ Na\ 39\ Mg\ 17}$	1,27	$M_{2,6}\ \frac{Cl\ 55\ SO_4\ 40\ HCO_3\ 5}{Na\ 64\ Ca\ 18\ Mg\ 18}$
104	950	0,10	$M_{2,6}\ \frac{Cl\ 62\ SO_4\ 38}{Ca\ 58\ Mg\ 21\ Na\ 21}$	0,40	$M_{5,0}\ \frac{Cl\ 63\ SO_4\ 37}{Na\ 89\ Ca\ 8\ Mg\ 3}$

Эти изменения довольно неустойчивы. В маловодные годы при более высоких температурах воздуха и меньшем количестве осадков вблизи реки наблюдается увеличение минерализации к концу лета.

* * *

Данные многолетних режимных наблюдений за подземными водами на орошаемых массивах Таджикистана позволяют сделать некоторые общие выводы.

В подавляющем большинстве случаев график режима колебаний уровня грунтовых вод представляет собой относительно плавную синусоидальную кривую, имеющую в годовом цикле преимущественно один максимум и один минимум. На орошаемых землях с глубиной залегания грунтовых вод 3—5 *м* максимальное стояние уровня наблюдается в августе — сентябре с тем или иным сдвигом в одну и другую сторону. Такой режим характерен для средних и верхних частей конусов выноса, высоких речных террас. Изменение в положении уровня грун-

товых вод обусловлено соответствующим режимом речных и оросительных вод, максимальные расходы которых обычно приходятся на июль—август. В невегетационный период, когда водоподача на поля прекращается или сводится к минимуму, спад уровня грунтовых вод происходит в результате их стока на нижерасположенные земли или в местную гидрографическую сеть. Минимальное положение уровня на таких землях приходится на февраль — март.

Аналогичный тип режима присущ и напорным водам четвертичных отложений конусов выноса и речных террас с тем отличием, что в напорном пьезометрическом зеркале вниз по потоку наблюдается во времени постепенный сдвиг в наступлении максимума на осенне-зимний период, а минимума — на весенне-летний.

Минимальное стояние уровня в летне-осеннее время и максимальное положение его в весенний период характерно для неосвоенных засоленных земель с неглубоким залеганием грунтовых вод, когда последние в летний жаркий период интенсивно расходуются на суммарное испарение с почвенного покрова. На этих землях главным источником питания грунтовых вод является подземный приток воды с сопряженных поливных земель или со стороны внешнего горного обрамления, причем обычно с максимумом в их притоке в вегетационный период. Но на рассматриваемых землях в это время все же доминирует процесс испарения над притоком, в результате чего и происходит спад уровня. В невегетационный период, наоборот, над испарением превалирует приток, хотя в это время в большинстве случае он минимальный. Результатом этого и является подъем уровня. Дополнительно здесь к подъему уровня могут вести и атмосферные осадки, основная масса которых выпадает именно в этот период года.

Сезонная и многолетняя амплитуда колебаний уровня грунтовых вод в большинстве случаев находится в пределах 1—3 *м*, но в отдельных местах наблюдаются как меньшие, так и бóльшие ее значения. Меньшие амплитуды в общем случае отмечаются вблизи коллекторно-дренажных систем по дну чашевидных понижений мезорельефа. Бóльшие величины обычно наблюдаются на местных водораздельных участках с ирригационной сетью, а также на конусах выноса выше зоны выклинивания грунтовых вод. На последних, начиная от верхней границы зоны выклинивания вверх по потоку, постепенно увеличиваясь, амплитуда может достигать 10 *м* и более. Резкое снижение ее у верхней границы зоны выклинивания обусловлено тем, что последняя выполняет роль дрены с малым колебанием уровня грунтовых вод. Массовое расходование на суммарное испарение грунтовых вод с почвенного покрова в пределах зоны выклинивания в целом также выполняет в рассматриваемом отношении регулирующую роль. В результате на расположенных по потоку ниже неосвоенных землях амплитуда колебания уровня сходит на нет и в ряде случаев фиксируется лишь в многолетнем цикле (составляя десятые доли метра).

Таким образом, в том или ином сочетании (различном для отдельных массивов) ведущими факторами режима уровня грунтовых вод являются суммарное испарение с почвенного покрова, фильтрационные потери поверхностных вод, горизонтальное перемещение последних внутри массивов (притоки и оттоки), режим поверхностных речных вод и искусственный дренажный сброс. Роль атмосферных осадков в большинстве случаев несущественна и маскируется основными факторами.

На большей части староорошаемых земель уровень грунтовых вод в общем стабилизировался (в отношении максимального, минимального и среднегодового положения). Имеющиеся некоторое колебания

его по величине сравнительно невелики и обычно обусловлены местными изменениями размера водоподачи, а также улучшением или ухудшением работы коллекторно-дренажной сети. Во времени и пространстве они непостоянны и, главное, не исключают необходимости дренажа.

На вновь осваиваемых землях, а в отдельных случаях и на старооросаемых, где в исходном состоянии грунтовые воды находились на большой глубине, наряду с сезонными колебаниями уровня наблюдается и непрерывный многолетний подъем его, вплоть до подхода к поверхности. В частности, такое явление наблюдается до сих пор (с 1934 г.) на четвертой террасе Вахшской долины. Здесь скорость подъема уровня изменяется по отдельным участкам от 0,5—1 до 1,5—2 *м* в год, причем при неполном освоении земель террасы, когда существенное значение может иметь отток грунтовых вод в стороны. В условиях высокого значения коэффициента земельного использования (КЗИ), почти полного охвата орошением естественно слабодренированных массивов и, главное, при резко неупорядоченном водопользовании возможна и большая скорость подъема уровня (как это и наблюдалось в ряде случаев, в частности в Ляурской впадине, Кафырском урочище Вахшской долины). Максимум в стоянии уровня на таких землях приходится на летне-осенний, а минимум — на зимне-весенний период, причем сезонный спад уровня в данном случае обычно небольшой, особенно на крупных массивах с относительно ограниченным подземным стоком воды.

На орошаемых землях отмечается изменение минерализации и химического состава грунтовых вод в сезонном и многолетнем циклах. По сезонам года изменения наиболее четко проявляются на засоленных землях и солончаках, где в верхней части водоносного горизонта грунтовых вод наблюдается резко повышенная их минерализация. В вегетационный период наиболее высокоминерализованные воды супесчано-суглинистого покрова поднимаются по капиллярам к поверхности и. расходуются на суммарное испарение с почвенного покрова, увеличивая запасы солей в почво-грунтах зоны аэрации На смену им из подстилающей толщи галечников поступают менее минерализованные воды, в результате чего к сентябрю — октябрю степень минерализации воды в верхней части водоносного горизонта несколько снижается. К началу вегетационного периода за счет атмосферных осадков происходит обратный вмыв солей и соответствующее повышение минерализации грунтовых вод верхней части водоносного горизонта При этом существенного изменения в химическом составе обычно не отмечается. При высокой исходной минерализации вода и в том и в другом случае остается хлоридной натриевой. Но иногда (обычно при не столь высокой исходной минерализации) меняются соотношения между отдельными компонентами, преимущественно между ионами хлора и сульфата, а также кальция, магния и натрия.

В многолетнем цикле наиболее резкое снижение общей минерализации грунтовых вод наблюдается при освоении засоленных земель и солончаков с применением промывок и дренажа. За счет пресных промывок вод в начальном этапе опресняется зона аэрации и возможно то или иное опреснение грунтовых вод в верхней части горизонта При этом соли удаляются на ту или иную (обычно незначительную) глубину преимущественно из корнеобитаемого слоя, обусловливая соответствующее увеличение минерализации воды в слое их основного сосредоточения. В последующем, если применяется промывной режим орошения, избыток солей из покровных грунтов постепенно удаляется с дренажной водой за пределы орошаемых земель.

На землях с двуслойным геологическим строением в конечном итоге происходит смыкание пресных верхних и нижних (в галечниках) вод. Этот процесс идет относительно медленно и на удаление основной массы солей из покровных пород может потребоваться до 10—15 лет и более. При однородном супесчано-суглинистом составе пород орошаемых земель последующее применение промывного режима орошения в сочетании с искусственным дренажем ведет к постепенному увеличению мощности слоя (линзы) опресненных вод. На недостаточно обеспеченных дренажем землях в многолетнем цикле происходит постепенное накопление солей, повышение минерализации и изменение химического состава грунтовых вод (вплоть до сульфатно-хлоридных и хлоридных натриевых).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ МЕЛИОРАЦИИ И ОСНОВНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ МЕРОПРИЯТИЙ ПО РЕГУЛИРОВАНИЮ РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОД

Гидрогеолого-мелиоративное районирование представляет собой одну из сложных и важных проблем региональной гидрогеологии. В результате анализа и обобщения материалов по изучению условий и факторов формирования грунтовых вод выявляется влияние их на мелиоративное состояние земель и устанавливается необходимый комплекс мероприятий по регулированию водно-солевого режима территории.

Вопросами гидрогеолого-мелиоративного районирования орошаемых земель аридной зоны занимались М. А. Шмидт, М. М. Крылов, В. А. Ковда, Н. В. Роговская, Д. М. Кац, В. А. Гейнц, А. Г. Владимиров, Н. Н. Ходжибаев и ряд других исследователей.

Районирование орошаемых земель Таджикистана проводилось С. М. Домаревым (1943), Н. Д. Беспаловым (1946 г.), И. Н. Антиповым-Каратаевым, О. А. Грабовской и П. А. Керзум (1947) и др. К настоящему времени в результате геолого-геоморфологических, гидрогеологических и почвенно-мелиоративных исследований получен большой фактический материал, что позволило произвести мелкомасштабное районирование орошаемых районов Таджикистана для целей мелиорации, которое практически охватывает все орошаемые и подлежащие орошению земли (рис. 81, 82).

В основу районирования положен структурно-геоморфологический принцип, определяющий направленность гидрогеологических процессов — условия формирования, движения и разгрузки грунтовых и напорных вод, их взаимосвязь и влияние на почвенно-мелиоративные условия. В качестве единиц районирования первого порядка — областей — выделены межгорные впадины и крупные речные долины (относящиеся в схеме общего районирования Таджикистана к гидрогеологическим районам третьего порядка). Области разделены на отдельные подобласти с учетом геоморфологических и гидрогеологических показателей, определяющих степень естественной дренированности территории и мелиоративное состояние земель. Характеристика областей и подобластей по Северному и Южному Таджикистану сведена в табл. 87 и 88. Ниже рассматриваются наиболее типичные черты, присущие отдельным подобластям (для республики в целом).

Естественно дренированные территории в геоморфологическом отношении приурочены к верхним и средним частям конусов выноса и площадям высоких террас. Грунтовые воды залегают на глубине до 150—200 *м* в Шахристанской впадине и до 30—50 *м* в долинах Южного Таджикистана. Наличие в разрезе высоководопроницаемого ва-

лунно-галечного, грубообломочного и дресвяно-щебенистого материала обусловливает интенсивный подземный сток, составляющий более 500—3000 $м^3/га$, и формирование пресных вод преимущественно гидрокарбонатного и сульфатного состава. В некоторых случаях повышенное содержание солей в воде на высоких террасах долин Южного Таджикистана объясняется притоком высокоминерализованных трещинных вод со стороны горного обрамления. Роль испарения и транспирации

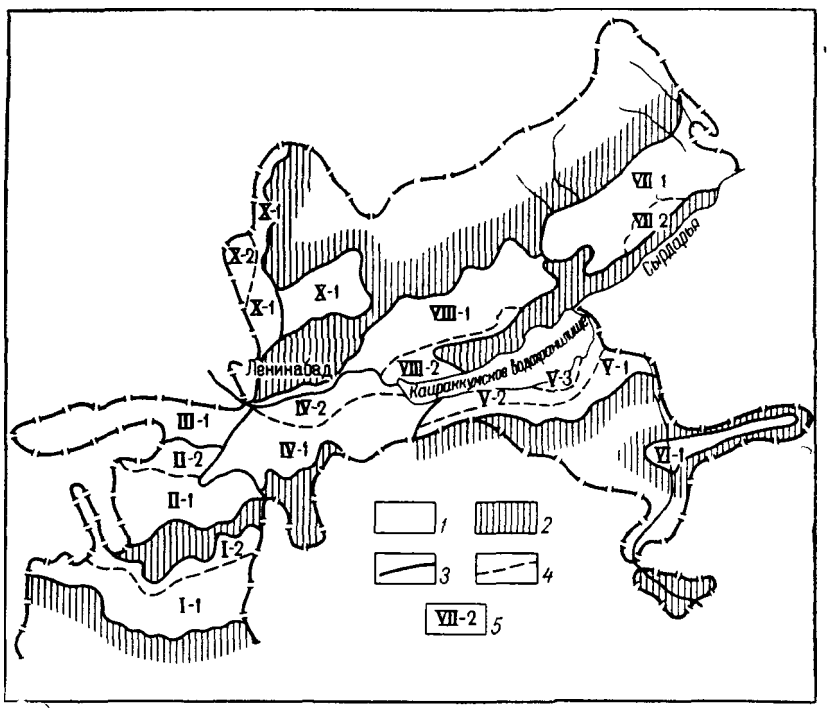


Рис. 81. Схема гидрогеолого-мелиоративного районирования орошаемых земель Северного Таджикистана:

1 — межгорные впадины и речные долины, *2* — горная территория, *3* — границы гидрогеолого-мелиоративных областей, *4* — границы подобластей, *5* — индексы гидрогеолого мелиоративных областей и подобластей

в балансе грунтовых вод незначительна. Поэтому описываемые территории характеризуются незасоленными плодородными землями, на которых при соответствующей агротехнике выращиваются самые высокие урожаи хлопчатника и других культур. С развитием орошения существенных изменений уровня и минерализации грунтовых вод не ожидается. Стабилизация уровня происходит обычно на глубине порядка 15 *м*. Регулирование режима уровня грунтовых вод осуществляется главным образом путем комплекса эксплуатационно-агротехнических мероприятий, необходимых для уменьшения подземного оттока на нижележащие земли и предотвращения ухудшения их мелиоративного состояния.

Естественно дренированные территории с несколько пониженным подземным оттоком расположены преимущественно в пределах средних частей конусов выноса (Западная Фергана), на низких, средних и частично высоких террасах рек (Южный Таджикистан). В их геологическом строении принимают участие суглинки, супеси, пески, гравий и галечник. Водопроницаемость отложений пониженная, что является основной причиной ослабления подземного оттока, хотя величина его

еще сравнительно велика (500 *мм* в год и более). Преобладающая глубина до грунтовых вод на орошаемых землях Западной Ферганы 8—30 *м*, минерализация до 1—1,5 *г/л*. В долинах Южного Таджикистана глубина до грунтовых вод на второй и третьей террасах 0—15 *м*, на четвертой террасе 15—20 *м*, минерализация соответственно 1—5 и 3—8 *г/л*. В химическом составе воды возрастает роль хлоридов. Орошение часто вызывает подъем уровня грунтовых вод.



Рис. 82. Схема гидрогеолого-мелиоративного районирования орошаемых земель Южного Таджикистана. Условные знаки см. на рис. 81

Усиливается влияние грунтовых вод на водно-солевой режим почв. При неглубоком залегании уровня грунтовые воды могут вызвать засоление почв; критические глубины находятся в пределах 1—2,5 *м*. Для новоорошаемых земель, где широко развит суглинистый покров, характерен неустановившийся режим уровня. Скорость подъема уровня 0,5—1 *м* в год, подъем возможен до глубины 3—5 *м*. В процессе подъема уровня минерализация грунтовых вод может увеличиваться до 10—15 *г/л* за счет выщелачивания солей из зоны аэрации. Ожидаемая критическая глубина в этом случае составит 3—4 *м*. Для регулирования режима грунтовых вод, кроме эксплуатационных и агротехнических мероприятий, рекомендуется вертикальный дренаж в сочетании с горизонтальным. Вертикальный дренаж обязателен в районах с напорными водами в четвертичных отложениях. Важным мероприятием

Таблица 87

Характеристика гидрогеолого-мелиоративных районов Северного Таджикистана

Гидрогеолого-мелиоративные районы		Индекс на карте	Количественные и качественные показатели									
			Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*		Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров и мелиоративное состояние земель
область	подобласть			покровных	подстилающих	покровных / подстилающих		покровных / подстилающих				
Шахристанская межгорная впадина	Южная и центральная части, естественно дренированные*	I—1	150—200	Суглинки, 0,5—8	Грубообломочные пролювиальные с супесчаным и суглинистым заполнителем, 50—400	0,5 / 20—60	0,05	0,025 / 1—3	Поверхностный сток, атмосферные осадки, подземный приток	0,2—0,5	2—7	Сероземы темные, староорошаемые и перспективные для орошения, преимущественно незасоленные
	Периферические (северные) части, естественно слабодренированные	I—2	5—10	Суглинки, 2—10	Галечно-гравийные с прослоями суглинков, 5—100	0,5 / 20	0,007	0,0035 / 0,14	Подземный приток, атмосферные осадки, поверхностный сток	0,6—0,9	1—5	Сероземы светлые, староорошаемые, засоленные
Лякат-Саватская межгорная впадина	Южная и центральная части, естественно дренированные	II—1	50—100, в руслах саев 2—5	Суглинки, 5	Галечно-валунные с песчано-суглинистым заполнителем, 200—500	0,5 / 25—40	0,04	0,020 / 1—1,6	Поверхностный сток, атмосферные осадки, подземный приток	0,3—0,6	3—5	Сероземы светлые, староорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные
	Периферические (северные) части естественно слабодренированные	II—2	2—10	Суглинки, супеси, 3—10	Галечно-гравийные с прослоями суглинка, 40—100	0,5 / 25	0,005	0,0025 / 0,125	Подземный приток, атмосферные осадки, поверхностные воды	0,2—0,9	0,5—1	Сероземы светлые, новоорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные
Голодностепская предгорная равнина	Верхняя и средняя части, естественно дренированные	III—1	10—50	Суглинки, 13	Гравийно-галечные с песчано-суглинистым заполнителем, 30—150	0,3 / 10—20	0,02	0,006 / 0,1—0,4	Подземный приток, ирригационные воды	0,6—1,3	5—10	Сероземы светлые, новоорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные
Нау-Костакозская межгорная впадина	Южная и центральная части, естественно дренированные	IV—1	15—100	Суглинки, 0,5—5	Галечно-волунные, 50—200	0,09 / 50	0,015—0,04	0,014 / 1,6	Поверхностный сток, подземный приток и ирригационные воды	0,2—1	0,3—4	Сероземы светлые, староорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные

* Здесь и ниже характеристика дренированности дана в тексте.

Продолжение табл. 87

Гидрогеолого-мелиоративные районы		Индекс на карте	Количественные и качественные показатели									
			Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*		Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров и мелиоративное состояние земель
область	подобласть			покровных	подстилающих	покровных / подстилающих		покровных / подстилающих				
Нау-Костакозская межгорная впадина	Периферические (северные) части, естественно слабодренированные	IV—2	1—30	Суглинки, 2,5—20	Песчано-гравийно-галечные, переслаивающиеся с суглинками, 100—380	0,5 / 50	0,006—0,007	0,0036 / 0,175—0,3	Подземный приток, ирригационные воды	1—1,5	0,5—1,3	Сероземно-луговые, лугово-болотные, слабо- и среднезасоленные староорошаемые
Каракчикум-Канибадамская межгорная впадина	Южная часть, естественно дренированная	V—1	50—100	Суглинки, 0,5—20	Галечно-гравийные, 100—200	0,5 / 30	0,04	0,02 / 1,2	Поверхностный сток, подземный приток	0,2—0,3	2,7	Сероземы светлые, староорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные
	Центральная и северная части, естественно слабодренированные	V—2	1,5—3,0	Суглинки, 5—20	Галечно-гравийные с прослоями супесей и суглинков, 60—150	0,8	0,001	0,08	Подземный приток, ирригационные воды	0,6—2	1,0—2	Сероземы светлые, сероземно-луговые почвы, местами слабозасоленные
	Межконусные понижения, естественно недренированные	V—3	1,0—3,0	Суглинки, 5—60	Переслаивание песков и гравия	0,03 / 5	0,001—0,004	3—7 на солончаках	Подземный приток, ирригационные воды		0,5—1,2	Сероземно-луговые, слабозасоленные и солончаки, староорошаемые
Исфара-Ляканская межгорная впадина	Естественно слабодренированные территории	VI—1	1,5—3,0	Суглинки, 5—10	Галечно-гравийные, 40—120	0,5 / 15	0,008	0,004 / 0,12	Ирригационные воды, подземный приток	0,9—1,4	0,5—1	Сероземы светлые, слабозасоленные, староорошаемые
Камышкурганская предгорная впадина (наклонная предгорная равнина)	Северные и центральные части, естественно дренированные	VII—1	30—100	Супеси и пески, 0,5—2	Галечно-песчаные, 200—300	0,8 / 20	0,04	0,032 / 1,0	Поверхностные воды, подземный приток	0,3—0,5	3—4,5	Сероземы, светлые, незасоленные, перспективные для орошения
	Периферические (южные) части, естественно недренированные	VII—2	1—3,0	Супеси и суглинки, 3—20	Переслаивание песков и гравия, 50—80	0,4 / 11	0,006	0,0024 / 0,066	Подземный приток, ирригационные воды	3—10	0,5—1,2	Солончаки, перспективные для орошения и орошаемые

Продолжение табл. 87

Гидрогеолого-мелиоративные районы		Индекс на карте	Количественные и качественные показатели									
			Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*		Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров и мелиоративное состояние земель
область	подобласть			покровных	подстилающих	покровных / подстилающих		покровных / подстилающих				
Самгарская межгорная впадина (наклонная предгорная равнина)	Северная и центральная части, естественно дренированные	VIII—1	40—100	Супеси и суглинки, 1—3	Галечно-песчаные, 50—100	0,8 / 25	0,03	0,024 / 0,75	Поверхностные воды, подземный приток	0,5—1	0,7	Сероземы светлые, незасоленные, перспективные для орошения и новоорошаемые
	Периферические (южные) части, естественно слабодренированные	VIII—2	1—5	Суглинки, 30—40	Галечники, 25—50	0,4 / 10,0	0,007	0,0028 / 0,07	Ирригационные воды, подземный приток	3	1,0—1,2	Серо-бурые почвы, солончаки, орошаемые
Мирзараватская межгорная впадина	Естественно дреннрованная	IX—1	10—80	Суглинки, 0,1—0,5	Галечники, 100—200	0,5 / 10	0,08	0,4 / 0,8	Атмосферные осадки, подземный приток	0,7—1,1	2—3	Сероземы светлые, незасоленные, перспектнвные для орошения
Дальверзинская равнина	Восточные части, естественно дренированные	X—1	5—80	Суглинки, 0,5—25	Галечно-гравийные	0,4	0,01	0,004	Подземный прнток, ирригационные воды	0,7—1	2,5—3	Сероземы светлые, местами засоленные, новоорошаемые и перспективные для орошения
	Западные частн, естественно слабодренированные	X—2	1,5—2	Суглннкн, 5—30	Песчано-гравийные	0,3 / 10	0,008	0,0024 / 0,08	Ирригационные воды, подземный приток	3	0,5—1,2	Сероземы светлые, солончаки в понижениях, новоорошаемые н перспективные для орошения

Таблица 88

Характеристика гидрогеолого-мелиоративных районов Южного Таджикистана

Гидрогеолого-мелиоративные районы: область	Гидрогеолого-мелиоративные районы: подобласть	Индекс на карте	Количественные и качественные показатели: Глубина залегания уровня грунтовых вод, м	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, м: покровных	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, м: подстилающих	Средний коэффициент фильтрации, м/сутки: покровных / подстилающих	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, м/сутки: покровных / подстилающих	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, г/л	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, м	Почвенный покров, мелиоративное состояние земель
Гиссарская межгорная впадина	Современная (III) терраса долин рек Кафирниган и Сурхандарья, естественно дренированная	I—1	1—40	Суглинки, супеси, пески, 1—25	Валунно-галечниковые и песчано-гравийные, не менее 100	2 / 60	0,009	0,018 / 0,54	Ирригационные и речные воды	0,2—0,4	1—7	Сероземы светлые и темные. Земли незасолеиные, староорошаемые
	Верхнечетвертичная (IV) терраса долин рек Кафирниган и Сурхандарья, естественно дренированная	I—2	10—40	Суглинки, супеси, 4—35	Галечник, гравий, щебень, пески крупно- и среднезернистые, не менее 80—100	1 / 45	0,015	0,015 / 0,67	То же	0,3—0,6	2—7	Сероземы темные. Земли незасоленные, старо- и новоорошаемые
	Верхнечетвертичная (IV) терраса долин рек Иляк и Кафирниган, естественно дреинированная	I—3	10—25	Суглинки, супеси, 35—60	Галечниковые и песчано-гравийные с прослоями суглинков, не менее 50	1 / 15	0,0035	0,0035 / 0,05	"	1—9	1—2	То же
	Верхнечетвертичная (IV) терраса долины р. Сурхандарья, естественно дренированная	I—4	30—50	Суглинки, супеси, глины с прослоями песчано-гравийного и дресвяно-щебенистого материала, не менее 200		3	до 0,1, иногда выше	0,03 и выше	Подземиый приток со стороны хр. Бабатаг	До 5—10	0,5—3,0	"
	Верхнечетвертичная (IV) терраса в пределах Ляурской межгорной впадины, естественно слабодренированная	I—5	0—40	Суглинки, пылеватые супеси, глины, не менее 150—200		0,3	0,008	0,024	Ирригационные воды и подземный приток со стороны хребтов Каршнтау и Гарданиуштн	4—25	0,2—1,0	Горные коричневые карбоиатные почвы. Земли новоорошаемые с пятнами природного и вторичного засолеиия
Обикикская и Яванская межгорные впадины	Предгорные шлейфы и конусы выносов на верхнечетвертичной (IV) терасе рек Явансу и Обикинк-Аксу, естественно дренированные	II-1	6—35	Грубообломочные пролювиально-делювиальные с супесчаным и суглинистым заполнителем до 250—300		3	0,03	0,09	Подземный приток со стороны хребтов Каратау, Аруктау и Джетымтау	2—5	0,2—3	Сероземы темные. Земли незасоленные, перспективные для орошения
	Верхнечетвертичная (IV) терраса рек Явансу и Обикиик-Аксу, естественно слабодренированная	II-2	от 1—2 до 50—70	Суглинки и супеси пылеватые, часто загипсованные, не менее 550		0,2	0,01	0,002	То же	6—25	0,2—2	Сероземы темные солончаковатые. Земли разной степени прнродного засоления, перспективные для орошения

Продолжение табл 38

Гидрогеолого-мелиоративные районы: область	Гидрогеолого-мелиоративные районы: подобласть	Индекс на карте	Количественные и качественные показатели: Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*: покровных	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*: подстилающих	Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*: покровных / подстилающих	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*: покровных / подстилающих	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров, мелиоративное состояние земель
Нижне-Кафирниганская долина и Бишкентская межгорная впадина	Современные (I, II, III) террасы р. Кафирниган, естественно дренированные	III—1	2—12	Суглинки, супеси, пески, 1—20	Галечник с валунами и гравийно-песчаным материалом, не менее 100	2,0 / 40	0,003	0,006 / 0,12	Ирригационные воды	0,2—0,8	1,2—3,5	Сероземы светлые и темные. Земли незасоленные, староорошаемые и перспективные для орошения
	Современная (*III*) терраса левобережья р. Кафирниган, примыкающая к хребту Актау, естественно дренированная	III—2	3—20	*Суглинки* и супеси, 2—30	*Пески* с гравелистым материалом, не менее 100	1,0 / 25	0,003	0,003 / 0,07	Ирригационные воды и подземный приток со стороны хр. Актау	0,8—5	1—3	Сероземы светлые солончаковатые, такыровидные сероземы солончаковатые, пески незакрепленные и полузакрепленные. Земли старо- и новоорошаемые, преимущественно засоленные
	Верхнечетвертичная (IV) терраса р. Кафирниган у подножия хребтов Актау и Аруктау, естественно дренированная	III—3	2—7	Переслаивание суглинков, гравийно-песчаного и дресвяно-щебенистого материала, не менее 100		20	0,003	0,06	Ирригационные воды и подземный приток со стороны хребтов Актау и Аруктау	0,8—7	1—2	Сероземы светлые. Земли разной степени засоления, староорошаемые и перспективные для орошения
	Верхнечетвертичная (IV) терраса р. Кафирниган в пределах Бишкентской впадины, естественно слабодренированная	III—4	5—25	Суглинки, тонкопылеватые супеси, глины, не менее 300		0,5	0,002	0,001	Подземный приток со стороны хребтов Аруктау и Туюнтау	До 5—15, нередко выше	0,2—1	Сероземы светлые и темные солончаковые, иногда такыровидные. Земли не освоены, равной степени засоления (преобладают засоленные), перспективные для орошения после комплекса мелиорации
	Современная (I) терраса р. Амударьи, естественно слабодренированная	III—5	0—2	Переслаивание суглинков, супесей мелкозернистых, песков, включающих иногда гравий или мелкую гальку, не менее 100		5—10	Около 0,001	0,005—0,01	Речные воды, атмосферные осадки и подземный приток из долины р. Кафирниган	До 15—20	0,5—1	Аллювиально-луговые и аллювиально-лесные (тугайные) почвы с фрагментами солончаков и болот. Земли не орошаются

Продолжение табл. 88

Гидрогеолого-мелиоративные районы: область	Гидрогеолого-мелиоративные районы: подобласть	Индекс на карте	Количественные и качественные показатели: Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*: покровных	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*: подстилающих	Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*: покровных / подстилающих	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*: покровных / подстилающих	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров, мелиоративное состояние земель
Вахшская долина	Современная (III) терраса в пределах конуса выноса р. Вахш, естественно дренированная	IV—1	3—12	Суглинки, супеси, 0—3	Валунно-галечниковые с гравием и песком, от 20—30 до 100 и более	0,8 / 60 и выше	0,003	0,0024 / 0,18	Речные и ирригационные воды	0,6—1	3,0—4,5	Сероземы светлые. Земли староорошаемые, незасоленные
	Останцы верхнечетвертичной (IV) террасы, естественно дренированные	IV—2	17—40	Лёссовидные суглинки, супеси, пески мелкозернистые, 12—30	Галечники, гравий, дресва, пески, супеси, до 100—150	1 / 25	0,003—0,01	0,003—0,01 / 0,075—0,25	Ирригационные воды, подземный приток со стороны горного обрамления	Около 1,5—10 (более пресные в галечниках)	0,5—1,5	Сероземы светлые. Земли староорошаемые, иновоорошаемые и перспективные для орошения
	Современная (III) терраса, естественно дренированная	IV—3	2—15	Суглинки, супеси, 1—12	Галечники, гравий, пески с отдельными прослоями супесей и суглинков, до 200—500	0,8 / 25	0,0028	0,0022 / 0,07	Ирригационные воды	1—5	1—2,5	Сероземы светлые. Земли староорошаемые, в основном незасоленные и слабозасоленные с редкими пятнами сильнозасоленных почв
	Современные (II и преимущественно III) террасы, естественно слабодренированные	IV—4	2—4	Супеси пылеватые, суглинки средние и тяжелые, 4—16	Галечники, пески с прослоями мелкого гравия, супесей, суглинков и глин, до 500	0,5 / 15	0,002 и менее	0,001 / 0,03	Ирригационные воды	2—20	0,5—2	Сероземы светлые. Земли староорошаемые с многочисленными пятнами сильно засоленных почв и солончаков
	Верхнечетвертичная (IV) терраса, сложенная мощной толщей лёссовых пород, естественно слабодренированная	IV—5	3—50	Суглинки, глинистые супеси с прослоями мелкозернистых песков, 200—300		2	0,001—0,02	0,002—0,04	Ирригационные воды и подземный приток со стороны хребтов Актау и Аруктау	2—50	До 1	Сероземы светлые. Земли нового орошения и перспективные для орошения, в основном незасоленные
	Впадины на поверхности современных (II, III) террас, естественно не дренированные	IV—6	0—2 (иногда более)	Супеси, тяжелые суглинки, глины, 2—30	Пески с галькой и гравием и прослоями суглинков и супесей, не менее 150—200	0,5 / 15	0,0008—0,001	— / 0,015	Атмосферные осадки, сбросные воды и подземный приток со стороны орошаемых массивов	До 100 и выше	До 1	Аллювиально-луговые, лугово-болотные, сероземно-луговые светлые солончаковатые почвы, солончаки. Земли, перспективные для орошения, освоение возможно с помощью обильных промывок и дренажа

Продолжение табл. 88

Гидрогеолого-мелиоративные районы		Индекс на карте	Количественные и качественные показатели									
область	подобласть		Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*		Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки*	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров, мелиоративное состояние земель
				покровных	подстилающих	покровных / подстилающих		покровных / подстилающих				
Вахшская долина	Современные (I, II, III) террасы низовьев р. Вахш и долины р. Пяндж, естественно слабодренированные	IV—6	0—12	Пески, супеси, суглинки не менее 100		5—10	0,001 и менее	0,005—0,01	Атмосферные осадки, подземный приток со стороны орошаемых массивов, речные воды	5—25	0,2—1	Аллювиально-луговые и аллювиально-лесные (тугайные) почвы с фрагментами солончаков и болот, солончаковые песчаные и такыровидные почвы. Неосвоенные земли
Кызылсу-Яхсуйская долина	Современная (II) терраса рек Яхсу, Кызылсу и конус выноса р. Пяндж, естественно дренированные	V—1	2—20	Суглинки с прослоями песков и супесей, 0—4	Валунно-галечные и песчано-гравийные с прослоями суглинков и супесей, не менее 100	2 / 45	0,008	0,006—0,0016 / 0,14—0,36	Речные и ирригационные воды	0,3—6	2—10	Сероземно-луговые и лугово-болотные почвы. Земли старо- и новоорошаемые, незасоленные
	Останцы верхнечетвертичной (IV) террасы, естественно дренированные	V—2	15—60	Суглинки лёссовидные, 30—50	Галечниково-валунные и древняно-щебенистые, не менее 100—150	1 / 25	0,002—0,05	0,002—0,05 / 0,05—0,75	Ирригационные воды, подземный приток со стороны конуса выноса р. Пяндж и горного обрамления	0,3—10 (более пресные в галечниках)	0,5—3	Сероземы светлые и темные. Земли старо- и новоорошаемые, незасоленные
	Верхнечетвертичная (IV) терраса, естественно дренированная	V—3	8—25	Суглинки, супеси с прослоями древняно-щебенистого и песчано-гравийного материала, не менее 150—200		3	До 0,01	0,03 и выше	Ирригационные воды и подземный приток со стороны горного обрамления	4—20	0,5—5	Сероземы темные. Земли новоорошаемые и перспективные для орошения, незасоленные
	Современная (II) терраса рек Кызылсу и Яхсу, естественно слабодренированная	V—4	1—5	Глины и тяжелые суглинки с прослоями супесей и песков, 2—10	Галечно-гравийно-песчаные с прослоями суглинков, глин, супесей, не менее 100	0,8 / 20	0,0007	0,0006 / 0,014	Ирригационные воды и подземный приток со стороны поливных земель	2—50 (более пресные воды в галечниках и вблизи русла р. Пяндж)	0,3—3 (наибольшие колебания в приречной полосе)	Сероземы светлые и темные, солончаки. Земли старо- и новоорошаемые и перспективные для орошения с применением комплекса мелиоративных мероприятий

Продолжение табл. 88

Гидрогеолого-мелиоративные районы		Индекс на карте	Количественные и качественные показатели									
область	подобласть		Глубина залегания уровня грунтовых вод, *м*	Литологический состав водовмещающих пород и средняя мощность, *м*		Средний коэффициент фильтрации, *м/сутки* покровных / подстилающих	Средний уклон зеркала грунтовых вод	Средняя скорость фильтрации, *м/сутки* покровных / подстилающих	Основной источник питания грунтовых вод	Преобладающая минерализация грунтовых вод, *г/л*	Среднегодовая амплитуда колебания грунтовых вод, *м*	Почвенный покров, мелиоративное состояние земель
				покровных	подстилающих							
Пянджская долина	Современная (II) терраса р. Пяндж, естественно дренированная	VI—1	1—5	Суглинки и супеси с прослоями песков и глин, 1,5—6 (реже до 8)	Галечники, гравий, пески, не менее 100	0,8 / 25	0,002	0,0016 / 0,05	Ирригационные воды	От 1—3 до 5—7 (в галечниках обычно 0,6—1)	0,6—3	Сероземы светлые солончаковатые. Земли староорошаемые
	Верхнечетвертичная (IV) терраса р Пяндж, естественно дренированная	VI—2	60—80	Суглинки, супеси, мелкозернистые пески с прослоями галечников и дресвяно-щебенистого материала, не менее 115		—	0,01 (для орошения)	0,05	Подземный приток со стороны Тереклитау и Каратау	До 5—10	0,5—3 (предполагаемая)	Сероземы. Земли, перспективные для орошения, незасоленные

по снижению уровня является организация водоснабжения за счет грунтовых вод галечников.

Естественно слабодренированные территории в долинах Южного Таджикистана занимают участки второй, третьей и четвертой террас, сложенных толщей суглинков, супесей и мелкозернистых песков с линзами и прослоями гравия. В Западной Фергане — это периферические, реже средние части конусов выноса (суглинки, супеси, подстилаемые на глубине 20—25 *м* песчано-гравийным материалом). Низкие фильтрационные свойства водовмещающих пород значительно ухудшают отток грунтовых вод, который не превышает обычно 200—500 *мм* в год, и существенная роль в балансе принадлежит испарению и транспирации.

В долинах Южного Таджикистана на орошаемых землях второй и третьей террас глубина до грунтовых вод 1—4 *м*, минерализация 2—25 *г/л*. Орошаемые земли четвертой террасы характеризуются глубинами залегания грунтовых вод 3—40 *м* и минерализацией до 30—50 *г/л*. Широко развиты воды с большим содержанием хлора. Орошение вызывает быстрый подъем уровня грунтовых вод, достигающий на четвертой террасе 2—4 *м* в год и обычно сопровождающийся значительным увеличением минерализации верхнего слоя воды В Западной Фергане преобладающая глубина до грунтовых вод 0,5—3 *м*, минерализация 3—6 *г/л*, а под пятнами солончаков до 10—15 *г/л*.

Грунтовые воды при подъеме выше критических глубин принимают активное участие в почвообразовании, что обусловливает значительное засоление земель. Критическая глубина залегания уровня грунтовых вод на орошаемых землях при существующих условиях, как правило, 3,5—4 *м*. Лишь на повышениях мезорельефа, по гребням и склонам чаш (например, в Вахшской долине), где грунтовые воды несколько опреснены, критические глубины уменьшаются до 1,7—2,5 *м*. Состав мероприятий по регулированию режима тот же, что в естественно дренированных районах. Дренажи менее эффективны, но при сооружении искусственных гравийных фильтров вертикальный дренаж может широко применяться (кроме высоких террас, сложенных мощной толщей лёссовидных суглинков и супесей). Возможности использования грунтовых вод для водоснабжения нередко ограничены. На четвертой террасе весьма важным является уменьшение питания грунтовых вод и стабилизация уровня путем борьбы с фильтрационными потерями из каналов и со сбросами поливной воды в понижения.

В естественно дренированные территории входят межконусные понижения, участки подпора грунтовых вод грядами коренных пород, солончаковые впадины на поверхности второй и третьей террас (Караланг, Аралтугай), характеризующиеся низкими фильтрационными свойствами покровных супесчаных и суглинисто-глинистых отложений. На неосвоенных массивах грунтовые воды питаются главным образом за счет подземного притока со стороны окружающих орошаемых земель. В Аралтугайской впадине (правобережье Вахшской долины), в межконусных понижениях (Хашимкуль в Фергане), на периферии конусов выноса развиты напорные воды. Главная расходная статья баланса грунтовых вод — испарение; подземный отток не более 100—200 *мм* в год. Грунтовые воды залегают преимущественно на глубине 0,5—2 *м*. На освоенных участках минерализация воды до 7—8 *г/л*. Критические глубины залегания уровня повсеместно более 4 *м*. Весьма активная роль высокоминерализованных грунтовых вод в водно-солевом режиме почв является причиной широкого развития солончаков. Солончаки и перелоги характеризуются минерализацией воды до 100 *г/л* и выше, преобладающий тип их хлоридный натриевый.

Регулирование режима уровня и минерализации грунтовых вод осуществляется с помощью горизонтального и главным образом постоянно действующего вертикального дренажа. В перспективе после капитальных промывок и освоения солончаковых земель возможно опрес-

нение верхней части водоносного горизонта. Однако опыт освоения солончаков Караланга (Э. Г. Ваксман) показывает, что минерализация грунтовых вод длительное время может оставаться равной 8—14 *г/л*.

Основными мероприятиями по регулированию режима грунтовых вод орошаемых земель Таджикистана являются: 1) ослабление ирригационного питания — выбор режима орошения, борьба со сбросами неиспользованных поливных вод и фильтрацией из каналов; 2) усиление оттока путем строительства дренажа.

Многолетние наблюдения и опытно-балансовые исследования дают основание утверждать, что на землях, подверженных засолению, наиболее целесообразным является промывной режим орошения. Обратный вмыв солей при прочих равных условиях является одним из решающих факторов в формировании солевого режима почв. При тех способах полива, когда ослаблено вертикальное просачивание оросительной воды, вблизи поверхности формируются высокоминерализованные грунтовые воды. В этом случае неизбежно влияние на почвенный покров капиллярной каймы соленых вод и раставрация засоления. По данным опытно-балансовых исследований уменьшение водоподачи на участке староорошаемых земель северной части Вахшской долины примерно на 22% влечет за собой возрастание засоленности почв на 13—34% и верхнего слоя грунтовых вод на 10—12%. Кроме того, при установлении режима орошения необходимо принимать во внимание минерализацию и химический состав воды, используемой для орошения. Например, в Вахшской долине в течение одного вегетационного периода от испарения поливной воды может накопиться 1,6—34 *т* солей на 1 *га* (в том числе хлор-иона 0,0036—0,72% в верхнем полуметровом слое). Необходимо подчеркнуть, что, поскольку процесс рассоления почво-грунтов складывается из вмыва солей нисходящими токами до уровня грунтовых вод и последующего выноса их с боковым током воды, то промывной режим орошения должен осуществляться только на фоне дренажа, активизирующего подземный отток и обеспечивающего стабилизацию уровня.

Чтобы обеспечить постоянное преобладание нисходящего тока воды, размер оросительной нормы должен быть больше величины суммарного водопотребления сельскохозяйственным полем. Разница между оросительной нормой и суммарным водопотреблением, способствуя выносу излишка солей, не поднимает горизонт грунтовых вод. По данным балансовых исследований величина нисходящего тока при глубине уровня грунтовых вод 1,5—2,5 *м* составляет 20—30% суммарного водопотребления. Оросительная норма рассчитывается как произведение величины водопотребления той или иной сельхозкультурой на коэффициент 1,20—1,30. Эффективный вынос солей при промывном режиме орошения достигается при стоке грунтовых вод по коллекторам в количестве 40—60% от водоподачи нетто.

При определении взаимосвязи критических глубин залегания и минерализации грунтовых вод целесообразно учитывать не минерализацию последних, а глубину. Глубина должна обеспечиваться техническими возможностями (при горизонтальном дренаже) и гарантировать максимальный урожай возделываемых сельскохозяйственных культур. На этой глубине в случае надобности необходимую критическую минерализацию следует создавать капитальной промывкой и в дальнейшем поддерживать промывным режимом орошения. Применение последнего постепенно будет вести к увеличению мощности слоя опресненных грунтовых вод. Глубина до грунтовых вод должна быть не меньше некоторого предела даже при допустимой минерализации. На

орошаемых землях Таджикистана такая минимальная глубина может быть принята равной 1,5—2 *м*, поскольку выше этих глубин (как показывают многолетние балансовые исследования) испарение грунтовых вод резко возрастает. Кроме увеличения бесполезных потерь грунтовых вод на испарение и необходимости отвода коллекторами лишнего количества грунтовых вод, отложение солей в почвах и вмыв их также потребуют дополнительных затрат поливной воды.

Первоочередным мероприятием по уменьшению питания грунтовых вод является ликвидация прямых сбросов поливной воды, что позволит значительно сократить головные водозаборы во всех каналах. Помимо излишней фильтрации, сбросы мутной воды весьма быстро заиливают коллекторно-дренажную сеть, значительно снижая ее эффективность, и приводят к большим затратам на очистку. На высоких террасах плохая планировка полей, редкая сбросная сеть или ее отсутствие являются причиной скопления сбросной воды в низинах, размыва поверхности и образования просадок. Избыток поливной воды ведет к быстрому подъему уровня грунтовых вод этих террас. По данным исследований на опытно-балансовых участках величина прямых сбросов поливной воды составляет 4—11 тыс. $м^3$ с 1 *га*, или 19—44% от водозабора брутто (31—57% от суммарного стока воды в коллекторах). Расчеты баланса и анализ водопользования в северной части Вахшской долины (на площади 61 175 *га*) показывают, что сброс поливных вод составляет 33—36%; в суммарном стоке коллекторов они занимают до 40—43%. Однако даже в условиях упорядоченного водопользования полностью избавиться от поверхностного сброса практически едва ли возможно, и его следует предусмотреть в размере до 8—10% от оросительной нормы. Таким образом, сокращение головных водозаборов на 30—35% (за счет уменьшения прямого сброса) вполне реально.

Наблюдения на оросительных системах Таджикистана показывают преобладающее значение потерь воды из русел каналов (до 27—30% от водозабора брутто).

Годовые фильтрационные потери, достигающие уровня грунтовых вод, в каналах колеблются от 300 до 600 *мм*, а с полей не превышают 180—220 *м*. Сосредоточенная фильтрация под каналами, обильно питая грунтовые воды, в сравнительно малой степени приводит к общему опреснению грунтовых вод и рассолению почво-грунтов зоны аэрации. Поэтому необходимо предусмотреть мероприятия, ограничивающие фильтрацию из каналов, сохранив при этом промывной режим орошения сельскохозяйственных культур. Одним из путей сокращения фильтрационного питания из каналов, кроме гидроизоляции русел, является уменьшение годовых водозаборов. Используя соотношения между фильтрационными потерями и расходами воды, для каналов можно произвести расчеты снижения уровня грунтовых вод при сокращении головных водозаборов. Так, в Вахшской долине уменьшение расходов магистральных и межхозяйственных каналов в вегетационный период на 30%, т. е. на величину сбросов неиспользованной поливной воды, и закрытие их в невегетационный период обеспечат снижение уровня грунтовых вод в отдельных районах на 0,4—1 *м*. Оставшуюся часть избыточного ирригационного питания необходимо снимать искусственным дренажем. Рекомендуемые типы и интенсивность дренажа дифференцируются в зависимости от гидрогеологических условий. При сокращении излишней водоподачи по каналам необходимые дренажные модули составят в районах хорошо дренированной зоны 0,25—0,60 *л/сек·га* (12—18 *пог. м/га*), в районах слабо и очень слабо дренированной зоны от 0,40—0,60 до 1 *л/сек·га* и выше. Для достижения указанных модулей в слабодренированных районах потребовалось бы

значительное увеличение протяженности коллекторно-дренажной сети (до 70—100 *м/га*), что нецелесообразно.

Рассматривая вопрос о развитии дренажа на орошаемых землях, необходимо ориентироваться на сочетание горизонтального и вертикального дренажей. Открытая и закрытая сеть горизонтального дренажа дает определенный положительный эффект. Промывной режим орошения на фоне дренажа способствует стоку солей с грунтовыми водами за пределы орошаемых земель. Слабое рассоляющее влияние горизонтального дренажа на отдельных участках объясняется недостаточной глубиной и удельной протяженностью дрен либо специфическими особенностями гидрогеологических условий.

В однородных по водопроницаемости грунтах целесообразно заложение более глубокого дренажа (по возможности до 4—5 *м*), особенно закрытого типа на вновь осваиваемых целинных землях с предварительным строительством еще в сухих устойчивых грунтах. Такой подход может обеспечить большой экономический эффект и многократно сократить потребность в остродефицитных дренажных трубах. Так, при прочих равных условиях при углублении дрены с 2,5 до 4,5 *м* производительность ее может увеличиться до 4—5 раз; при перекачке из дрен воды насосами с использованием вакуума последних и воды для орошения указанное соотношение может увеличиться до 8—10 раз.

Закрытый горизонтальный дренаж дает возможность поддерживать уровень на небольшой глубине, обеспечивающей использование корневой системой растений пресных грунтовых вод, что следует широко практиковать на массивах орошения, где испытывается недостаток в поверхностных оросительных водах. В этом случае необходимы ежегодные профилактические промывки. При переустройстве горизонтального дренажа на староорошаемых землях первоосновой расчетов должны быть натурные данные по расходу существующих дрен и напору воды в них. На вновь осваиваемых землях с неглубоким залеганием грунтовых вод для снятия натурных данных необходимо закладывать опытные дрены на типовых участках (с возможной откачкой воды из них).

Отдавая должное горизонтальному дренажу, с помощью которого удалось на части территории уменьшить опасное засоление земель, необходимо признать, что сейчас можно ставить вопрос о широком строительстве вертикального дренажа. Последний является прогрессивным способом комплексного регулирования водно-солевого режима орошаемых земель и может быть применен в сочетании с горизонтальным дренажем. Основные преимущества вертикального дренажа: 1) активное воздействие на напорные водоносные горизонты; 2) возможность использования откачиваемой воды для водоснабжения, промывок и поливов и регулирования уровня грунтовых вод по любому заданному режиму — вплоть до полного отрыва капиллярной каймы от корнеобитаемого слоя почвы; 3) значительно более высокие темпы рассоления земель; 4) максимальное сохранение полезной орошаемой площади.

О преимуществах вертикального дренажа свидетельствуют и экономические показатели (табл. 89).

Следует отметить, что при использовании откачиваемой воды для орошения и водоснабжения затраты на эксплуатацию вертикальных дрен снижаются (при этом закрытие ирригационной сети в невегетационный период дает дополнительный мелиоративный эффект).

Гидрогеологические условия большинства орошаемых массивов Таджикистана (наличие песчано-галечных отложений, хорошая гидравлическая связь грунтовых вод этих отложений и покровных мелкозе-

Таблица 89

Сравнительная оценка горизонтального и вертикального дренажей в расчете на 1 *га* мелнорируемой площади (Фомин, Панкратов, 1967)

Показатели	Единица измерения	Объекты			
		Голодная степь		Вахшская долина	
		горизонтальный дренаж	вертикальный дренаж	горизонтальный дренаж	вертикальный дренаж
Капиталовложения в строительство	руб.	1160	72	89	59
Ежегодные эксплуатационные расходы	»	64	12,8	13,5	10,6

мов, развитие пресных и слабоминерализованных вод на многих участках) благоприятны для применения вертикального дренажа. Судя по результатам исследований баланса грунтовых вод и экспериментальных исследований эффективности вертикального дренажа, применять его целесообразно прежде всего в слабодренированных чашевидных понижениях и депрессиях рельефа (Караланг, Аралтугай, Хашимкуль и др.), на участках, где развиты единые комплексы напорных и грунтовых вод (Куйбышевский район, северная часть Яванской впадины, Дангаринская впадина), в верхних частях конусов выноса и вдоль уступа высоких орошаемых террас, где необходимо перехватить поток грунтовых вод, устремленный на нижележащие земли (Колхозабадский и Пянджский районы в Вахшской долине, конусы выносов в предгорные равнины в Западной Фергане). Оптимальная глубина большей части скважин вертикального дренажа 50—100 *м*.

Общее потребное количество скважин на массиве и отдельных типичных участках его необходимо определять, исходя из данных анализа прогнозных водно-солевых балансов, дренажного модуля и возможного расхода скважин (последнее с учетом сезонности откачек и коэффициента постоянства). В пределах межгорных впадин, где в вертикальном разрезе доминируют супесчано-суглинистые отложения, скважины целесообразно закладывать в галечниках выше по потоку, что обеспечит большую производительность каптажей при лучшем качестве воды. На речных террасах скважины можно размещать относительно равномерно в шахматном порядке (в линейно ориентированных створах). На конусах выноса скважины вертикального дренажа должны размещаться преимущественно в створах, ориентированных вдоль гидроизогипс. Несложный подсчет показывает, что основная нагрузка по перехвату грунтовых вод, стекающих в зону выклинивания с верхних земель, приходится на верхние створы, особенно на первый из них. Так, при трех створах нагрузка постворно может составить 60, 30 и 10% от общего притока извне. При двух створах она будет соответственно около 80 и 20%. Такое распределение нагрузки по перехвату потока является благоприятным фактором. При использовании вертикального дренажа эффект проектного снижения уровня возможен в случае охвата им нацело земель с неглубоким залеганием грунтовых вод либо, если участок будет находиться в окружении земель с нормально работающим горизонтальным дренажем. Проектируя вертикальный дренаж, следует учитывать, что он может полностью или частично вести к прекращению фонтанирования уже существующих скважин. Поэтому часть скважин вертикального дренажа следует переключить на одновременное решение задач водоснабжения.

Сводная таблица запасов грунтовых вод и основных ирригационно-мелиоративных показателей орошаемых земель Таджикистана

Наименование оросительных систем и массивов орошения	Исходные		Прогнозные запасы грунтовых вод и основные ирригационно-мелиоративные показатели											
	Запасы, млн. м³	Модуль ресурсов, л/сек·км²	Площадь орошения тыс. га		Запасы ВГ*, млн. м³	Модуль ресурсов, л/сек·км²	Запасы, Г**, млн. м³	Модуль ресурсов, л/сек·км²	Водоподача, млн. м³		Возврат воды в реки, млн. м³		Объем откачки млн. м³	
			общая	требующая мелиорации					ВГ	Г	ВГ	Г	общий	на орошение
Вахшская	876	37	148,5	108,5	1021	22	1369	29	2021	2845	622	1375	439	439
в том числе:														
левобережье р. Вахш	—	—	101,4	90,0	617	19	963	30	1131	1958	211	954	439	439
урочище Гарауты	—	—	10,4	6,0	—	—	92	22	201	201	92	102	—	—
„ Кафыр	—	—	6,2	4,0	—	—	54	22	119	119	53	53	—	—
„ Ташрабат	—	—	10,0	2,0	—	—	85	22	186	186	85	85	—	—
„ Палвантугай	—	—	1,5	—	—	—	12	20	27	27	13	13	—	—
„ Айкуль	—	—	6,0	—	—	—	49	21	108	108	54	54	—	—
„ Карадум	—	—	13,0	6,5	—	—	114	22	249	249	114	114	—	—
Кировабадская	69	32	22,9	14,0	159	18	184	20	240	347	62	160	131	116
Шурабадская	93	18	90,2	52,2	313	13	364	19	970	1113	223	354	104	80
в том числе:														
правобережье р. Вахш	—	—	16,1	16,1	104	17	155	25	174	317	24	155	104	80
Яван-Обикинская долина	—	—	74,1	36,1	209	10	209	10	796	796	199	199	—	—
Нижне-Кафирниганская	224	25	70,3	39,0	533	24	547	25	1106	1198	429	458	128	128
в том числе:														
Кафирниганская долина	—	—	30,0	7,5	252	21	238	20	517	510	236	193	45	45
Бишкентская долина	—	—	28,1	25,0	187	17	215	19	379	478	104	176	83	83
урочище Игизяктепе	—	—	2,2	1,0	16	—	16	18	35	35	11	11	—	—
„ Ялгижак	—	—	4,0	2,5	27	—	27	18	61	61	21	21	—	—
„ Карасырт	—	—	6,0	—	51	—	51	22	114	114	57	57	—	—

Пархар-Чубекская	345	58	45,6	21,0	416	28	520	29	320	660	172	480	286	246
в том числе:														
старое орошение	–	–	27,6	21,0	266	26	390	36	31	371	42	350	286	246
новое „	–	–	18,0	–	130	–	130	18	289	289	130	130	–	–
Кызылсу-Яхсуйская	270	65	35,9	25,2	274	24	355	31	241	467	86	259	220	179
в том числе:														
старое орошение	–	–	27,0	22,0	220	21	301	28	118	334	41	214	220	179
новое „	–	–	8,9	3,2	54	–	54	18	123	123	45	45	–	–
Нурекская	–	–	92,0	37,0	814	–	814	23	814	1725	504	814	–	–
Гиссарская	665	28	89,6	15,7	483	18	513	18	1023	1127	410	504	120	120
в том числе:														
старое орошение	–	–	73,8	42,0	395	14	425	15	824	928	332	426	120	120
новое орошение	–	–	15,8	3,7	88	–	88	10	199	199	78	78	–	–
Каттасайская	60	–	87,0	25,0	390	15	522	18	704	1130	104	455	323	219
в том числе:														
старое орошение	–	–	20,8	–	67	–	67	10	108	108	–	–	–	–
новое орошение	–	–	66,2	25,0	323	16	455	23	596	1022	104	455	323	219
Ходжабакирганская	–	–	100,8	36,0	585	17	863	25	1123	1727	262	854	351	270
в том числе:														
левобережье р. Сырдарьи	–	–	70,7	30,0	295	11	527	19	611	1115	101	582	205	225
правобережье „ „	–	–	30,1	6,0	290	31	336	35	512	612	161	272	56	45
Матчинская	30	–	28,4	8,0	215	19	305	27	240	489	215	305	215	102
Аштская	120	–	30,0	12,0	242	21	333	28	270	472	265	357	222	100
Исфаринская	–	–	41,3	16,9	214	17	302	23	387	578	112	313	121	95
в том числе:														
Канибадамский район	–	–	23,4	12,0	121	13	209	23	180	371	26	227	121	95
Исфаринский „	–	–	17,9	4,9	93	–	93	13	207	207	86	86	–	–
По республике в целом:	2952	–	882,5	410,5	5659	18	6991	22	9459	13 821	3466	6688	2660	2094

[*] Вг – в условиях применения вертикального дренажа совместно с горизонтальным.

[**] Г – в условиях применения только горизонтального дренажа.

Продолжение табл. 90

Наименование оросительных систем и массивов орошения	Прогнозные запасы грунтовых вод и основные ирригационно-мелиоративные показатели																
	Дренажный сброс, млн. м³		Удельный расход дрен, л/сек·км		Потребно дрен, км		Удельная нагрузка дрен, га/га		Дебит скважин, л/сек	Оптимальный расход скважины, млн. м³	Потребн. скв., шт.	Дренажный модуль, л/сек·га		Скорость подъема уровня, м в год	Капиталовложения, млн. руб.			
															В строительство		В эксплуатацию	
	ВГ	Г	ВГ	Г	ВГ	Г	ВГ	Г				ВГ	Г		ВГ	Г	ВГ	Г
Вашхская	277	1055	6,9	9,5	1264	3330	68	33	125	2,5	176	0,18	0,33	2,0	9,40	13,25	1,67	2,12
в том числе:																		
левобережье р. Вахш	56	834	–	25,0	–	2066	–	12	125	2,5	176	0,15	0,30	–	4,22	8,07	0,97	1,42
урочище Гарауты	92	92	–	6,4	460	460	–	75	–	–	–	–	0,40	2,1	1,89	1,89	0,29	0,29
„ Кафыр	53	53	–	5,0	330	330	–	83	–	–	–	–	0,34	2,0	1,35	1,35	0,16	0,16
„ Ташрабат	21	21	–	6,7	130	130	–	65	–	–	–	–	0,27	2,0	0,53	0,53	0,07	0,07
„ Пальвантугай	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,9	–	–	–	–
„ Айкуль	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,9	–	–	–	–
„ Карадум	55	55	–	5,0	344	344	–	53	–	–	–	–	0,18	2,0	1,41	1,41	0,18	0,18
Кировабадская	15	115	–	17,5	–	190	–	14	150	3,0	44	0,14	0,26	–	1,06	0,78	0,20	0,20
Шурабадская	73	205	5,0	11,0	306	615	20	17	125	2,4	43	0,13	0,20	0,8	0,70	0,96	1,32	1,35
в том числе:																		
правобережье р. Вахш	24	156	–	16,0	–	310	–	20	125	2,4	43	0,20	0,30	–	1,01	1,27	0,23	0,25
Яван-Обикиикская долина	49	49	–	5,0	306	306	15	15	–	–	–	–	0,10	0,8	8,69	8,69	1,09	1,09
Нижне-Кафириганская	141	350	5,0	10,7	502	1024	16	16	125	2,5	48	0,18	0,21	1,8	3,10	3,29	0,43	0,63
в том числе:																		
Кафириганская долина	40	150	–	16,0	–	300	–	40	150	3,0	15	0,19	0,60	–	0,26	0,33	0,18	0,18
Бишкентская долина	77	176	5,0	7,0	406	625	–	23	125	2,5	33	0,19	0,20	1,6	2,45	2,57	0,18	0,38
урочище Игизяктепе	7	7	–	10,0	23	23	–	23	–	–	–	–	0,10	1,7	0,10	0,10	0,02	0,02
„ Ялгизкак	17	17	–	7,4	73	73	–	30	–	–	–	–	0,21	2,0	0,29	0,29	0,05	0,05
„ Карасирт	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Пархар-Чубекская	40	150	–	16,0	–	300	–	15	125	2,5	114	0,43	0,24	–	2,74	1,23	0,63	0,21
в том числе:																		
старое орошение	40	150	–	16,0	–	300	–	15	125	2,5	114	0,43	0,24	–	2,74	1,23	0,63	0,21
новое »	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кызылсу-Яхсуйская	67	240	5,0	14,5	164	534	80	21	125	2,5	114	0,30	0,30	1,4	2,72	2,10	0,57	0,45
в том числе:																		
старое орошение	41	214	–	19,0	–	360	–	26	125	2,5	114	0,30	0,30	–	2,11	1,44	0,45	0,36
новое »	26	26	–	5,0	164	164	–	50	–	–	–	–	0,26	1,4	0,61	0,66	0,09	0,09
Нурекская	489	489	–	5,0	2030	2030	–	55	–	–	–	–	0,42	2,1	8,32	8,32	1,04	1,04
Гиссарская	16	111	5,0	9,0	101	418	30	28	125	2,5	48	0,30	0,22	1,1	1,57	1,76	0,32	0,22
в том числе:																		
старое орошение	–	95	–	9,0	–	317	–	26	125	2,5	48	–	0,25	–	1,15	1,34	0,26	0,16
новое орошение	16	16	–	5,0	101	101	–	28	–	–	–	–	0,16	1,1	0,42	0,42	0,06	0,06
Каттасайская	104	335	–	8,0	–	1340	–	73	100	2,0	161	0,32	0,33	1,7	3,86	5,09	0,71	0,57
в том числе:																		
старое орошение	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
новое орошение	104	335	–	8,0	–	1340	–	44	100	2,0	161	–	0,33	1,7	3,86	5,09	0,71	0,57
Ходжабакирганская	6	584	–	12,0	–	2183	–	60	100	2,0	176	–	0,51	1,2	4,52	8,30	0,82	0,99
в том числе:																		
левобережье р. Сырдарьи	–	482	–	8,0	–	1928	–	62	100	2,0	148	–	0,16	–	3,55	7,33	0,65	0,82
правобережье » »	6	102	–	12,7	–	255	–	42	100	2,0	28	–	0,17	1,2	0,97	0,97	0,17	0,17
Матчинская	113	305	–	9,0	–	1020	–	13	100	2,0	108	0,44	1,20	2,5	2,59	3,88	0,47	0,32
Аштская	122	313	–	9,0	–	1040	–	87	100	2,7	82	0,31	0,83	–	1,97	3,95	0,40	0,53
Исфаринская	30	213	–	12,0	96	566	–	33	125	2,5	48	0,18	0,35	–	1,51	2,15	0,30	0,36
в том числе:																		
Канибадамский район	6	189	–	12,6	–	470	–	41	125	2,5	48	0,22	0,42	–	1,15	1,79	0,26	0,32
Исфаринский »	24	24	–	8,0	96	96	–	20	–	–	–	–	0,38	–	0,36	0,36	0,04	0,04
По республике в целом:	1493	4465	10	9,6	4463	14 581	–	35	–	–	1162	–	0,34	–	53,06	64,06	8,97	9,19

Завершающей стадией заложения скважин вертикального дренажа должна являться мощная «строительная» откачка для формирования искусственного песчано-гравийного фильтра. Производительность ее должна быть на 20—30% выше последующего эксплуатационного дебита. Диаметр фильтровых колонн должен обеспечивать не только постановку соответствующих насосов, но и иметь резерв для замены их более производительными.

При расчете оптимальных значений дебита и понижения для эксплуатационных условий необходимо учитывать не только гидравлическую, но и экономическую сторону вопроса. Как известно, с увеличением понижения дебит в лучшем случае возрастает в линейной зависимости, а расход электроэнергии (оплата которой составляет бо́льшую часть эксплуатационных затрат) имеет квадратичную зависимость. Поэтому необходимо расчетным путем определить оптимальные соотношения между дебитом и понижением. Применяя вертикальный дренаж, следует полнее использовать его потенциальные возможности в отношении управления режимом уровня и минерализации грунтовых вод.

На староорошаемых землях республики имеются значительные восполняемые запасы подземных вод (более 1 млрд. $м^3$), пригодных для орошения, промывок и водоснабжения. Их достаточно для доведения до нормы водообеспеченности староорошаемых земель и дополнительного орошения многих тысяч гектаров. Использование этих вод имеет особенно важное практическое значение на лево- и правобережье р. Сырдарьи, в Кызылсу-Яхсуйской долине, где остро ощущается дефицит в поверхностных водах, а земли нуждаются в мелиорации.

Следует отметить, что восполняемые запасы подземных вод на орошаемых землях весьма динамичны. При реконструкции систем начинают широко внедрять противофильтрационные покрытия каналов, меры по упорядочению водопользования, вертикальный и закрытый горизонтальный дренажи и т. д. В ближайшие годы эти мероприятия на староорошаемых землях могут существенно отразиться как на глубине залегания и режиме уровня подземных вод, так и на их восполняемых запасах.

Восполняемые запасы подземных вод орошаемых земель республики в исходном состоянии и прогнозном характеризуют данные табл. 90.

Здесь же приведены основные ирригационно-мелиоративные показатели. Все это дано в увязке с планом развития орошаемого земледелия. Там, где возможно применение вертикального дренажа, приводятся два варианта: для вертикального дренажа в сочетании с горизонтальным и только для последнего. Выбор оптимального варианта зависит от технико-экономической целесообразности. В варианте водного баланса с возможным применением совместно горизонтального и вертикального дренажей последний предусматривается для земель, где в подстилающей толще имеются галечники или пески. Откачиваемые грунтовые воды используются на орошение как на недостаточно обеспеченных, так и на обеспеченных поверхностными водами массивах, что на 20—30% снижает эксплуатационные затраты.

Данные табл. 90 показывают, в частности, что в перспективе, когда вертикальный дренаж получит широкое развитие, для орошения можно будет использовать около 2 млн. $м^3$ грунтовых вод. За счет этого можно будет оросить около 200 тыс. *га* земель, т. е. около 20—25% от общей площади перспективного орошения республики. С учетом же возможного привлечения паводкового и зимнего стоков приращение будет и того большим. Использование геологических запасов грунтовых вод нецелесообразно.

Часть четвертая

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Инженерно-геологические условия территории Таджикской ССР сложны и разнообразны, что объясняется особенностями геологического строения и свойств горных пород, чрезвычайно напряженной сейсмической активностью, многочисленными проявлениями современных физико-геологических процессов. Среди процессов, вызванных деятельностью человека, большое значение имеют просадочные деформации, особенно при строительстве в районах развития лёссовых пород.

Несмотря на все возрастающие объемы гражданского, водохозяйственного, энергетического и дорожного строительства, изученность инженерно-геологических условий в Таджикистане недостаточна. Прежде всего это выражается в отсутствии сводных работ как по отдельным крупным регионам, так и по территории республики в целом.

Настоящая работа является первой попыткой обобщить и систематизировать данные, накопленные в процессе инженерно-геологических исследований Таджикистана. Качество использованных при этом материалов крайне неравноценно. Большинство опубликованных работ посвящено частным проблемам и описанию инженерно-геологических условий на отдельных участках строительства. Из сводных имеются лишь мелкомасштабные инженерно-геологические карты республики, вошедшие в «Атлас Таджикской ССР» (1968 г.), а также статьи и записки, посвященные инженерно-геологическим условиям некоторых крупных долин и межгорных впадин (Гиссарской, Вахшской, Яванской, Дангаринской и др.). Фондовые и архивные материалы содержат характеристику отдельных небольших участков строительства и являются описательными.

Глава XVII

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД

На территории республики выделяются следующие основные инженерно-геологические группы пород: а) среди коренных — скальные, полускальные и пластичные и их сочетания; б) среди поверхностных отложений — грубообломочные (несвязные), песчаные, глинистые (связные) и лёссовидные. Указанные группы по характеру распространения и своему значению неравноценны. В горных областях (Памир, Дарваз, Центральный и Северный Таджикистан) развиты скальные породы, иногда чередующиеся с полускальными или пластичными. В предгорьях велика роль полускальных и в меньшей мере пластичных пород.

Здесь же, а также в равнинных районах Юго-Западного Таджикистана обширные пространства заняты поверхностными отложениями: лёссами и лёссовидными породами. В речных долинах и в пределах горных сооружений (особенно на Памире) много грубообломочных (несвязных) пород. Песчаные грунты распространены в низовьях крупных рек, а глинистые — в центральных частях межгорных впадин и на низких речных террасах.

ПОРОДЫ КОРЕННОЙ ОСНОВЫ

Скальные породы. К этой группе относятся твердые, компактные, практически несжимаемые породы, с высоким временным сопротивлением (до 3500 *кГ/см*^{2}) и большой прочностью; коэффициент крепости (по Протодьяконову) обычно 6—15 и выше. По отношению к воде они инертны или слаборастворимы (известняки). В качестве оснований скальные породы пригодны для всех тяжелых сооружений.

К скальным относятся граниты, гранодиориты, диориты и гранит-порфиры палеозоя, эффузивы и их туфы карбона и перми, гнейсы, мигматиты и сланцы докембрия, кембрия и силура — ордовика, песчаники, сланцы, известняки, конгломераты и алевролиты от силура до палеогена включительно. Ниже рассматриваются свойства наиболее хорошо изученных интрузивных и терригенно-карбонатных пород.

Интрузивные породы широко распространены на Памире в Северном и Центральном Таджикистане. Наиболее развиты интрузии гранитового и гранодиоритового состава палеозойского (Кураминский и Гиссарский хребты, Северный Памир) и мезозойского (остальная территория Памира) возраста. Интрузии основного и щелочного состава встречаются редко (Памир, Северный Таджикистан).

Свойства интрузивных пород во многом определяются степенью их выветрелости, зависящей от структурных особенностей. Так, в долине р. *Варзоб* (А. Г. *Корицкая*) *сильно выветрелые крупнозернистые граниты* среднекаменноугольного интрузивного комплекса характеризуется средними значениями временного сопротивления сжатию 249 *кГ/см*^{2}, среднезернистые 1172—1294 *кГ/см*^{2}, мелкозернистые 1534 *кГ/см*^{2}. Различия объемного веса, пустотности и других показателей также подчеркивают влияние структуры пород на их свойства. Если в крупнозернистых разностях насыщение пород водой и 25-кратное замораживание приводят к снижению сопротивляемости в 1,5—2 раза, то в мелко- и среднезернистых гранитах — не более чем на 20% (коэффициент размягчаемости 0,77—0,93) (табл. 91). Степень трещиноватости пород интрузивной формации зависит, помимо состава их и условий выветривания, от наличия тектонических нарушений. Так, коэффициент трещинной пустотности гранитов в бассейне верхнего течения р. Вахш вблизи зон разломов составляет 3,7—4,8%, с удалением от этих зон — в среднем 1,35%, а иногда до 0,7—0,9%.

Свойства карбонатных скальных пород (широко развитых на Памире, в Центральном и Юго-Западном Таджикистане), обусловленные их составом, степенью метаморфизма, выветрелостью, трещиноватостью, наличием фаунистических остатков и т. д., могут существенно изменяться даже в пределах одного горизонта. Так, сопротивление раздавливанию известняков бухарского яруса палеогена в долине р. Вахш у пос. Сангтуда изменяется от 413 до 1543 *кГ/см*^{2}, степень размягчаемости — от 0,6 до 0,9, объемный вес — от 2,2 до 2,85 *г/см*^{3}. Обычно эти известняки отличаются повышенной, но неравномерной трещиноватостью. Преобладают трещины напластования, они имеют выдержанную ориентировку и прослеживаются почти без изменения на

большую глубину. Трещины выветривания характерны для поверхностной 5—50-метровой зоны и отличаются беспорядочной ориентировкой, малой протяженностью и криволинейностью. Наблюдаемая на поверхности зависимость степени трещиноватости от особенностей состава известняков сохраняется и на глубине, несмотря на общее уменьшение числа трещин выветривания. Ниже современного русла реки (по данным бурения) имеются каверны, в большинстве случаев заполненные глинистым материалом. Известняки верхнего мела более массивны, прочны и монолитны, чем палеогеновые, хотя и среди них встречаются закарстованные горизонты. Изучение их в районе пос. Туткаул в среднем течении р. Вахш показало, что величины трещинной пустотности на поверхности в плоскостях напластования слоев и перпендикулярно ей различаются в 2—3 раза (Е. С. Скрипко). Из табл. 91 видно, что временное сопротивление сжатию при насыщении известняков водой и испытаниях на морозостойкость уменьшается примерно на 25% по сравнению с естественным состоянием.

Терригенные скальные породы представлены в основном песчаниками, алевролитами и конгломератами. Среди пород данного типа имеется мощная (до 1200 *м*) толща континентальных красноцветных нижнемеловых отложений, широко развитых в Таджикской депрессии, в области Заалайского хребта, по южному склону Гиссарского хребта и на Памире. Свойства этих пород детально изучались в районе строительства Нурекской ГЭС на р. Вахш (Пашкин, 1968). Песчаники и алевролиты, слагающие всю нижнемеловую толщу, характеризуются бурой окраской, однообразным составом, косой слоистостью и постепенной сменой вверх по разрезу алевролитов тонкозернистыми песчаниками. Песчаники и алевролиты слаботрещиноваты, коэффициент трещинной пустотности (КТП) обычно меньше 0,5%, реже 1—2% и, как исключение, на участках, приуроченных к контактовым зонам песчаников и алевролитов, 6—7%. На глубине 2—4 *м* в песчаниках и 10 *м* в алевролитах КТП 0,3% и менее; трещины шириной менее 0,1 *мм* составляют в песчаниках 35—40%, а в алевролитах 50—75%. Песчаники и алевролиты во всех пачках — прочные, но неоднородные породы, поэтому показатели временного сопротивления сжатию грунтов в естественном состоянии отличаются большим разбросом значений (см. табл. 91).

Основное различие между песчаниками и алевролитами заключается в характере выветривания. Песчаники на поверхности изменяются очень мало — в них появляется незначительное количество трещин выветривания и несколько расширяются трещины напластования, а крепость пород практически не уменьшается. Алевролиты на поверхности, как и образцы, извлеченные из выработок, быстро покрываются сетью тонких трещин, число которых постепенно увеличивается. В горных выработках (штольни) породы разрушаются в несколько раз медленнее. Как показали специальные опыты, причиной быстрого выветривания являются небольшие изменения влажности пород. В результате алевролит на поверхности до глубины 1—1,5 *м* разбивается трещинами до состояния дресвы. Замачивание алевролитов не приводит к их разрушению или сколько-нибудь существенному изменению прочности, если образец не был некоторое время на воздухе. Насыщение образцов вызывает небольшое снижение сопротивляемости сжатию (у песчаников на 10—30%, у алевролитов на 21—30%). Прочность образцов, подвергшихся 25-кратному замораживанию, остается высокой, уменьшаясь на 12—25% по сравнению с исходной.

Инженерно-геологические свойства палеозойских терригенных и карбонатных пород во многом зависят от их трещиноватости. В Се-

Таблица 91

Физико-механические свойства скальных и полускальных пород

Группа	Породы и районы их распространения	Удельный вес, $г/см^3$	Объемный вес, $г/см^3$	Пористость, %	Коэффициент пористости	Временное сопротивление раздавливанию, $кГ/см^2$			Модуль упругости, $кГ/см^2$	Коэффициент размягчаемости	Водопоглощение, вес. %	Коэффициент фильтрации, $м/сутки$
						в естественном состоянии	в водонасыщенном состоянии	после 25 циклов замораживания				
Скальные, интрузивные	Граниты (Pz_2), Гиссарский хребет	2,56	2,56—2,73	—	—	1417—1700	1312—1400	1133—1501	—	0,77—0,93	—	—
	Граниты (Pz_3), Гиссарский хребет	2,61	2,53—2,59	—	—	1447—1780	907—1915	1212—1507	—	0,84—0,85	0,423—0,636	—
	Сиениты (Pz_3), Кураминский хребет	2,68	—	—	—	2003	1034	—	—	—	—	—
	Гранодиориты (Pz_3), Кураминский хребет	—	2,70	—	—	2102	1439	—	—	—	—	—
Скальные, терригенные и карбонатные	Песчаники (Cr_1), Вахшский хребет	2,65—2,82	2,37—2,74	—	—	1023—1601	892—1415	920—1500	—	0,70—0,90	—	—
	Известняки (Cr_2), Вахшский хребет	2,75	2,43—2,74	—	—	1455—2784	864—2291	770—1947	—	—	—	—
	Известняки (J_1), пос. Шураб	—	2,07—2,48	—	—	570—800	526—785	483—736	—	0,92—0,98	2,1	—
	Известняки (S_1), Кураминский хребет	2,56	1,88—2,27	—	—	108—361	68—355	—	—	0,75—0,98	4,1—9,1	—
	Песчаники (Cr_1), долина р. Вахш	2,67—2,77	2,37—2,74	1,08—5,99	—	2,81—3250	190—2656	—	$156,9—173,0 \cdot 10^3$	—	—	0,2—6,0
	Алевролиты (Cr_1), долина р. Вахш	2,71—2,84	2,54—2,79	1,82—5,54	—	158—2902	128—2475	—	$159,8—361,6 \cdot 10^3$	—	—	0,001—6,0
	Известняки (Cr_2), пос. Туткаул	—	2,45—2,74	—	—	1455—2784	864—2291	770—1974	—	—	—	0,003—7,3
Полускальные	Песчаники (N), междуречье Вахш—Таирсу	2,67	2,30—2,34	—	0,15	—	—	—	$\frac{66,5—192 \cdot 10^3*}{24—214 \cdot 01^3}$	—	6,0	0,0007**
	Алевролиты (N), междуречье Вахш—Таирсу	2,64	2,28	—	0,16	—	—	—	$\frac{45,0 \cdot 10^3*}{69,0—107,0 \cdot 10^3}$	—	4,8	0,0003**
	Песчаники (N), головная ГЭС, Вахш	2,69	2,12	—	0,27	—	—	—	—	—	7,4	0,03

* В числителе — модуль упругости перпендикулярно слоям, в знаменателе — параллельно слоям.
** Глубже 30 м.

веро-Восточном Таджикистане силурийские известняки и сланцы в пределах Ходжамушкент-Ура-Тюбинской гряды отличаются высокой раздробленностью до глубины 45—140 *м* (М. Ф. Бойкова). Особенно выдержаны зоны тектонических трещин шириной от 0,6—1 до 25—40 *м*, чаще всего выполненные брекчированными породами, сцементированными кальцитом. Трещины выветривания не имеют выдержанной ориентации, ширина их от нескольких миллиметров до 30 *см* и более; обычно они заполнены кальцитом, глиной или черным битуминозным материалом. В монолите как известняки, так и сланцы являются типичными скальными породами: объемный вес их 2,75—2,87 *г/см*^{3}, удельный вес 2,78—2,88 *г/см*^{3}, временное сопротивление раздавливанию после 50 циклов замораживания 2000—2300 *кГ/см*^{2}.

Полускальные породы. К этой группе относятся относительно твердые компактные слабо сжимаемые достаточно прочные породы с величиной временного сопротивления сжатию 50—200 *кГ/см*^{2}, реже до 500 *кГ/см*^{2}. В Таджикистане — это молассовые толщи неогена, в основном песчаники, алевролиты и конгломераты. Наиболее широко они распространены в предгорных областях Юго-Западного Таджикистана, где их свойства исследовались в связи с гидротехническим строительством (Рейер, 1967).

В междуречье Вахш — Таирсу развиты песчаники и алевролиты больджуанской свиты неогена. Преобладающие в разрезе песчаники характеризуются неравномерной, но в большинстве случаев невысокой крепостью. Временное сопротивление сжатию отдельных самых прочных их разностей достигает 500—600 *кГ/см*^{2}, однако преобладает 135—265 *кГ/см*^{2}, а для наиболее слабых 60—85 *кГ/см*^{2}. Большинство образцов слабых разностей при насыщении водой разрушается за время от 2—6 *ч* до 3—5 суток; в более крепких временное сопротивление сжатию уменьшается в 3—11 раз. При исследованиях на морозостойкость наблюдалось уменьшение прочности на 30—100%. Для невыветрелых песчаников коэффициент Пуассона составляет 0,22—0,39 в направлении, перпендикулярном напластованию, и 0,20—0,39 — параллельном напластованию. Временное сопротивление сжатию монолитных алевролитов 102—236 *кГ/см*^{2}, при насыщении водой подавляющая часть образцов (19 из 21 анализированных проб) разрушается, в остальных наблюдалось значительное уменьшение прочности (до 35 *кГ/см*^{2}).

Изучение трещиноватости показало, что в верхней трехметровой зоне породы разбиты многочисленными трещинами. Размеры обломков колеблются от 10—20 *см* до нескольких метров; промежутки между ними часто заполнены глинистым материалом. Коэффициент трещинной пустотности в этой зоне достигает 12—18%. В глубь массива трещиноватость сравнительно быстро уменьшается (до 0,5—1,2% на глубине 18 *м* от кровли пород). Глубже 20—40 *м* песчаники и алевролиты представляют собой практически не затронутую выветриванием породу.

Если на междуречном массиве мощность зоны выветривания весьма незначительна, особенно когда коренные породы покрыты лёссовым чехлом, то в речных долинах трещины проникают на большую глубину. В районе строительства Головной ГЭС на р. Вахш хорошо различимые волосяные трещины наблюдались в песчаниках на глубине до 100 *м*. Трещины здесь не имеют определенной ориентировки и неравномерно рассекают песчаники как по разрезу, так и в плане. Анализы образцов пород, отобранных в створе плотины Головной ГЭС (56 определений), показали, что временное сопротивление сжатию песчаника в естественном состоянии 100—500 *кГ/см*^{2}, алевролита 500—550 *кГ/см*^{2}, а насыщенных водой соответственно 40—210 и 200—220 *кГ/см*^{2} (Рейер,

1967). У большинства образцов после 3—5 циклов замораживания начинают округляться углы, а полное разрушение наступает после 10—14 циклов.

Пластичные породы. К этой группе относятся соленосные породы (юрские соли и гипсы), а также глины в сочетании со скальными породами (меловые и палеогеновые песчаники, известняки и глины в Юго-Западном Таджикистане) или с песчаными и галечниковыми породами (неогеновые и древнечетвертичные глины, пески, алевролиты, галечники в Северном Таджикистане).

Инженерно-геологическая характеристика (свойства, закарстованность, трещиноватость) юрских соленосных отложений (Юго-Западный Таджикистан) во многом зависит от степени обнаженности пород. В районах, где они закрыты чехлом слабоводопроницаемых поверхностных отложений (Алимтай), соли и гипсы монолитны, невыветрелые и характеризуются отсутствием карста (С. М. Чихачев), в отличие от площадей, где эти породы обнажены с поверхности (Ходжамумын, Ходжасартис и др.).

Детальному инженерно-геологическому изучению подверглись неоген-древнечетвертичные отложения в долине р. Сырдарьи. Здесь, по данным Е. С. Карпышева (1967), среди пластичных пород глинистого состава выделяются две основные разновидности — слоистые и брекчированные оскольчатые глины.

Слоистые глины характеризуются пестрой окраской, твердой, полутвердой, реже тугопластичной консистенцией, содержат прослои рассланцованных алевролитовых пород. По гранулометрическому составу породы неоднородны, наблюдается большой разброс значений пластичности и других показателей (табл. 92). Влажность пород зависит от их положения относительно реки, в образцах глин, отобранных со дна долины р. Сырдарьи, в том числе и под ее руслом, влажность равнялась 23—30%, а степень водонасыщенности достигала 0,83—1, в то время как породы, слагающие адыры, имеют обычно влажность до 4—9%. В зависимости от плотности и естественной влажности глин степень их сжимаемости может изменяться в широких пределах, причем наименее плотные разности имеют коэффициент сжатия от 0,01 до 0,08 $см^2/кГ$, что характеризует их как слабосжимаемые грунты.

Брекчированные глины состоят из обломков глинистых пород, сравнительно плотно прижатых друг к другу в глубине горного массива. Ближе к поверхности преобладают мелкие обломки (3—10 *см*), глубже — более крупные (до 20—30 *см*); промежутки между некоторыми из них заполнены песчано-глинистой массой. Эти породы обычно весьма неоднородны по гранулометрическому составу и высококарбонатизированы ($CaCO_3$ 17—50%, в среднем 32%), в то время как содержание растворимых солей составляет всего 0,16%. В монолитных образцах оскольчатые глины обладают более высокой плотностью, чем слоистые. По степени сжимаемости породы неоднородны — наиболее прочные разности при нагрузках до 5 $кГ/см^2$ несжимаемы, менее плотные грунты в интервале нагрузок 1—5 $кГ/см^2$ имеют коэффициент сжатия 0,005 $см^2/кГ$.

Глины исфаринских и ханабадских слоев палеогена, отличающиеся более высокой степенью метаморфизма, чем неоген-древнечетвертичные отложения, характеризуются наличием как слоистых, так и оскольчатых разностей. Их состав и свойства приведены в табл. 92. Аналогичны, по данным Гипроводхоза, глины туркестанских и алайских слоев палеогена в районе строительства Байпазинского гидроузла на р. Вахш.

Состав и физико-механические

Породы и районы их распространения	Фракции, *мм*			Удельный вес, *г/см³*	Объемный вес скелета, *г/см³*		
	>0,05	0,05—0,005	<0,005		в рыхлом состоянии	в уплотненном состоянии	в естественном состоянии
Слоистые глины (N—Q_1), долина р. Сырдарьи	—	—	—	2,69—2,82	—	—	1,45—1,89
Брекчированные глины (N—Q_1), долина р. Сыр-дарьи	—	—	—	2,68—2,8	—	—	1,6—1,9
Глинистые породы (Pg_2i, Pg_3hn), долина р. Вахш	2,03—27,56	39,59—68,41	18,64—54,16	2,69—2,79	1,08—1,28	1,52—1,76	2,09—2,13

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Грубообломочные несвязные породы. Обычно представлены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными галечниками, слагающими долины рек, а также ледниковыми, делювиальными и элювиальными щебенисто-валунно-галечными образованиями, широко развитыми на склонах горных хребтов.

В долинах крупных рек для галечников характерно преобладание галек устойчивых к выветриванию пород — изверженных, метаморфических и осадочных палеозойского возраста. В пределах Юго-Западного Таджикистана аллювий рек Вахш, Кафирниган и других обогащается галькой местных мезо-кайнозойских пород, а в долинах рек Кызылсу, Таирсу, Яхсу последние превалируют. В горных частях галечники отличаются более крупными размерами галек и сортированностью, обусловливающей их высокую водопроницаемость (в долинах рек Каратег, Варзоб, Кафирниган коэффициент фильтрации достигает 120—150 *м/сутки*). К низовьям рек наряду с уменьшением крупности материала и снижением фильтрационных свойств среди глубообломочных пород появляются невыдержанные по простиранию и мощности прослои и линзы песков. Галечники древних террас, как и грубообломочные отложения конусов выноса, иногда сцементированы глинистой, реже известково-глинистой, массой, в составе такого цемента местами (реки Таирсу, Кызылсу) много водорастворимых солей.

Несмотря на то, что грубообломочные породы часто являются основанием строящихся зданий и сооружений (города Душанбе, Ленинабад, Центральная ГЭС), сведения о физико-механических свойствах этих грунтов, приведенные в табл. 93 (Е. С. Скрипко, В. З. Чечота, В. Ромова), базируются на небольшом количестве определений. В долине р. Душанбинка (Е. И. Семечкина) гальки и валуны большей частью состоят из изверженных пород (гранит, порфирит), реже встречаются валуны известняков; временное сопротивление сжатию этих пород 1023—2374 *кГ/см²*. Пористость галечников достигает 33%.

В прилегающей к г. Ленинабаду части долины р. Ходжабакирган грубообломочные породы представлены галечниками с тонкими про-

Таблица 92

свойства пластичных пород

Пористость, %	Влажность, %	Степень водонасыщения	Угол внутреннего трения, *град*	Сцепление, *кГ/см²*	Пластичность			Содержание $CaCO_3$, %
					предел текучести	предел раскатывания	число пластичности	
31,5—49,0	16—30	0,83—1,0	19—45	0,15—1,3	35,5—62,0	20—34	11—37	—
32—43	16—26	0,8—1,0	24—45	0,40	32,3—64,8	10,2—28,1	17—31	—
—	10—11		—	—	24—38	15—23	7—18	2,03—28,4

слоями песков, слагающими мощные конусы выноса. Галька здесь обычно хорошо окатана. Заполнителем в галечниках является гравий и песок (в среднем 35% по весу) с большим количеством илистых ча-

Таблица 93

Состав и физико-механические свойства грубообломочных пород (аллювиальные галечники)

Районы распространения	Фракции, *мм*					
	400—150	150—80	80—40	40—20	20—5	<5
Вторая терраса р. Вахш, в районе кишлака Туткаул	0—37,3	6,8—34,4	6,5—32,1	9,5—25,3	3,9—19,5	6,9—27,0
Вторая терраса р. Вахш, в районе Центральной ГЭС	—	1,6—24,0	—	30—88	—	11,8—32
Долина р. Кызылсу, севернее пос. Советского	1,48—9,03	7,5—24,8	—	50—70	—	14,7—20,86

Районы распространения	Удельный вес, *т/м³*	Объемный вес, *т/м³*	Пористость, %	Угол естественного откоса, *град*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*
Вторая терраса р. Вахш, в районе кишлака Туткаул	2,68—2,76	2,10—2,38	19,0—27,5	35	20,0—54,8
Вторая терраса р. Вахш, в районе Центральной ГЭС	—	1,8—2,1	25—30	29—34	12,3—31,4
Долина р. Кызылсу, севернее пос. Советского	—	1,55—1,8	—	—	0,36—4,3

стиц. Объемный вес галечника 1,75—1,81 *т/м*^{3}, песков 1,65—1,67 *т/м*^{3}. В поймах рек и на низких террасах грубообломочные породы более рыхлые, чем на высоких террасах. Так, в долине Даганасая объемный вес галечников в пойме 1,7—1,8 *т/м*^{3}, а на третьей террасе 2 *т/м*^{3}.

Песчаные породы. Пески эолового генезиса, преимущественно закрепленные и полузакрепленные растительностью, занимают на территории Таджикистана сравнительно небольшие площади в низовьях рек Вахш (Карадум) и Кафирниган (Курджалал). Пески аллювиального генезиса развиты в бассейнах рек Вахш, Пяндж, Кафирниган, Сырдарья, где они участвуют в разрезе низких террас.

На песчаных массивах преобладают мелкие пески (фракции 0,25—0,1 *мм* составляют более 50%), иногда разнозернистые, редко тонкие. Аналогичен состав аллювиальных песков в нижнем течении рек Пяндж и Вахш, причем на надпойменных террасах местами пески обладают слоистостью, обусловленной изменением фракционного состава, интенсивности окраски или наличием пропластков глинистых пород. Водонасыщенные пески даже с примесью гравия и гальки зачастую обладают плывунными свойствами и при бурении дают «пробку» до 5—12 *м*. Опытные определения силы трения мелкозернистых песков-плывунов по поверхности свай, производившиеся в Ташрабадском логе, показали, что по металлу трение достигает 0,65 *т/м*^{2}, а по поверхности бетонных свай 1,55 *т/м*^{2}.

Влажность песков выше уровня грунтовых вод может существенно меняться в зависимости от их плотности и состава от 16—19% в чистых песках, до 25—26% в пылеватых. Засоленность песков обычно низкая, однако в межгрядовых понижениях на песчаном массиве Карадум происходит обогащение их гипсом (до 2,6%), особенно ниже почвенного слоя. Данные о составе и физико-механических свойствах песков приведены в табл. 94.

Глинистые (связные) породы представлены супесями, суглинками и глинами аллювиального, аллювиально-пролювиального и пролювиального генезиса и пользуются широким развитием особенно в Северном и Юго-Западном Таджикистане. Они либо перекрывают галечники на низких речных террасах, либо выполняют центральные части межгорных впадин (Яванская, Дангаринская, Бишкентская), встречаясь в сочетании с песчаными и грубообломочными породами.

В пределах речных долин глинистые породы широко развиты на второй надпойменной террасе. Здесь в разрезе преобладают супеси и суглинки с подчиненными прослоями глин, местами перекрытые ирригационными наносами. Отличительными чертами этих грунтов при широком диапазоне изменения отдельных показателей (табл. 95) являются высокая пылеватость, относительно небольшая плотность, отсутствие просадочности и повышенная естественная влажность. На неорошаемых участках второй террасы в долине р. Вахш (плато Гарауты), а также в некоторых межгорных впадинах такие грунты, подвергаясь облёссованию, приобретают просадочные свойства и при замачивании дают просадку (Сквалецкий, 1962).

По механическому составу связные породы исключительно разнообразны. По числу пластичности бóльшая часть их относится к суглинкам. Прямой зависимости между колебаниями содержания глинистой фракции и числом пластичности не наблюдается, что, по-видимому, связано с неравномерной, местами высокой засоленностью пород. Плотность связных пород в межгорных впадинах, как правило, возрастает с глубиной. Естественная влажность связных пород находится в прямой зависимости от их положения над уровнем грунтовых вод. Высокая влажность (22—23,9%) свойственна породам, находящимся до 2—

Таблица 94

Состав и физико-механические свойства песчаных пород

Породы и районы их распространения	Фракции, *мм*								Удельный вес, *т/м³*	Объемный вес при естественной влажности и пористости, *т/м³*	Объемный вес скелета, *т/м³*		
	>2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,5	0,05—0,01	<0,01			при естественной плотности	в рыхлом состоянии	в уплотненном состоянии
Пески, долина р. Сырдарьи	1,0	2,0	14,0	18,0	55,0	—	10,0	—	2,64	1,75	1,66	1,3	1,66
Пойменно-русловые пески, долина р. Сырдарьи	2,0	1,5	10,5	78,0	4,0	—	4,0	—	2,7	1,68	1,6	1,38	1,78
Пески надпойменных террас р. Сырдарьи	4,0	2,0	10,0	17,0	57,0	—	10,0	—	2,7	1,70	1,62	1,35	1,68
Пески первой террасы, в низовьях р. Вахш	—	1,4	2,4	1,8	73,6	12,1	5,2	3,63	2,69	1,82	1,5	—	—
Пески массива Карадум	—	—	0,5	12,2	46,9	30,0	4,0	6,4	2,71	—	—	—	—

Породы и районы их распространения	Пористость, %			Коэффициент пористости			Влажность, %	Угол естественного откоса песков, *град*		Модуль осадки при нагрузке 3 *кГ/см² мм/м*	Модуль упругости, *кГ/см²*	Содержание $CaCO_3$ %
	при естественной плотности	в рыхлом состоянии	в уплотненном состоянии	при естественной плотности	в рыхлом состоянии	в уплотненном состоянии		водонасыщенных	сухих			
Пески, долина р. Сырдарьи	37,2	50,8	37,2	0,592	1,02	0,592	5,0	31	—	6,0	500	12,0
Пойменно-русловые пески, долина р. Сырдарьи	41,0	49,0	34,0	0,695	0,86	0,515	—	30	—	5,0	—	—
Пески надпойменных террас р. Сырдарьи	40,0	50,0	37,0	0,667	1,0	0,588	5,0	30	—	—	—	—
Пески первой террасы, в низовьях р. Вахш	44,1	—	—	0,79	—	—	21,8	31	34	—	—	—
Пески массива Карадум	—	—	—	—	—	—	—	29	36	—	—	—

Таблица 95

Состав и физико-механические свойства глинистых пород (средние значения)

Район распространения	Фракции, *мм*			Плотный остаток в водной вытяжке, %	Удельный вес, *т/м³*	Объемный вес, *т/м³*	Пористость, %
	>0,05	0,05—0,005	<0,005				
Вторая терраса р. Вахш	18	65	17	0,12—6,9	2,7	1,54	43,0

Район распространения	Естественная влажность, %	Угол внутреннего трения, *град*	Сцепление, *кГ/см²*	Коэффициент сжимаемости с насыщением при нагрузках, *кГ/см²*		Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Пределы пластичности		Число пластичности
				0—2	2—4		верхний	нижний	
Вторая терраса р. Вахш	18,8	30	0,045	0,037	0,02	0,5	28,7	20,2	8

2,5 *м* выше этой границы (зона капиллярного смачивания). В зоне от 4 до 12 *м* над зеркалом грунтовых вод влажность составляет 9,9—15,2%, а выше — 2,5—8,4%. Модуль сжимаемости связных пород в общем невелик и обычно изменяется от 0,004 до 0,015 *см²/кГ*, иногда до 0,025 *см²/кГ*; в водонасыщенном состоянии этот показатель, как правило, выше (0,015—0,06 *см²/кГ*).

На периферии конусов выноса, где грунты часто отличаются повышенной засоленностью, они обладают агрессивными свойствами по отношению к бетону. В ряде случаев такие породы проявляют плывунный характер, например, при заложении котлованов.

Лёссы и лёссовидные породы пользуются в Таджикистане исключительно широким распространением. Они развиты как в пределах межгорных впадин — Гиссарской, Вахшской, Яхсуйской, Бишкентской, Дангаринской, Яванской, Голодностепской, так и на высоких террасах в долинах рек Сырдарьи, Пянджа, Вахша, Кызылсу, Зеравшана и др.

Лёссовым породам свойственна полигенетичность. Наиболее широко в межгорных впадинах и речных долинах развиты лёссовидные породы водного генезиса, в меньшей степени — эолового. Основные закономерности в распространении лёссовых пород следующие: а) мощность лёссового покрова в большинстве долин Таджикистана увеличивается от молодых к более древним террасам; б) наибольшее распространение и значительную мощность (от 40—100 *м* и более) лёссовидные породы имеют на четвертой, пятой и шестой надпойменных террасах, отвечающих среднечетвертичному циклу осадконакопления; в) «каменные» лёссы, являющиеся наиболее древними из группы лёссовых пород, отмечаются на приводораздельных участках, а в долинах перекрыты молодыми отложениями. Для «каменных» лёссов характерен почти неизменный в разных районах удельный вес — 2,69—2,70 *г/см³*, высокий объемный вес скелета, достигающий 1,89—1,98 *г/см³*, а местами 2,11 *г/см³*, естественная влажность 1,8—6% (на водораздельных участках). Просадочными свойствами они не обладают; гипса содержат немного, наибольшее количество его (до 1,7%) отмечено в горах Актау (Сквалецкий, 1962).

Лёссы и лёссовидные породы отличаются в целом однородным гранулометрическим составом. В большинстве случаев они относятся

к глинистым алевролитам, реже — к чистым алевролитам и в небольшой степени — к песчанистым алевролитам. Ряд исследователей (Кригер и др., 1961), отмечая однородность лёссовых пород по гранулометрическому составу, указывают на постоянно высокое содержание в них частиц 0,01—0,05 *мм*. Мелкая пыль (0,02—0,005 *мм*) в целом не характерна для лёссов, за исключением некоторых районов Голодной степи. Большинство лёссовых пород обладает псевдопылеватостью. Содержание глинистой фракции возрастает от более низких террас к высоким (долины рек Кызылсу, Зеравшан, Сырдарья, Вахш). Какой-либо закономерности в изменении количества глинистых частиц по глубине залегания не отмечается; так, на плато Алимтай по всей 143-метровой толще лёсса их обычно 11—17% и лишь вблизи контакта лёссов с подстилающими гипсами материал грубеет.

Минеральный состав лёссовых пород также довольно однообразен. Резко преобладающая (90—95% от всей суммы частиц размером >0,001 *мм*) фракция легких минералов с удельным весом <2,75 *г/см*^{3} представлена кварцем и полевым шпатом, пелитизированными породами и слюдами. Минералы тяжелой фракции, как правило, представлены 30—40 видами. Среди коллоидной фракции для непросадочных лёссов характерно наличие монтмориллонита, в то время как в просадочных преобладает каолинит (Юсупова, 1958); встречаются галлуазит, нонтронит, а в районах, богатых магниевыми породами,— палыгорскит. В лёссах Обикиикской долины и Акгазинского плато в бассейне р. Вахш наиболее распространенным минералом глинистых фракций является гидрослюда.

Емкость поглощения лёссов (Танкаева, 1964) составляет для глинистых фракций (в бассейне нижнего течения р. Вахш — Акгазинское плато, Обикиикская долина) 36,1—37,6 *мг-экв*, а ниже уровня грунтовых вод — 43,3 *мг-экв* на 100 *г* частиц меньше 1 *мк*. Емкость поглощения породы в целом в тех же лёссах не превышает 5—8 *мг-экв* на 100 *г*.

Удельный вес лёссов в различных районах республики довольно постоянный и в подавляющем большинстве случаев составляет 2,67—2,70 *г/см*^{3}; наиболее характерное его значение 2,69 *г/см*^{3} (Юго-Западный Таджикистан, Голодная степь). Объемный вес и пористость различны у лёссовых пород с проявленной и непроявленной просадочностью, хотя и в тех, и в других в целом отмечается увеличение плотности с глубиной.

Лёссовые породы с проявленной просадочностью имеют низкий объемный вес (1,25—1,40 *г/см*^{3}) лишь в верхней зоне до глубины 4—5 *м*. С глубиной плотность неуклонно возрастает, и ниже 30 *м* грунты характеризуются высокими значениями объемного веса (до 1,87—1,90 *г/см*^{3}) и соответственно низкой пористостью (до 30,5%). У лёссов с непроявленной просадочностью изменение этих показателей выражено менее резко, главным образом вследствие частых отклонений от средних величин, особенно в верхней 15—20-метровой части.

Сравнение пористости лёссовых пород с проявленной и непроявленой просадочностью весьма показательно. В верхней зоне до глубины 4—5 *м* пористость первых всего на 2,6—2,9% ниже, чем вторых. Следующая зона, примерно в интервале 6—16 *м*, характеризуется значительным ростом этой разницы, составляющей 5,0—6,9%. Ниже она постепенно уменьшается до 3,9—4,4% и, наконец, пористость тех и других пород становится почти одинаковой. Указанные различия пористости, характерные для лёссовых толщ большой мощности при глубоком залегании грунтовых вод (высокие террасы, предгорные шлейфы, склоны), позволяют оценивать просадочность пород.

Просадочность — отличительная особенность лёссовых отложений. Она выражается в их способности деформироваться при замачивании, что связано с недоуплотненностью лёссов по отношению к природному давлению. Степень просадочности в общем случае зависит от плотности пород, их влажности и содержания глинистых частиц. Как показали исследования лёссов Юго-Западного Таджикистана (Кафырский и Кумсангырский массивы в Вахшской долине, Дангаринская впадина), относительная просадочность связана с их начальным объемным весом. Эта зависимость при колебании объемного веса скелета от 1,15 до 1,50 *г/см*^{3} для легко- и среднесуглинистых лёссов приближается к линейной. При более высоком содержании глинистой фракции (тяжелые лёссовидные суглинки и глины) такой четкой зависимости не наблюдается. Степень проявления просадочности зависит от насыщения пород водой. При одном и том же давлении, как это показано на лёссах Акгазинского плато (Балаев, 1962), зависимость имеет линейный характер. По данным А. А. Мусаэляна (1963), для лёссовых грунтов г. Душанбе она выражена также достаточно четко.

Весьма важно при расчете просадочных деформаций учитывать глубину распространения лёссов с просадочными свойствами. В долине р. Кызылсу, на Алимтае, в Дангаринской впадине и на Кафырском массиве было установлено, что с глубины 20—25 *м*, реже несколько больше (на плато Уртабоз до 39 *м*, в северной части г. Душанбе около 35 *м*) просадочные свойства резко затухают и нижележащие породы непросадочны. Это связано с возрастанием давления на глубине, с увеличением плотности и уменьшением пористости пород.

Просадочность лёссовых грунтов в верхней части разреза связана с относительным положением пород в рельефе. В большинстве районов Юго-Западного и Северного Таджикистана просадочность увеличивается при переходе от низких к высоко расположенным геоморфологическим элементам (Сквалецкий, 1963); в этом же направлении возрастает и мощность просадочного слоя (табл. 96). Характерно, что про-

Таблица 96

Физико-механические свойства лёссовых пород

Районы распространения	Мощность просадочной толщи	Объемный вес скелета, грунта, *г/см*^{3}	Пористость, %	Влажность, %	Недостаток насыщения водой*	Относительная просадочность, %		
						при 3 *кГ/см*^{2}	при природном давлении	при длительном замачивании
Возвышенные участки	23—26	1,30	51,6	4,1	0,349	14,4	9,2	15,0
На склонах	24—27	1,32	50,9	4,7	0,336	12,7	8,6	13,5
У подножия склонов	22—25	1,34	50,2	6,2	0,313	10,2	7,5	11,3
Внешние (тыловые) части предгорных шлейфов	22—25	1,35	49,8	6,0	0,314	9,8	7,1	—
Центральные части шлейфа	18—22	1,36	49,4	6,8	0,308	7,3	5,4	9,9
На периферии конусов выноса	13—16	1,40	48,0	7,2	0,299	4,2	2,7	7,1
Четвертая и пятая надпойменные террасы	18—23	1,36	49,5	5,6	0,323	7,7	5,8	9,6
Третья надпойменная терраса	10—14	1,41	47,8	6,7	0,305	3,9	2,4	—
В дне крупных подножий	0—3	1,48	45,2	7,0	0,283	0—3,6	0	7,6
В дне логов и лощин	0—3	1,46	45,9	7,3	0,287	0—2,4	0	6,5

* Недостаток насыщения определен с учетом защемленного воздуха на участках глубокого залегания грунтовых вод.

садочные свойства лёссовых пород, слагающих периферийные части конусов выноса, затухают уже на глубине 13—16 *м*, в то время как на водораздельных участках и склонах лёссы на глубине 20 *м* еще обладают высокой просадочностью и лишь глубже отмечено ее резкое снижение. В пределах центральных частей конусов выноса значительное уменьшение просадочности обычно наступает глубже 18—20 *м*. Лёссовые породы уплотняются также за счет выщелачивания солей под влиянием длительной фильтрации воды. В ряде случаев деформации лёссов за счет выщелачивания солей сопоставимы с просадками.

Глава XVIII

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Таджикистан относится к областям со значительным проявлением современных геологических процессов. Они связаны с внутренними силами земли (землетрясения); с деятельностью поверхностных вод (овражкообразование, эрозия почв, сели); с деятельностью подземных и поверхностных вод (карст, просадки, суффозия); с потерей устойчивости пород на склонах (оползни, обвалы, осыпи); с промерзанием и оттаиванием грунта («вечная» мерзлота); с деятельностью человека (уплотнение грунтов в основании сооружений, просадки на участках гидротехнического строительства и т. д.).

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Свыше 70% всех землетрясений, отмеченных в Средней Азии, приходится на площадь Таджикской ССР. Наибольшее число эпицентров сильных землетрясений с очагами в земной коре приурочено к сравнительно узкой полосе, проходящей через северную часть Таджикской депрессии, южные склоны Гиссарского хребта, хребты Алайский, Заалайский и Кокшаалатау. Особенно активен Гармский участок данной зоны, где землетрясения силой 8—9 баллов довольно частое явление. Наиболее разрушительными землетрясениями были Каратагское (1907), Чуянчинское (1907), Файзабадское (1943). Вторая эпицентральная зона очагов сильных землетрясений с промежуточной глубиной очага 100—300 *км* локализована к юго-западу от Хорога в северных отрогах Гиндукуша. От основной зоны ответвляется полоса, пересекающая Памир с юго-запада на северо-восток. В данной зоне, именуемой Памиро-Гиндукушской, памирская ветвь отличается меньшей сейсмической активностью, однако и здесь наблюдались землетрясения большой силы (Сарезкое, 1911; Раш-Курганское, 1895 и др.). Вне эпицентральных зон сильные сотрясения редки. К ним относятся землетрясения в Ура-Тюбе (1897, 1955), немногочисленные сейсмические толчки силой до 7—8 баллов на юго-западе республики (Губин, 1960).

Степень сейсмической опасности, а следовательно, и балльность в зависимости от геологического строения района, состояния и свойств грунтов, наличия подземных вод и пр. в пределах площади, охваченной одной и той же изосейстой (Медведев, 1957), может повышаться нли понижаться по сравнению с фоновой. В первом приближении для оценки инженерно-геологических факторов может быть использована «Карта инженерно-геологических условий для обоснования сейсмического районирования», помещенная в Атласе Таджикской ССР (1968).

Согласно нормативной карте сейсмического районирования на территории Таджикистана выделяются две 9-балльные области, грубо отвечающие площади эпицентральных зон — Южно-Гиссарской и Памиро-Гиндукушской (рис. 83). Юго-западная часть Таджикской депрес-

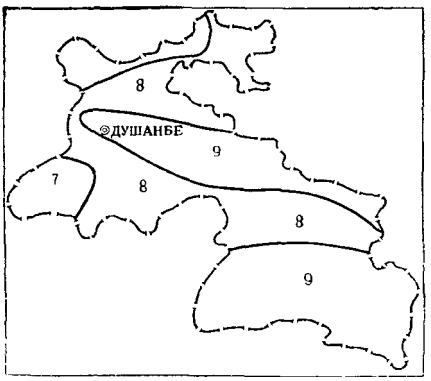


Рис. 83. Схема сейсмического районирования Таджикистана (цифрами показана балльность)

сии, охватывающая низовья рек. Вахш, Кафирниган, Сурхан, входит в 7-балльную зону. Сейсмичность остальной территории, в том числе большей части Северного Таджикистана, определяется в 8 баллов.

СЕЛИ

Расчлененность рельефа, наличие рыхлых продуктов выветривания на склонах, оголенность местности, резкое преобладание поверхностного стока над подземным, в ряде мест обильные, а главное неравномерно выпадающие осадки ливневого характера, значительные уклоны русел горных рек — все это создает благоприятные предпосылки для возникновения мощных водокаменных потоков — селей. Неудивительно, что следы селевой деятельности в той или иной степени наблюдаются на всей территории Таджикистана. На Восточном Памире, где осадков мало, имеют место грязекаменные потоки.

Закономерности формирования селевых потоков изучены недостаточно. По имеющимся данным (Трестман, Гордон, 1956; Якутилов, 1966; Усков, 1968) наибольшей активностью проявления отличаются районы со средне- и низкогорным рельефом, а также предгорные области. Чаще всего сели формируются на южных склонах, что объясняется большей оголенностью последних и лучшими условиями выветривания коренных пород. Максимум селевой активности приходится на апрель — май, в меньшей мере на март, однако в ряде горных районов и в летнее время отмечаются значительные селевые потоки. Лучше всего изучены условия формирования селей в Гиссарском хребте, где достаточно четко установлена более активная селевая деятельность на склонах южной экспозиции. Большой селевой напряженностью здесь отличаются весенние месяцы и август. По типу потоки водокаменные, насыщенность их обломочным материалом достигает 60—700 *кг/м*^{3}, а в некоторых случаях выше. По составу материал в среднем состоит на 40% из песчано-глинистых фракций и на 60% из глыб и галек. Примером одного из потоков на южном склоне Гиссарского хребта может служить Диамаликский сель на р. Варзоб, сформировавшийся 2 августа 1946 г. в ущелье ее притока р. Такоб. Сель продолжался 4 *ч* и представлял собой стремительный водокаменный поток высотой 3 *м*; отдельные глыбы достигали 4 *м* в поперечнике. Сила потока была настолько велика, что забетонированные в дне реки сваренные попарно

рельсы срезало в основании, а в ряде мест пропахана трехметровая траншея.

Большой ущерб весенние селевые потоки наносят землям и населенным пунктам в приадырных частях Вахшской и Гиссарской долин, в низовьях р. Кафирниган и на других участках, причем они возникают иногда несколько раз в десятилетие. В долине р. Зеравшан почти каждый год наблюдаются крупные селевые потоки.

Причиной селей может быть и прорыв водоемов, образующихся в нижней части ледников. Водокаменный поток такого рода возник 28 июля 1961 г. по р. Дараираванд, являющейся левым притоком р. Ванч (Памир). В результате интенсивного таяния ледника Рованд на северо-западном склоне Ванчского хребта произошел прорыв воды из нижележащего озера. За счет вовлечения обломочного материала расход селевого потока резко возрастал, составляя 495 $м^3/сек$ в истоке и 2600 $м^3/сек$ в устье. На конусе выноса реки селевой поток в течение 10 *мин* отложил наносы в виде двух крупных валов. Следует отметить, что районы Западного Памира и Дарваза вообще отличаются высокой селевой активностью, причем потоки вызывают не только ливни, но и таяние снегов и ледников.

Борьба с селевыми потоками чрезвычайно трудна. Восстановление на склонах лесного, кустарникового и травянистого покрова с целью перевода большей части выпадающих осадков на подземный сток является задачей будущего. Устраиваемые в ряде мест каменно-набросные валы, способствующие задерживанию обломочного материала,— временные мероприятия. Строительством селесбросных русел и других сооружений, позволяющих отвести поток в определенном направлении, достигается безопасность важных построек, дорог, каналов, населенных пунктов. Такие сооружения за последние годы были возведены в Пенджикентском, Регарском, Восейском, Шаартузском, Орджоникидзеабадском и других районах.

КАРСТ

Большого развития карстовые явления на территории республики не имеют. Причины заключаются в весьма энергичных процессах глубинной эрозии, опережающей развитие карста, а также в сравнительно невысоком подземном стоке в горных районах. Хотя в общем карст не характерен для горных массивов, он достаточно активно проявляется в зонах крупных тектонических нарушений известняковых и других карстующихся пород, а также в районах развития соленосных и гипсоносных толщ на юго-западе и севере республики. Возможно, большей закарстованностью, чем это вырисовывается по поверхностным проявлениям, отличаются известняковые и другие карстующиеся породы в речных долинах, особенно на участках, где они секут зоны антиклинальных поднятий. С такого рода скрытым карстом на хребте Каратау неожиданно столкнулись строители при проходке Яванского тоннеля в 1964 г.

В связи со слабой изученностью вопроса закономерности развития карста на территории Таджикской ССР устанавливаются лишь в самых общих чертах. Можно выделить три группы карстующихся пород: гипсово-галитовую, карбонатную и гипсово-карбонатную.

К гипсово-галитовой группе относятся соленосная свита верхнеюрского возраста в Юго-Западном Таджикистане, а также соленосная и гипсоносная свиты верхнего неогена — нижнего палеогена Северной Ферганы.

Наиболее широкое проявление карста отмечается в пределах соляных куполов Таджикской депрессии. Крупнейшим из них является купол Ходжамумын. Поверхность его испещрена многочисленными впадинками, провалами и воронками карстового происхождения; наиболее крупная воронка глубиной около 150 *м* располагается на вершине купола. Прочие понижения имеют глубину до 20—30 *м* и достигают нескольких десятков метров в диаметре. Здесь зафиксирован ряд карстовых пещер; крупнейшая имеет несколько пережимов, гротов и залов, в которых отмечаются нишеобразные углубления и котлы вымывания. Обилие в периферийных частях купола родников с высокоминерализованной водой свидетельствует о большей закарстованности пород во внутренних его частях. Аналогично проявился карст на куполе Ходжасартис и Танапчи. В среднем течении р. Вахш, на Нурекском куполе, отмечаются ниши и воронки. Результаты бурения, проводившегося на этом куполе, говорят о наличии многочисленных карстовых полостей и пустот, зафиксированных по провалу инструмента на глубинах до 400 *м*.

В Северной Фергане в пределах развития соленосной и гипсоносной свит (горы Акчоп, Акбель, Супетау, Кызылджар) отмечается ряд пещер, ниш и других карстовых полостей. Наиболее подробно изучено проявление карста на Камышкурганском месторождении каменной соли в Аштском районе (А. Г. Амелин), где воронки проникают на глубину до 20 *м* и связаны между собой подземными галереями. Глубина развития карста на этом месторождении достигает 150—200 *м*.

Гипсово-карбонатная толща карстующихся пород связана в основном с меловыми и палеогеновыми отложениями. Самые крупные карстовые участки отмечены Н. А. Гвоздецким (1963) в загипсованных известняках мелового возраста в центральной части хребта Петра Первого. Весьма интересна карстовая котловина на гребне хребта, достигающая в длину 2 *км*, с крутыми, местами обрывистыми бортами и плоским дном. Провальные воронки в этом районе обычно связаны с участками гипсового карста и имеют глубину, значительно превышающую их диаметр. На плато вблизи урочища Ваштыбоки преобладают воронки в поперечнике до 25—30 *м* и глубиной 10—12 *м*.

Известняково-гипсовые отложения бухарских слоев палеогена в Юго-Западном Таджикистане зачастую обнаруживают высокую закарстованность. Так, в долине р. Вахш, в районе пос. Сангтуда, в результате выщелачивания гипса образовались воронки-промоины обычно с вертикальными стенками, ограниченными плоскостями слоев некарстующихся пород. Здесь же в цоколе террас наблюдаются провалы и полости, несомненно, карстового происхождения. Глубина распространения карста достигает нескольких десятков — 100 *м*. Скважина, пройденная в русле р. Вахш, вскрыла ряд карстовых полостей, крупнейшая из которых заполнена плотно слежавшимися глинистыми отложениями с включениями обломочного материала. Присутствие среди последнего галек свидетельствует о наличии системы ходов и галерей, по которым может происходить значительное движение воды.

В карбонатных породах карстовые проявления обычно связаны либо с зонами тектонических нарушений, либо с хорошо водопроницаемыми известняками (брекчированными, коралловыми и т. д.). В речных долинах развитие карста подчинено следующим особенностям (Чечот, Зегельман, 1963): а) на антецедентных участках карбонатный карст не имеет существенного проявления; б) карстовые пустоты развиты в основном поперек долины, причем главное значение имеют вертикальные формы; в) у поверхности террас наблюдается

сгущение карстовых пустот; г) карстовые пустоты чаще тяготеют либо к трещиноватым известнякам в антиклинальных зонах, либо к участкам резкого изменения водопроницаемости близ контактов известняков с менее водопроницаемыми породами.

В Кураминских горах и Моголтау в девонских и каменноугольных известняках отмечено большое количество воронок диаметром до 1 *м*, глубиной 1—1,5 *м* и пещер диаметром 1,5—6 *м* и глубиной 7—8 *м*. Развитие карста здесь обусловливается наличием коралловых известняков и высокой обводненностью их.

В Таджикской депрессии среди известняковых пород наиболее кавернозны породы бухарских слоев палеогена. Сенонские и сеноманские известняки отличаются меньшим развитием карстовых явлений; для них характерны редкие небольшие пещеры глубиной до 2—3 *м* (хребет Гулизиндан, Джилантау и др.), либо межслойные карстовые пустоты.

В районах распространения термальных источников иногда отмечаются проявления карста, примером которого для известняков может служить участок на южном склоне Гиссарского хребта в верховьях р. Варзоб. Вся долина водообильного ручья, питающегося водами силурийских известняков, выполнена огромными массами травертина (мощностью до 100 *м*). Такие выносы карбонатов, несмотря на отсутствие поверхностных проявлений карста, свидетельствуют о возможности широкого развития карстовых процессов в глубине массива.

СУФФОЗИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Явления, связанные с процессами внутреннего размыва, выщелачиванием солей или частиц из грунтов, в Таджикистане развиты довольно широко. Они наблюдаются в трех основных типах пород — лёссовых, песчано-глинистых и галечниковых.

На лёссовых массивах суффозионные процессы чаще всего проявляются в виде провальных воронок, образующихся как на целинных землях, так и на орошаемых участках, где они особенно характерны в первое время после подачи воды (плато Уртабоз). Много конусообразных воронок глубиной 4—8 *м* имеется на плато Алимтай; они связаны с вымыванием фильтрующимися дождевыми водами глинистых частиц и солей из лёссов. Группы таких воронок диаметром 10—15 *м* особенно характерны для краевых частей плато. В других районах они чаще развиваются вдоль террасовых уступов, в бортах саев и т. п.

Высокое содержание солей в некоторых разностях лёссовых пород обусловливает их внутренний размыв. Такого рода процессы, несмотря на сравнительно однообразное содержание солей в грунтах, проявляются неравномерно и локализуются на отдельных участках, местами достигая весьма значительной величины (плато Гарауты). В результате суффозии в лёссах иногда отмечаются пустоты. Примером могут служить пещеры Гульбисты к северу от г. Душанбе, образующие систему сообщающихся подземных ходов и сводчатых камер с протекающими по ним ручейками. Подобные явления известны также в долине р. Иляк и в Дангаринской впадине, где протяженность подземных ходов достигает 400 *м*.

В галечниковых грунтах местами наблюдается гипсовая цементация (долина р. Сырдарьи, Науский район); в результате выщелачивания гипса из галечников и слабых конгломератов на поверхности образуются провалы, воронки и трещины глубиной 1—2 *м*. С такими явлениями в долине р. Аксу связаны деформации некоторых каналов и разрушение их облицовки.

ОБВАЛЫ, ОСЫПИ И ОПОЛЗНИ

Обвалы наблюдаются во многих горных районах республики, и на ее территории трудно выделить горный массив, где можно было бы не ожидать их. Причина заключается в высокой сейсмичности большинства горных районов, большой контрастности рельефа, наличии рыхлого покрова на склонах, создающих возможность внезапного обрушения пород.

Наиболее часто обвалы крупных размеров отмечаются в высокогорных частях Туркестанского хребта, Зеравшано-Гиссарской горной системы и на Дарвазе; большую опасность представляют районы Западного Памира. Наибольшие обвалы, грандиозные даже для высокогорных областей, происходят во время землетрясений. Например, в результате Сарезского землетрясения 1911 г. масса пород объемом 2,2 млрд. $м^3$ обрушилась в долину р. Мургаб, перегородив ее и засыпав кишлак Усой. Вследствие завала, длина которого по течению реки составляет 6—7 *км*, ширина до 4 *км* и высота 600—700 *м*, образовалось Сарезское озеро с запасом воды свыше 17 млрд. $м^3$. Межведомственная комиссия установила (Пославский, 1968), что колебания уровня Сарезского озера и расходов фильтрационных потоков, просачивающихся через завал, стабилизировались, а продвижение головы каньона в сторону озера через тело завала прекратилось; это исключает возможность непосредственного прорыва озера через завал из-за разрушения его фильтрационным потоком. Опасность заключается в возможности новых обвалов, в результате чего горизонт воды в озере может резко повыситься на 50—60 *м*. Для полной гарантии устойчивости, учитывая высокую сейсмичность района, уровень воды в озере следует снизить на 100—150 *м*. Комиссия наметила большой комплекс исследований в районе завала, в том числе инженерно-геологических работ по изучению устойчивости склонов.

Не менее значительными были обвалы во время Хаитского землетрясения в среднем течении р. Обихауздара. Здесь по левому берегу ущелья гнейсы, метаморфические сланцы и граниты, слагающие гору Чокурак, обрушились по системе трещин юго-восточного простирания. Плоскость древнего разлома, проходящего в гранитах и падающего к северо-востоку под углом 20°, по мнению И. Е. Губина (1960), играла для обвалившейся массы роль лавиноотвода. Одновременно с обрушением коренных пород произошли обвалы суглинков и с восточных склонов горы Чокурак. Суглинки, смешавшись с несущимся каменным потоком, образовали лавину, которая устремилась по ущелью сая Обихауздара, и, вырвавшись из него, мгновенно засыпали кишлак Хаит слоем мощностью от 12 до 75 *м*. Длина этого завала достигла 5 *км* при ширине 1 *км*. Была засыпана и долина р. Ясман, где завал имел длину около 20 *км*.

Обвалы могут быть вызваны также подмывом крутых склонов (на которых покров находится в неустойчивом равновесии) реками, временными потоками, подрезкой их искусственными выемками, например, по дороге Душанбе — Ленинабад вблизи перевала Анзоб в 1962 г. В узких ущельях многих рек Центрального Таджикистана, Памира и Дарваза обвалы являются постоянно действующим фактором, участвующим в формировании рельефа. Грандиозный обвал-оползень произошел 24 апреля 1964 г. в долине р. Зеравшан, вблизи пос. Айни. Он связан со сползанием палеозойских глинистых сланцев, слагающих гору Дириворз, и произошел после обильных и длительных дождей и подрезки склона выемкой автодороги. Большую роль также сыграли подмыв р. Зеравшан крутого левого борта и сейсмический толчок

(4 балла). Высота завала составила 90—150 *м*, ширина до 600 *м*, длина 900 *м*, объем обвалившейся массы был около 20 млн. $м^3$. Чтобы предотвратить затопление долины водами озера, образовавшегося выше завала, а также избежать прорыва воды после его наполнения, в обход завала был проложен обводный канал, позволивший постепенно сработать водохранилище (Попов, Чеботарев, 1964, 1966).

Кроме обвалов каменных масс, важным фактором, определяющим инженерно-геологическую обстановку, являются снежные обвалы — лавины. Для некоторых горных районов (пос. Наугарзан в Кураминском хребте и др.) борьба и предупреждение смежных лавин представляют важнейшую задачу инженерно-геологической службы.



Рис. 84. Оползень на курорте Шаамбары (фото Р. А. Ниязова)

Несмотря на широкое развитие обвалов и оползней на территории республики, оценка устойчивости склонов с инженерно-геологической точки зрения и прогнозирование этих явлений еще не произведены. Эта работа является одной из первоочередных задач региональной инженерной геологии в Таджикистане.

Не менее широко развиты в горных районах осыпи. Каменистые осыпи, подвижные или в какой-то мере закрепленные, являются постоянным элементом памирского и тяньшаньского ландшафтов Мощность их у подножия склонов может достигать нескольких десятков метров. Огромные поля глыбовых россыпей — курумов наблюдаются у подножия горных массивов на Памире. У основания ледников в высокогорных районах также встречаются каменистые скопления, образующие каменные глетчеры; они отмечены в приводораздельных частях хребтов Петра Первого, Зеравшанского, Алайского, на Памире Борьба с осыпями в горных районах Таджикистана проводится путем устройства берм на опасных участках дорог и на склонах, кроме того, устраивают комнеотводные желоба (Варзобская ГЭС)

Оползни распространены широко, особенно в районах, где развиты меловые и третичные глинистые и песчано-глинистые толщи (рис 84, 86) Резкое оживление оползневой деятельности происходит в результате землетрясений. Широко развиты оползни на северных склонах Кокташской гряды, хребтов Каратау и Вахшского, в Кураминских горах, в долинах рек Вахш, Кызылсу, Пяндж, Зеравшан, имеются отрывочные сведения об оползнях на Памире, Зеравшанском и Гиссарском хребтах

Интенсивность оползневых процессов зависит от увлажненности территории. В районах, где осадков выпадает 200—300 *мм* в год,

оползни встречаются намного реже, чем в горных массивах, где сумма осадков достигает 600—800 *мм* в год. Одним из важных факторов, определяющих образование оползней, является также экспозиция скло-



Рис. 85. Трещины отрыва у пос. Таджикабад (фото Ю. И. Антонова)

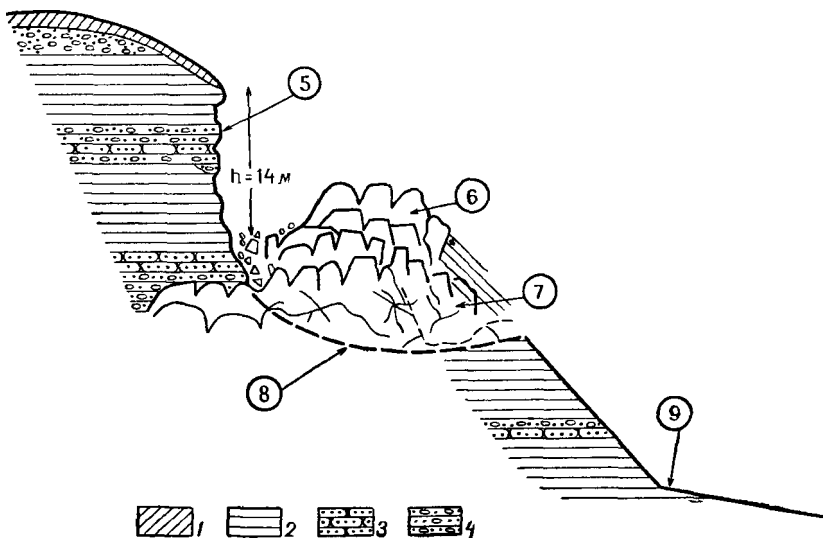


Рис. 86. Инсеквентный деплясивный оползень на северных склонах предгорий Зеравшанского хребта:

1 — суглинки, *2* — глины; *3* — песчаники, *4* — конгломераты Цифры в кружках *5* — стенка отрыва оползня; *6* — разрушенное оползневое тело; *7* — выемка (под канал), *8* — плоскость скольжения оползня, *9* — поверхность второй террасы р Зеравшан

нов: на южных склонах средне- и низкогорных возвышенностей оползни отмечаются значительно реже, чем на северных.

На развитие оползневых процессов в большой мере влияет наличие на склонах лёссовых и глинистых пород, в частности, глин и алевролитов, легко шелушащихся на поверхности и в смоченном состоянии

почти не обладающих сцеплением с покрывающими их суглинками. Увлажнение контактного слоя, особенно на крутых склонах, вызывает вначале оползание суглинков. Впоследствии этим процессом захватывается коренной склон, и оползень из поверхностного консеквентного, каким он был вначале, превращается в инсеквентный и глубокий по захвату склона (рис. 86). Стадии такой эволюции можно наблюдать на северных склонах предгорий Зеравшанского хребта (вблизи пос. Колхозчион). Возвышенности здесь сложены неоген-древнечетвертичными скорлуповатыми глинами с прослоями песчаников и конгломератов, перекрытыми на склонах суглинками с включениями продуктов выветривания коренных пород. Глины неустойчивы к выветриванию и на поверхности быстро растрескиваются. На нескольких участках отмечались мелкие (0,4—1,5 *м*) трещины отрыва (рис. 85) и небольшие рукавообразной формы оползни-оплывины. Образование их, как и вообще вся оползневая деятельность в этом районе, происходит в весеннее время года, когда начинается таяние снегов и вся масса рыхлых отложений насыщается водой. Оползни более глубокого захвата склона (до 3—5 *м*) имеют в плане циркообразую форму, в движение здесь вовлекается верхний слой деградированных песчаников и глин. Подвижки по более крупным оползням с глубиной захвата склона до 30—50 *м*, в теле которых ежегодно формируются оползни меньшего размера, периодически возобновляются, нанося серьезный ущерб проходящему по склону Даштималинскому каналу.

На руднике Джижикрут, расположенном на северном склоне Гиссарского хребта, склоновые и ледниковые отложения мощностью до 60 *м* сползают по силурийским сланцам, что привело к смещению устьев штолен. Причинами оползня явились подмыв рекой берега, подрезка склона выемкой автодорог, утяжеление склонов горными отвалами и увлажнение пород водами промышленного стока.

В долинах рек причиной, вызывающей оползни, может являться подмыв берегов. Оползни с консеквентным характером отмечены по правому берегу р. Кызылсу, где на протяжении 3,5 *км* выше пос. Советского наблюдается пять стабилизировавшихся и десять действующих оползней (Э. Г. Саакян). Все они относятся к деляпсивным и имеют плоскую поверхность скольжения на границе раздела песчаников больджуанской свиты неогена и покрывающих их лёссовидных суглинков. Оползни в большинстве случаев крупные (длина 200—250 *м*, ширина до 170 *м*), циркообразной формы, со ступенчатой поверхностью; высота вертикальных стенок оползневого обрыва достигает 23—30 *м*. В мае 1969 г. в этом районе под сползшей суглинистой массой был погребен кишлак Гурдара (рис.87). Оползень захватил часть древнего оползневого тела и имел объем около 300 тыс. $м^3$. Причиной его явилось увлажнение атмосферными осадками лёссовидных суглинков на крутом склоне. Песчаники больджуанской свиты, образующие цоколь высокой террасы, способствовали скольжению разжиженной массы и «перебросу» ее на левый берег сая, где был расположен кишлак.

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА И ПРОМЕРЗАНИЕ ПОЧВ

Около одной трети территории Таджикистана характеризуется развитием многолетнемерзлых пород. Почти повсеместно мерзлота развита на Восточном Памире; на приводораздельных частях Дарвазского, Туркестанского, Гиссарского, Зеравшанского и других хреб-

тов она распространена на площадях, имеющих вид вытянутых полос или изолированных пятен вблизи вершин. Граница многолетней мерзлоты в зависимости от экспозиции склонов и местных особенностей в пределах горных хребтов меняется от 3400 до 5200 *м*.

На Восточном Памире, где значительные площади заняты сплошной многолетней мерзлотой, границы ее распространения, *по мнению* Я. Я. Сердюка (1963), совпадают примерно со среднегодовой изотермой минус 2—2,5° С (рис. 88). На площадях, оконтуренных изотермами ниже —8° С, она распространена повсеместно, между изотермами минус 4—8° С носит островной характер, а на участках со среднегодовыми температурами от —4 до —0,5° С встречается локально и в на-



Рис. 87. Оползень у кишлака Гурдара. Юго-Западный Таджикистан (фото Р. А. Нязова)

стоящее время деградирует. На участках сплошного развития многолетняя мерзлота охватывает, по-видимому, всю толщу рыхлых отложений. Скважина глубиной 80 *м*, пройденная в долине Аличура не вскрыла подошву слоя мерзлых грунтов. Данные электрозондирования по двум профилям в долине р. Аксу и в районе оз. Сасыккуль показывают, что нижняя зона распространения мерзлых грунтов достигает 100—150 *м*. Условно принимают, что положение нулевой изотермы находится на этой же глубине. Мощность деятельного слоя в зависимости от местных условий изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3—4,5 *м*. Талики усложняют конфигурацию верхней границы многолетнемерзлых пород, местами углубляя ее до 10—20 *м*. Поэтому при проходке выработок нередко вскрываются межмерзлотные воды (Клунников, 1936), в ряде случаев обладающие значительным напором.

Поверхностные проявления, связанные с мерзлотным пучением, процессами термокарста, солифлюкции и т. п., развиты на Памире в меньшей мере, чем в северных областях СССР, что объясняется сухостью климата и гораздо меньше переувлажнением грунтов. Тем не менее в крупных долинах и озерных понижениях периодическое промерзание и оттаивание грунтов приводят к развитию многочисленных бугров пучения (гидролакколитов), а также больших наледей, связанных с разгрузкой грунтовых вод (например, в южной и северо-восточной частях побережья оз. Каракуль). Реже такие формы рельефа в виде небольших групп или одиночных бугров отмечаются в долинах рек бассейна оз. Каракуль, на крайнем юго-востоке Памира (верховья р. Истык, оз. Салангур), а также в районе озер Рангкуль, Шор-

куль и др. Солифлюкционные явления (течение почв) отмечены в Каракульской озерной котловине, на склонах долин рек Аличур, Истык и Аксу, где наблюдаются борозды, валы, натеки, сплывы.

Сезонное промерзание почвы в районах, где многолетняя мерзлота отсутствует, зависит от климатических особенностей, экспозиции участка и наличия снегового покрова. При прочих равных условиях глубина промерзания возрастает с увеличением высоты местности. Так, по данным метеорологических наблюдений (1941—1963 гг.), максимальное промерзание составило: в Ленинабаде (абс. отм. 410 *м*)

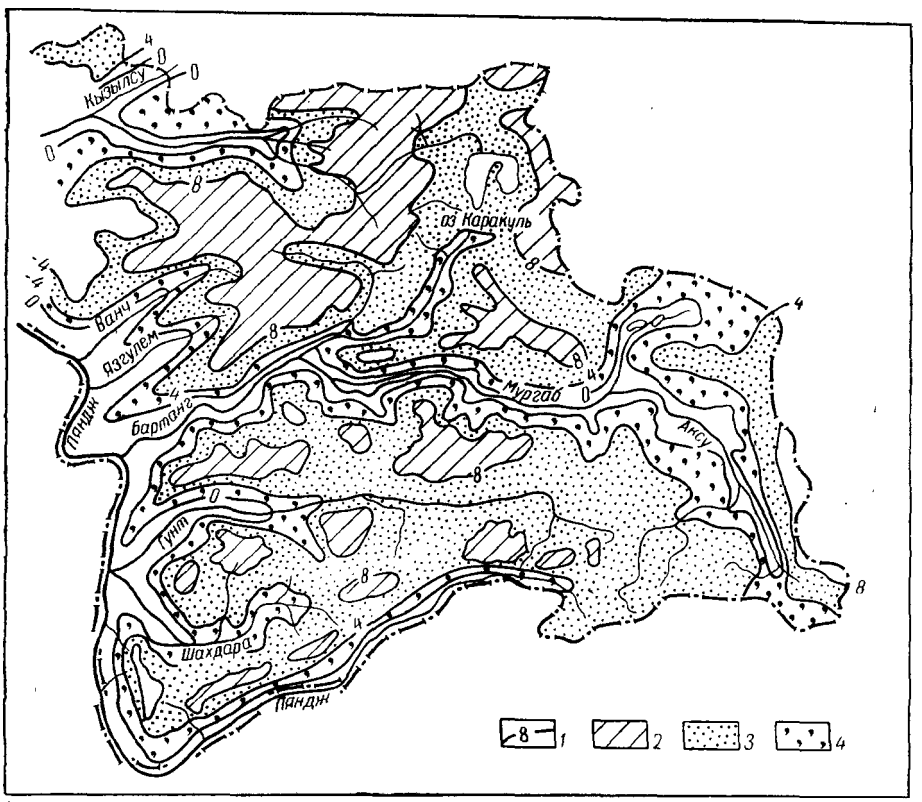


Рис. 88. Схематическая карта распространения многолетней мерзлоты (по Я. Я. Сердюку):
1 — изотермы многолетних среднегодовых температур; *2* — районы повсеместного распространения многолетнемерзлых пород; *3* — районы спорадического распространения многолетнемерзлых пород; *4* — районы деградации многолетнемерзлых пород

45 *см*, в Исфаре (847 *м*) 52 *см*, в Пенджикенте (1015 *м*) 60 *см*, в Мадрушкенте (2254 *м*) 81 *см*. Утепляющее воздействие снегового покрова ощущается в Гарме и Хороге, где максимальное промерзание составляет 30—52 *см*. В долинах Таджикской депрессии по данным наблюдений (1945—1963 гг.) глубина промерзания не превышала 10 *см*, однако в холодную зиму 1964 г. достигала 24 *см*.

ПРОСАДКИ

Просадки очень широко развиты на территории Таджикистана, особенно в его юго-западной части, где расположены основные промышленные и культурные центры республики. С ними связаны многочис-

ленные деформации зданий, гидротехнических сооружений, дорог, иногда наносящие большой ущерб народному хозяйству. Недоучет просадочности грунтов привел к разрушению построек в ряде населенных пунктов. В г. Душанбе (в районах новой застройки) известны случаи деформаций зданий, в том числе разрушения некоторых из них, особенно в северной части города. Не меньший ущерб причиняют просадки в гидротехническом строительстве. Сильные просадки наблюдались на Кумсангырском канале (до 1,5 *м*), на плато Уртабоз и Сельбурском водохранилище в долине р. Кызылсу (до 2,5—3 *м*), в Яванской долине (до 2 *м*) и т. д.

Величина просадочных деформаций различна и зависит от генезиса, возраста лессовых пород и условий физико-географической среды. Возможные размеры их показаны на «Карте прогноза просадочности лёссовых пород», помещенной в «Атласе Таджикской ССР» (1968). В целом величина просадочных деформаций возрастает к более высоким элементам рельефа. Так, в Дангаринской впадине наиболее просадочны лёссы на водораздельных участках и в верхних частях склонов адыров (1,6—2,3 *м*). У основания склонов, а также на высоких частях предгорных шлейфов просадки достигают 1,2—1,9 *м*, а в их центральных частях и на высоких террасах — 0,8—1,3 *м*. По периферии предгорных шлейфов и на низких террасах просадки составляют 0,4—0,6 *м*, а на наиболее пониженных участках — 0,15—0,2 *м*. Аналогичная картина наблюдается и в других долинах Таджикистана (Вахшская, Яванская, Бишкентская). По сравнению с другими районами в Гиссарской долине лёссовые породы обычно менее просадочны.

В грунтах легкого гранулометрического состава (лёссовидные супеси и пески) просадки возникают сразу же после увлажнения до глубины 0,2—0,5 *м*. Такого рода грунты развиты на плато Гарауты, в междуречье Вахша и Кафирнигана. В лёссах, легких и средних лёссовидных суглинках просадки начинаются на второй — третий день после увлажнения преимущественно с глубины 2—3 *м*. В более высоких горизонтах просадки редко превышают несколько сантиметров, и грунты под избыточным давлением способны заметно уплотняться. Лёссовидные породы с подобным типом уплотнения наиболее распространены в Таджикистане, ими сложено большинство межгорных впадин и надпойменные террасы рек. В лёссовидных породах тяжелого гранулометрического состава (тяжелые лёссовидные суглинки и глины) просадки начинаются обычно с глубины 6—10 *м*. Такого рода деформации, возникающие через одну-две недели и более после начала замачивания, были отмечены в Рохатинской долине и других районах бассейна р. Кафирниган при строительстве Сельбурской плотины (Сквалецкий, 1966). Глубина распространения просадочных трещин, несмотря на значительные деформации поверхности, обычно невелика (3—8 *м*).

ПРОЧИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Из других геологических явлений следует отметить процессы поверхностного размыва и эрозии почв, особенно интенсивно протекающие в горной и предгорной зонах. М. Р. Якутилов (1961) подразделяет эрозию на водную, смешанную и ветровую. По его данным, в Таджикистане водной склоновой эрозии подвержены площади в 40,6 тыс. $км^2$, ирригационной — 5,9 тыс. $км^2$. Смешанная — водная и ветровая — эрозия характерна преимущественно для Памира, где ею захвачены площади в 21,3 тыс. $км^2$. Ветровая эрозия также проявляется на Памире и, кроме того, известна в устье р. Вахш (массив Карадум).

Глава XIX

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Под инженерно-геологическим районированием понимается выделение участков, характеризующихся общими закономерностями условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Направленность районирования вызывается теми или иными видами строительства — промышленно-гражданского, гидроэнергетического, дорожного и т. д.— и отвечает их запросам. В региональном плане районирование горных областей, к которым относится Таджикистан, представляет определенные трудности не только в связи с отсутствием критериев, но и ввиду разнообразия факторов, которые необходимо учитывать при инженерно-геологической оценке отдельных участков территории республики.

Наиболее целесообразным представляется выделение крупных регионов по геолого-структурному признаку с учетом общности геологической истории структур, характера тектонического развития, а следовательно, и современных тектонических движений. Положение в определенном геолого-структурном регионе обусловливает преимущественное распространение тех или иных типов пород, а также интенсивность и направленность современных геологических процессов и явлений. Территория Таджикской ССР разделяется на пять крупных регионов (рис. 89): Северо-Таджикский (Чаткало-Кураминское поднятие), Северо-Восточный (западная часть Ферганской впадины), Центрально-Таджикский (Гиссаро-Алайское поднятие), Юго-Западный (Южно-Таджикская депрессия) и Юго-Восточный (Памирское поднятие). В пределах каждого из них устанавливаются области, характеризующиеся общностью геоморфологических признаков. Выделяются горные, предгорные и равнинные области. Третьим элементов районирования являются районы, различающиеся по типам развитых в них геолого-генетических комплексов пород.

В основу инженерно-геологического районирования положена тектоническая схема Таджикистана (Я. Я. Беккер и др.), геоморфологическая схема, схема новейшей тектоники Таджикистана (О. К. Чедия и др.) и схема гидрогеологического районирования (В. С. Самарина и др.). Поскольку характеристика геологического строения и гидрогеологических условий отдельных регионов Таджикистана подробно изложена в предыдущих разделах, при инженерно-геологическом районировании она не приводится.

СЕВЕРО-ТАДЖИКСКИЙ РЕГИОН

(Чаткало-Кураминское поднятие)

Горная область. В ее состав входят Кураминский и Моголтауский хребты, характеризующиеся эрозионно-денудационными формами рельефа и значительной расчлененностью, особенно в приводораздельных частях. Широко развиты кристаллические, вулканогенные и сцементированные осадочные скальные породы. В большинстве случаев они отличаются повышенной трещинной пустотностью (1,7—4,2% и более), глубина развития трещин достигает 100 *м*. В карбонатных породах палеозоя (Алтын-Топкан, Гаудак) развит карст, обусловленный повышенной водообильностью известняков, а также их высокой проницаемостью. Поверхностные отложения развиты слабо; они выполняют долины крупных саев, слагают предгорный шлейф и почти исключительно представлены грубообломочными несвязными породами. Кроме карста

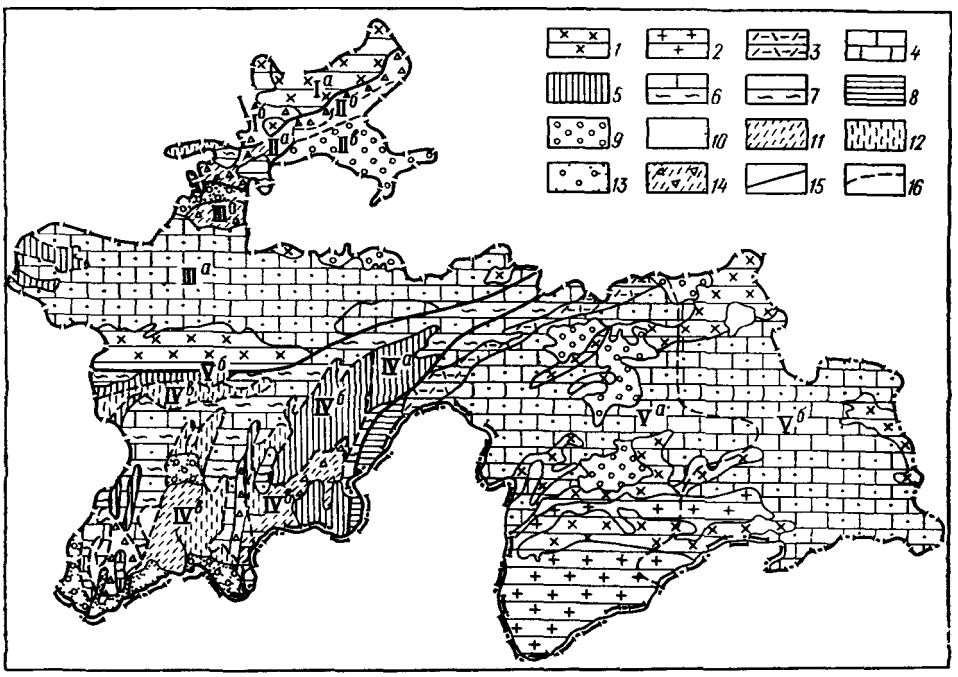


Рис. 89. Схема инженерно-геологического районирования Таджикистана:

I — Северо-Таджикский регион (Чаткало-Кураминское поднятие). I*а* — Чаткальский и Кураминский хребты, эрозионно-денудационный рельеф, преимущественное развитие скальных интрузивных и эффузивных пород палеозоя, селевые явления, снежные лавины; I*б* — Мирзараватская межгорная впадина, аккумулятивный рельеф, преимущественно грубообломочные пролювиальные четвертичные отложения; II — Северо-Восточный регион (западная часть Ферганской впадины); II*а* — Самгарская и Камышкурганская межгорные впадины, аккумулятивный рельеф, преимущественно грубообломочные пролювиальные четвертичные отложения; II*б* — адыры Акбель — Супетау, Дигмай, Исписар, аккумулятивно-эрозионный рельеф, преимущественно полускальные и пластичные молассовые и соленосные породы, карстовые явления в соленосных отложениях; II*в* — аллювиально-пролювиальная равнина и предгорные шлейфы в долине р. Сырдарьи, аккумулятивный рельеф, преимущественно аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения и породы лёссового комплекса, подтопление и заболачивание земель по берегам Фархадского и Кайраккумского водохранилищ, просадки на землях нового орошения в Голодной степи; III — Центрально-Таджикский регион (Гиссаро-Алайское поднятие); III*а* — Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский хребты, эрозионно денудационный резко расчлененный рельеф, преимущественно скальные терригенные, карбонатные и интрузивные породы, сильная селевая деятельность, оползни в долине р. Зеравшан, высокая сейсмичность, на высоте свыше 3400 *м* многолетняя мерзлота; III*б* — Шахристанская и Пенджикентская межгорные впадины, аккумулятивные и эрозионные формы рельефа, преимущественно полускальные молассовые породы и аллювиально-пролювиальные грубообломочные отложения, селевые явления, оползни в предгорных районах; IV — Юго-Западный регион (Южно-Таджикская депрессия); IV*а* — хребты Петра Первого, Вахшский и их отроги, эрозионно-денудационный расчлененный рельеф, преимущественно скальные карбонатные породы, карстовые, оползневые и селевые явления; IV*б* — адыры, аккумулятивно-эрозионный рельеф, преимущественно полускальные молассовые породы и лёссы, селевые явления, псевдокарст и суффозия, просадочные явления; IV*в* — аллювиальные равнины и частные межгорные впадины (Гиссарская, Яванская, Дангаринская), преимущественно аллювиально-делювиально-пролювиальные грубообломочные отложения и лёссовые породы, просадочные явления, высокая сейсмичность (Гиссарская долина); V — Юго-Восточный регион (Памирское поднятие); V*а* — Западный Памир, эрозионно-денудационный, сильно расчлененный, скалистый рельеф, преимущественно скальные карбонатные, интрузивные и метаморфические породы мезозоя и палеозоя, интенсивная селевая деятельность, оползни, обвалы, высокая сейсмичность; V*б* — Восточный Памир, плоскогорье, преимущественно скальные терригенно-карбонатные породы мезозоя, ледниковые грубообломочные отложения, многолетняя мерзлота, морозное выветривание. Породы коренной основы. Скальные: *1* — интрузивные и эффузивные, *2* — метаморфические; *3* — эффузивно-осадочные; *4* — терригенно-карбонатные; *5* — полускальные преимущественно молассовые породы; *6* — скальные с подчиненными пластичными, терригенно-карбонатные породы; *7* — пластичные и полускальные породы; *8* — пластичные породы Поверхностные отложения: *9* — грубообломочные несвязные породы; *10* — песчаные породы, *11* — глинистые связные породы подстилаются грубообломочными; *12* — лёссовые породы; *13* — грубообломочные и песчаные породы; *14* — связные породы с грубообломочными; *15* — границы регионов; *16* — границы областей

необходимо отметить сели, каменистые осыпи и снежные обвалы, особенно на северных склонах Кураминского хребта.

Равнинная область включает Мирзараватскую и Сардобскую впадины. Мощность грубообломочных валунно-галечниковых отложений изменяется от 20 *м* на северо-восточной окраине до 270 *м* на юго-западной. Грунты в восточной части отличаются повышенным содержанием водорастворимых солей, среди которых преобладает гипс (до 1,1%). В целом инженерно-геологические условия благоприятны для строительства и освоения этой территории.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

(западная часть Ферганской впадины)

Предгорная область. В ее состав входят возвышенности в долине р. Сырдарьи (Дигмай, Исписар, адыры Акбель — Супетау), а также Ура-Тюбинская и Наугандинская гряды. В пределах Дигмайской и Исписарской возвышенностей развиты преимущественно полускальные сцементированные породы, чередующиеся местами с грубообломочными несвязными. Исследования в связи со строительством Дигмайских насосных станций (Н. Д. Ретюнский) показали, что преобладающие в разрезе конгломераты отличаются неравномерной, но в целом слабой карбонатно-глинисто-гипсовой цементацией. Различное соотношение входящих в состав цемента компонентов и предопределяет свойства этих пород. В ряде случаев вследствие высокого (до 8%) содержания гипса наблюдаются процессы выщелачивания его поверхностной водой с образованием суффозионных воронок.

В горах Акбель, Акчоп и Супетау широко развиты как полускальные сцементированные, так и пластичные глинистые породы, каменная соль и гипсы. Для гипсоносных и соленосных отложений характерны процессы размыва, приводящие к образованию глубоких промоин и ущелий с почти отвесными стенками. Пещеры, ниши и другие карстовые полости отмечаются во многих местах, однако слабая обводненность неогеновых отложений и небольшое количество осадков не благоприятствуют более широкому распространению карста. Значительная часть развитых в горах Акчоп — Супетау пород относится к некарстующимся — глины, алевролиты, песчаники и конгломераты — и характеризуется свойствами, присущими комплексу полускальных и пластичных пород. Они служат основанием плотины и ряда сооружений Кайраккумской ГЭС (Карпышев, 1967).

В Ходжамушкент-Ура-Тюбинской гряде широко развиты скальные терригенно-карбонатные породы. На пологих склонах отмечается лёссовый покров, а в днищах долин — галечники мощностью до 40—60 *м*. Инженерно-геологические условия могут быть охарактеризованы на примере одного из крупнейших в республике водохранилищ ирригационного назначения — Катасайского — объемом 55 млн. $м^3$. Створ плотины расположен в узком (250 *м*) ущелье, мощность аллювия в котором изменяется от 1—2 до 12 *м*. В центральной части долины коренные породы, представленные песчаниками и сланцами силура, образуют несколько скалистых выступов. Инженерно-геологические условия на участке плотины осложняются корытообразным понижением на правом борту долины. Это понижение представляет собой древнее русло Катасая, заполненное галечниками и суглинками мощностью 42 *м*. Слагающие коренное дно и борта долины песчаники на кремнисто-железистом цементе, чередующиеся с глинистыми, хлоритовыми, углистыми и серицитовыми сланцами, отличаются сравнительно невысокой трещиновато-

стью и небольшой водопроницаемостью (0,006—0,7 *м/сутки*).

Равнинная область. Охватывает предгорные шлейфы и долину р. Сырдарьи. Предгорная равнина у подножия Кураминского хребта и Моголтау характеризуется мощными конусами выноса, сложенными грубообломочными валунно-галечными породами, преимущественно гранитоидного состава. Глубокое залегание грунтовых вод, эпизодическая, но довольно активная селевая деятельность — таковы основные особенности этого района. На левобережье р. Сырдарьи предгорный шлейф рассечен долинами нескольких рек (Исфара, Ходжабакирган, Аксу) и многочисленными промоинами временных селевых потоков. Окатанность материала здесь лучше, чем на правобережье, галька преимущественно полимиктового состава, более мелкая, местами отмечается цементация. Галечниковые грунты являются основанием большинства возводимых сооружений в гг. Ленинабаде, Чкаловске, Нау, Кайраккуме и других населенных пунктах.

Лёссовый покров обычно маломощен и лишь в долине р. Сырдарьи и Дальверзинской степи роль его существенно возрастает. Лёссовые породы ташкентского комплекса (Q_{II}), несмотря на сравнительно тяжелый гранулометрический состав, отличаются высокой просадочностью на глубину до 20 *м* (коэффициент относительной просадочности $\delta_{пр}$ при 3 *кГ/см*^{2} равен 0,127). В то же время в более легких по составу породах (супеси, с включением песков и гравия голодностепского комплекса, Q_{II}) сильнопросадочные разности ($\delta_{пр}$=0,138) развиты до 6—12 *м*. Быстрый подъем уровня грунтовых вод вследствие орошения Дальверзинского плато привел к просадочным явлениям в этих сравнительно маломощных супесях и к потере несущей способности грунтов. В результате просадки в трех Янтакских поселках на землях нового орошения постройки оказались разрушенными. Необеспеченность оттока грунтовых вод на этих участках явилась причиной заболачивания части земель, что потребовало организации здесь дренажа.

Процессы заболачивания отмечаются и в ряде других районов Западной Ферганы. Они вызваны либо подпором со стороны Кайраккумского водохранилища (Канибадамский, Чкаловский массивы), либо разгрузкой грунтовых вод на периферии конусов выноса (г. Пролетарск, Дигмай). Осуществляемые и планируемые на ближайшее будущее мероприятия по борьбе с заболачиванием сводятся главным обрания части земельь, что потребовало организации здесь дренажа.

ЦЕНТРАЛЬНО-ТАДЖИКСКИЙ РЕГИОН

(Гиссаро-Алайское поднятие)

Горная область является одним из наименее изученных в инженерно-геологическом отношении районов республики, что связано со слабой заселенностью и небольшим строительством (всего несколько горнорудных предприятий). В северной ее части коренные породы представлены в основном сланцево-песчаниковыми толщами и известняками палеозоя; в пределах Гиссарского хребта преобладают кристаллические интрузивные породы. Известняки, отличающиеся грубой слоистостью, характеризуются за редким исключением невысокой и неглубоко проникающей трещиноватостью. В зонах тектонических нарушений высокая раздробленность известняков обусловливает развитие в них карста. Степень выветрелости и трещиноватости интрузивных пород зависит от их структуры; в мелко- и среднекристаллических гранитоидах глубокие трещины фиксируются лишь в зонах тектонических

нарушений, а крупнозернистые разбиты глубоко проникающими трещинами и почти повсеместно покрыты слоем выветрелых пород.

Своеобразие инженерно-геологических условий территории Центрального Таджикистана определяется следующими основными факторами: а) значительной расчлененностью и большой амплитудой рельефа, наличием в высокогорных частях форм альпийского ледникового типа, скалистостью и труднодоступностью; б) широким развитием продуктов выветривания коренных пород; в) сравнительно слабым распространением карста, приуроченного в основном к крупным зонам дробления в известняках девона, либо связанного с термальными водами;

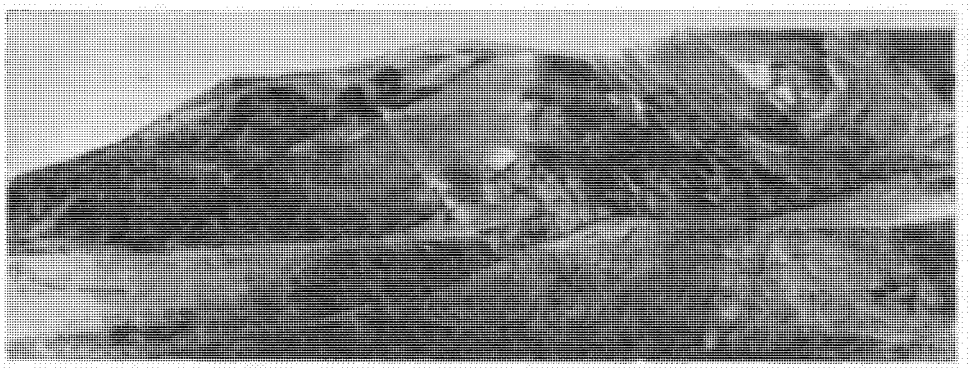


Рис 90 Оползень-сель в районе пос. Гарм (фото Р. А. Ниязова)

г) многочисленными обвалами, приведшими в ряде случаев к образованию нескольких довольно крупных озер (Искандеркуль, Куликолон, Шинк и др.); д) интенсивной селевой деятельностью (рис. 90), особенно на южном склоне Гиссарского хребта и в долине р Зеравшан; е) развитием многолетней мерзлоты на высотах свыше 4000 *м*, ж) наличием ледников, среди которых преобладают карровые; з) приуроченностью территории к Южно-Тяньшаньской эпицентральной зоне, являющейся наиболее опасной в сейсмическом отношении с точки зрения повторяемости землетрясений и их силы

Равнинная область охватывает Зеравшанскую межгорную впадину. Из физико-геологических явлений существенную роль играют сели, в пределах предгорных возвышенностей в глинах неогена — многочисленные оползни. Наличие слабого гипсового цемента в галечниковых отложениях на высоких террасах р. Зеравшан при освоении Маргидарской степи под орошение привело к суффозионно-карстовым явлениям

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

(Памирское поднятие)

В Юго-Восточном Таджикистане — стране высочайших гор на территории СССР — в соответствии с морфологическими особенностями выделяются две инженерно-геологические области — высокогорная (Горный Бадахшан) и высокого плоскогорья (Восточный Памир).

На инженерно-геологические условия **высокогорной области** существенное влияние оказывает современное оледенение (см. табл. 1) — прежде всего как фактор развития мерзлоты, возможности подпружи-

вания ледниками рек и селевой деятельности. Подпруживание долинными ледниками рек опасно, так как создает угрозу прорыва воды вниз по долине. Последний широко известный случай такого рода был связан с быстрым сползанием в мае 1965 г. в долине Ванча семикилометрового ледника Медвежьего, перегородившего речки Абдукагор и Дустироз (Долгушин и Осипова, 1965).

К переполнению моренных озер с последующим прорывом воды и формированием водокаменного селевого потока в ряде случаев приводит обильное таяние ледников. Особенно характерны сели ледникового происхождения для склонов южной экспозиции. Очень широко развиты куррумы и подвижные осыпи. Постоянное обновление рельефа, огромная эрозионная деятельность рек, значительное выветривание, усугубленное морозным воздействием, способствуют образованию осыпей и делают их постоянно действующим на данной территории фактором, необходимость учета которого вполне очевидна при инженерно-геологической оценке территории. Наиболее мощные осыпи развиты у подножия и на южных склонах хребтов Рушанского, Ванчского, Дарвазского и обычно сопутствуют сланцевым и эффузивным толщам палеозоя.

Грандиозные обвалы, чаще всего связанные с обрушением пород по ослабленным плоскостям тектонических нарушений или приконтактовым зонам (Усойский и др.), или с рыхлым покровом на склонах,— непременный инженерно-геологический фактор. Учитывая высокую сейсмичность этой областн, можно счнтать, что подавляющая ее часть является обвалоопасной. О локализации обвалов в зависимости от крутизны склонов, мощности рыхлого покрова, степени трещиноватости коренных пород и близости тектонических зон можно лишь догадываться, количественный учет этих факторов затруднен из-за отсутствия специальных исследований.

В связн с изложенным при оценке инженерно-геологических условий высокогорной области Юго-Восточного Таджикистана характер коренных пород имеет значение в основном с точки зрения приуроченности к тем или иным типам пород геодинамических процессов (оползни, осыпи, обвалы и т. д.). Особого внимания заслуживают геоструктурные признаки, наличие тектонических нарушений и их характер, сейсмическая опасность того или иного участка.

Область **высокого плоскогорья** (Восточный Памир) в инженерно-геологическом отношении совершенно не изучена, поэтому характеристика ее составлена с учетом данных о геологическом строении и общих закономерностей физико-геологических явлений. Одним из основных факторов, определяющих инженерно-геологические условия на Восточном Памире, является многолетняя мерзлота. Нижняя граница ее распространения находится на западе примерно на высоте 3800 *м*. Площади сплошного развития «вечной» мерзлоты составляют около 35% всей территории. На остальной части многолетнемерзлые грунты содержат талики и линзы несцементированных льдом рыхлых четвертичных отложений. К долинам рек приурочены участки с деградирующей мерзлотой, где сцементированные льдом грунты залегают в виде линз в рыхлой четвертичной толще. Мощность деятельного слоя во всех районах зависит от экспозиции склонов, но обычно достигает 3 *м*. Для районов развития пород коренной основы многолетняя мерзлота нехарактерна. Восточный Памир отличается ничтожным количеством атмосферных осадков, однако селевая деятельность протекает достаточно активно. Здесь в отличие от других районов Таджикистана преобладают структурные грязекаменные потоки.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ РЕГИОН

(Южно-Таджикская депрессия)

Основным распространением в **гориой области** пользуются скальные (известняки, песчаники, алевролиты), в меньшей степени полускальные и пластичные породы (глины, деградированные известняки, гипсы, каменная соль). По возрасту эти отложения являются чаще меловыми и палеогеновыми, реже юрскими и неогеновыми. Степень выветрелости и трещиноватости пород связана с их положением относительно зон тектонических нарушений, в пределах которых раздробленные породы прослеживаются на большую глубину. В обычных же условиях мощность зоны выветривания незначительна и не превышает первых десятков метров. В ядрах антиклинальных складок даже на значительной глубине трещиноватость может быть весьма высокой.

В сейсмическом отношении наиболее опасной является северная часть региона. Согласно В. И. Бунэ и С. А. Захарову, очаги землетрясений, как правило, приурочены к зонам тектонических разломов, выходящих на поверхность. Горные хребты в южной части области принадлежат к 8-балльной зоне и лишь Вахшский хребет и часть Туткаульского горного узла находятся в 9-балльной.

Карстовые процессы в целом нехарактерны для горных областей Юго-Западного Таджикистана. Однако некоторые комплексы пород относятся к типично карстующимся; к ним принадлежит гипсово-соленосная свита юры, а из карбонатных пород — известняки (особенно брекчированные) бухарских слоев палеогена. Степень развития карста в пределах соляных куполов зависит от их закрытости и наиболее резко проявляется там, где гипсы и соли обнажаются на поверхности (Ходжамумын, Ходжасартис и др.). Оползни развиваются главным образом в районах распространения лёссов, глинистых пород палеогена и неогеновых толщ, чаще всего на северных склонах возвышенностей.

В горной области могут быть выделены районы развития скальных известняковых, алевролитовых, песчаниковых и пластичных гипсово-соленосных пород. Примером условий района со скальными породами коренной основы песчанико-алевролитового состава может служить участок строительства Нурекской ГЭС, который расположен в ущелье р. Вахш и на протяжении 7 *км* представляет собой монолитный блок, характеризующийся полным отсутствием крупных разрывных нарушений. Мелкие разломы типа сброса зафиксированы в двух местах, амплитуда смещения составляет 2—10 *м*. В 1 *км* от оси плотины отмечается диапировая структура — Нурекский соляной купол, образованный гипсами и каменной солью юрского возраста. Контакт с нижнемеловыми отложениями имеет крутое падение (более 80°) в сторону верхнего бьефа, чем определяется их глубокое залегание (около 900 *м*) в створе плотины. Подземные воды в песчаниках и алевролитах, характеризующихся порово-трещинной водопроницаемостью, ниже зоны дренирования отличаются высокой минерализацией и глубже 70—120 *м* относятся к рассолам. Отжим рассолов инфильтрационными водами из водохранилища произойдет через 50 лет, а размыв юрских солей под плотиной будет происходить со скоростью 29—34 *см* за 100 лет. Такие скорости, учитывая большую мощность меловых отложений, не могут повлиять на устойчивость плотины. Основанием большинства сооружений Нурекской ГЭС, в том числе и плотины, служат нижнемеловые песчаники и алевролиты, характеристика которых дана в главе XVII.

Изучение трещиноватости меловых пород в районе строительства Нурекской ГЭС показало (Пашкин, 1966, 1968), что значения параметров физико-механических свойств горных пород при большой их прочности гораздо меньше сказываются на свойствах, чем структурная неоднородность, в частности, трещиноватость. Аллювиальные галечники, мощность которых в русле реки в районе створа плотины составляет 12—27 *м*, при строительстве удалялись. Несмотря на сравнительно высокую сейсмичность (8 баллов), район строительства Нурекской ГЭС является достаточно благоприятным в инженерно-геологическом отношении.

В **предгорную область** входят адыры, окружающие равнинные пространства Юго-Западного Таджикистана. Для них характерны три комплекса пород: из коренных полускальные (сцементированные) и пластичные (глины и гипсы), из покровных отложений — лёссовые (см. гл. XVII).

Песчаники и алевролиты, преобладающие среди скальных пород, отличаются маломощной зоной выветривания в случаях, когда они защищены покровными отложениями (до 40 *м* в междуречье Вахш — Таирсу), и более глубоко проникающей мелкой трещиноватостью при отсутствии этого чехла и в тектонических зонах (до 100 *м* в районе Килининабада; Рейер, 1967). Алевролитовые породы на поверхности шелушатся с образованием 1—2-метрового слоя «разборной скалы». В песчаниках отмечается наличие прослоев слабых пород (глины, гипсы); породы слабо обводнены и не содержат выдержанных водоносных горизонтов. Лёссовые отложения, покрывающие адыры, большей частью имеют мощность несколько десятков, а местами до 100 и даже 200 *м* (возвышенности вблизи урочища Ляур). Однако в днищах долин и понижений мощность может уменьшаться до первых десятков (и менее) метров. Часто в дне лощин наблюдаются щебенисто-суглинистые выполнения, причем грубообломочный материал погружен в суглинистую массу. Лёссовые породы отличаются однородным составом и свойствами, не зависящими от подстилающих коренных пород. Наиболее просадочны они на водораздельных участках и прилегающих к ним частях склонов, в меньшей степени — на склонах и седловинах, и, как правило, слабо просадочны в днищах понижений.

Просадки в пределах предгорной области отмечаются редко благодаря отсутствию здесь источников увлажнения грунтов. Однако в случаях, когда предгорья пересекаются каналами, просадки достигают значительных размеров. Например, на канале Верхний Бештегирман, проходящем по склонам адыров в Яхсуйской долине, они достигают 1,5 *м*.

Помимо просадок, на склонах и близи уступов развиваются процессы глинистого псевдокарста (Алимтай). В предгорьях в связи с эрозионными процессами местами интенсивно протекают размыв склонов и оврагообразование. В качестве примера интенсивного развития этих процессов можно привести возвышенности, окружающие долины рек Кызылсу, Таирсу и др. Селевые потоки, иногда формирующиеся в предгорьях, особенно опасны для прилегающих к ним равнинных густо заселенных территорий. В частности, большие бедствия причиняют в Колхозабадском районе сели, формирующиеся на западных склонах Кызылтумшукской возвышенности.

В **равнинную область** входят наиболее экономически важные районы Таджикистана с густым населением и развитым поливным земледелием. На них приходится основной объем промышленного, гражданского и ирригационного строительства в республике. По геоморфологическим особенностям выделяются: равнинные участки, являющиеся

конусами выноса крупных рек; террасированные долины основных рек; межгорные полуоткрытые впадины; межгорные впадины, открытые в сторону речных долин, или части более крупных впадин.

В зависимости от характера поверхностных отложений могут быть выделены районы преобладающего распространения связных, лёссовых и грубообломочных пород.

Районы развития связных пород приурочены либо к низким (вторая, реже третья) надпойменным террасам, либо к центральным частям межгорных впадин и долин (Яванская, Дангаринская). На низких террасах они представлены чередующимися супесчано-суглинистыми отложениями, залегающими на галечниках. Иногда они содержат прослои песков и тощих глин, не меняющих общий характер разреза. Их мощность обычно колеблется от 3—7 *м* на второй террасе до 10—14 *м* на третьей. На землях старого орошения (Вахшская долина) они перекрыты 2—5-метровым слоем ирригационных наносов, подвергающихся облёссованию под влиянием почвенных процессов. Однако лёссовые свойства в орошаемой зоне являются непрочными и под воздействием воды постоянно деградируют, возобновляясь при отсутствии увлажнения. Обогащение солями, в первую очередь гипсом, делает их опасными с точки зрения возможного развития суффозионных процессов.

Наличие слабых прослоев (плывуны, гумусированные горизонты) значительно снижает прочностные свойства связных пород, в целом являющихся достаточно хорошим основанием при строительстве сооружений. В пределах межгорных впадин связные породы слагают обычно периферию конусов выноса и центральную часть долин. Приуроченность их к зонам разгрузки и неглубокого залегания грунтовых вод и необеспеченность оттока последних в полуоткрытых долинах обусловливают высокую влажность и водонасыщенность пород, что, помимо снижения их несущей способности, приводит к увеличению сейсмической опасности на таких участках. Грунтовые воды, обладающие в подобных условиях высокой минерализацией, как правило, являются агрессивными по отношению к бетону. Недоучет этого обстоятельства приводил к быстрому разрушению подземных частей фундаментов (пос. Дангара, Яван). Вследствие колебаний уровня грунтовых вод, достигающих 2—2,5 *м* и более, основания сооружений испытывают дополнительное воздействие.

Районы развития грубообломочных пород либо валунно-галечно-гравийных в долинах рек, либо щебенисто-глыбовых у подножия горных склонов, занимают в Юго-Западном Таджикистане обширные площади. Мощность галечников в центральных частях некоторых долин достигает сотен метров (в Вахшской превышает 400 *м*, в Яхсуйской более 200 *м*), причем галечники зачастую расслоены песками и суглинками.

Инженерно-геологические свойства грубообломочных пород определяются составом и соотношением составляющих их частей. В долинах крупных рек наблюдается увеличение к низовьях рек количества галек известняков и алевролитов (пород из горных областей Юго-Западного Таджикистана) за счет снижения удельного содержания изверженных и метаморфических пород; снижение в этом же направлении крупности материала; возрастание роли песка не только как заполнителя среди галек, но и самостоятельного элемента в разрезе; понижение структурной прочности за счет постепенной замены скелетной основы, образуемой гальками, более рыхлой, песчаной.

В низовьях крупных рек грубообломочные породы в большинстве становятся песчано-галечными. Являясь в общем достаточно надеж-

ным основанием сооружений, галечники требуют внимания с точки зрения наличия в них линз и прослоев слабых пород. Так, линзы песков иногда значительной мощности (до нескольких десятков метров) могут встретиться самым неожиданным образом (например, южная часть Вахшской долины). Линзы глинистого состава отмечены в долине р. Кызылсу под слоем галечников на глубине 4—7 *м* (головное сооружение Танапчинского канала).

При строительстве сооружений, требующих углубления котлованов ниже грунтовых вод, должны учитываться высокие фильтрационные способности галечников. Величина коэффициента фильтрации может изменяться в очень широких пределах. В качестве примера слабоводопроницаемых галечников можно привести некоторые участки в долинах рек Душанбинка, Иляк, в низовьях р. Кызылсу, где галечники обогащены глинистым материалом. В отличие от них хорошо промытые галечники в долине р. Кафирниган имеют коэффициент фильтрации до 200 *м/сутки*.

В районах развития грубообломочных (галечниковых) пород в ряде мест ведется интенсивное строительство (Центральная ГЭС на р. Вахш, азотнотуковый комбинат в г. Калининабаде, правобережная часть г. Душанбе и др.).

Лёссовые породы в пределах равнинных пространств Юго-Западного Таджикистана распространены чрезвычайно широко, они образуют покров на речных террасах (за исключением первой и второй надпойменных) в долинах крупных рек и слагают борта внутригорных впадин — Гиссарской, Вахшской, Яхсуйской, Бишкентской, Дангаринской, Яванской и др. Широкий размах гражданского и промышленного строительства и ирригационного освоения в районах развития этих грунтов, а также ряд трудностей в строительстве, обусловленных характерными инженерно-геологическими свойствами лёссов, предопределили то внимание, которое уделяется им в ходе исследований.

Величина просадок, как правило, возрастает от низких террас к более высоким. В Вахшской долине, по опыту освоения Акгазинского, Ташрабатского, Кумсангырского, Кафырского, Гараутинского и других массивов, просадки на второй надпойменной террасе (где есть лёссовые породы) составляют максимум 0,2—0,3 *м*, на третьей террасе достигают 0,4—0,8 *м*, на четвертой террасе — 0,7—1,2 *м*, на пятой террасе — 0,8—1,4 *м*, на склонах — 1,5—2,1 *м*. Аналогично меняется просадочность лёссов в Яванской, Кызылсуйской и Дангаринской впадинах. В Гиссарской долине лёссовые породы в ряде случаев обладают просадочными свойствами лишь при избыточном (сверх природного) давлении.

Просадки на орошаемых полях, нарушающие сплошность площадей, приводят к ухудшению земель и снижению урожайности. Масштабы просадок на полях определяются рядом факторов, важнейшими из которых (Сквалецкий, 1966) являются величина просадочных деформаций, рельеф местности и уплотняемость верхнего слоя. Незначительная (до 0,5 *м*) общая просадка при ограниченной толще просадочных грунтов, большой уклон (свыше 0.015) поверхности, отсутствие понижений микрорельефа, а также малая деформируемость верхнего 4—5-метрового слоя, увлажняемого при поливах, способствуют более равномерному и спокойному развитию просадок на полях.

После завершения просадок в лёссовых породах, особенно при высоком содержании солей, могут происходить суффозионно-пластические деформации. Степень их проявления зависит от продолжительности замачивания грунтов (Кириллов, 1963). При высоком содержании водорастворимых солей послепросадочные деформации, локализуясь на

изолированных участках, достигают величины, несоизмеримой с обычными послепросадочными деформациями, так как последние здесь сменяются суффозионными процессами. Величина их в некоторых долинах Юго-Западного Таджикистана достигает 3—5 *м*.

В последнее время в Юго-Западном Таджикистане для устранения просадочных свойств лёссовых пород в гражданском и промышленном строительстве (по опыту гидротехнического) начинает находить место предварительное замачивание, часто в сочетании с трамбованием. Применение последнего в общем случае зависит от характера проявления просадок и размеров последующих осадок сооружения. В грунтах легкого гранулометрического состава, в которых при замачивании просадки начинаются почти с поверхности (плато Гарауты в долине р. Вахш, ур. Ялызкак и Игизяктепе в долине р. Кафирниган), дополнительного уплотнения после замачивания не требуется (Сквалецкий, 1967, 1968).

Помимо просадок, специфической особенностью большинства лёссов Юго-Западного Таджикистана является их тиксотропность при насыщении водой. Л. К. Танкаева (1964) отмечает, что разуплотнение водонасыщенных лёссов и уменьшение структурных связей обусловливают переход толщи в плывунное состояние при создании выемок без специальных мероприятий по водоотливу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа является первым монографическим описанием гидрогеологии и инженерной геологии Таджикской ССР. При ее составлении использован большой фактический материал, накопленный за последние 50 лет. Территория Таджикской ССР отличается сложным геологическим строением и большим разнообразием физико-географических условий, в связи с чем гидрогеологические особенности ее также весьма сложны и разнообразны. Подземные воды представлены всеми известными типами вод по условиям залегания, принадлежат к разным гидрогеологическим структурам и гидродинамическим зонам, по величине минерализации изменяются в широком диапазоне — от ультрапресных вод до крепких и сверхкрепких рассолов, содержат ряд ценных микроэлементов и газов, находятся в твердой фазе, жидкой (с температурами от 0 до 80—90° С) и в перегретом состоянии.

Поскольку народнохозяйственное значение отдельных районов республики неодинаково — освоены и заселены преимущественно равнинные и низкогорные территории,— изученность гидрогеологических условий Таджикистана неравномерная. Наиболее хорошо изучены грунтовые воды четвертичных отложений крупных речных долин и ряда межгорных впадин Северного и Юго-Западного Таджикистана, являющиеся основными источниками хозяйственно-питьевого водоснабжения В монографии впервые дается региональная оценка эксплуатационных ресурсов этих вод, величина которых достигает 166 *м³/сек*. В настоящее время из подсчитанных ресурсов в народном хозяйстве используется лишь около 5%.

Проведенные за последние годы среднемасштабные гидрогеологические съемки почти всей территории Таджикистана позволили установить основные закономерности распространения и формирования подземных вод зоны свободного водообмена, выявить горизонтальную зональность этих вод, нашедшую отражение на прилагаемых к тому гидрогеологических картах и схеме гидрогеологического районирования. Впервые для данной территории зональность показана с учетом многих наиболее важных свойств, характеризующих подземные воды — их химический, газовый состав и микробиологические особенности, температурные условия, количественные показатели и ресурсы. Это дало возможность рекомендовать мероприятия по наиболее эффективному использованию подземных вод, а также рассмотреть сложные системы подвижных равновесий порода — вода — газ — живое вещество в различных условиях водовмещающей среды, рельефа и климата и наметить основные процессы, обусловливающие формирование подземных вод зоны свободного водообмена в современный этап их геологического развития.

Глубокие пластовые воды артезианских бассейнов Таджикистана, недостаточно изученные, охарактеризованы в томе с учетом всех имею-

щихся в настоящее время материалов Произведенное расчленение гидрогеологического разреза и систематизация гидрохимических и гидродинамических данных показали сложность гидрогеологических условий межгорных артезианских бассейнов — наличие пестроты гидрохимических разрезов на близком расстоянии друг от друга, инверсию этих разрезов в краевых частях бассейнов, отсутствие областей питания для ряда водоносных комплексов, аномально высокие давления пластовых вод некоторых комплексов и т д С учетом выявленных особенностей в палеогеографическом аспекте намечены возможные (предполагаемые) пути формирования глубоких вод артезианских бассейнов Таджикистана, а в ряде глав прикладного назначения показана возможность их применения в народном хозяйстве

Особенно большую ценность в Таджикистане представляют минеральные лечебные подземные воды, многие из которых уже в настоящее время широко используются курортами и водолечебницами республиканского значения Систематизация данных по минеральным водам, выявленные закономерности их размещения и формирования свидетельствуют о возможностях расширения курортного строительства в республике на основе главным образом углекислых, термальных азотных и сероводородных минеральных вод. Результаты температурных наблюдений показали, что Таджикистан богат термальными водами, из которых наиболее перспективными для использования в сельском хозяйстве являются воды термальных источников горных районов республики В осадочном чехле артезианских бассейнов выявлены ценные промышленные рассолы, богатые йодом, бромом, бором и калием, что позволяет говорить о возможности создания в Таджикистане галургической промышленности

Одной из весьма актуальных в народном хозяйстве республики является проблема мелиорации земель Установлено, что около 30—40% от общей площади орошаемых и намеченных к освоению земель засолено или подвержено засолению и заболачиванию На ряде объектов орошения остро ощущается недостаток поверхностных оросительных вод

В связи с дальнейшим проведением гидрогеологических и инженерно-геологических исследований Таджикистана в качестве первоочередных могут быть названы следующие задачи

1 Изучение и картирование артезианских бассейнов с целью выяснения закономерностей распространения глубоких пластовых вод различного состава и условий их формирования

2 Детальное изучение гидрогеолого-мелиоративного состояния равнинных площадей республики с составлением необходимого комплекса крупномасштабных карт, бурением разведочных скважин и проведением полного комплекса опытно-аналитических работ и режимных наблюдений

3 Широкая постановка разведочно-опытных работ для обеспечения питьевыми водами пастбищ отгонного животноводства и решения проблемы водоснабжения всех населенных пунктов и городов республики пресными подземными водами

4 Внедрение вертикального дренажа с целью осушения заболачиваемых территорий и возможного использования откачиваемых вод для орошения и в отдельных случаях питьевого водоснабжения

5 Расширение разведочных работ на термоминеральные воды для обоснования возможностей использования их в целях теплофикации, энергетики, бальнеолечения и питьевого розлива в качестве столовых минеральных вод

6. Изучение подземных вод глубоких горизонтов, имеющих большое практическое значение для получения из них промышленных запасов йода, брома, бора и других полезных компонентов.

7. Широкое развитие научно-исследовательских работ в области инженерной геологии, основные направления которых диктуются практикой строительства; региональная и порайонная оценка физико-геологических явлений и процессов, их взаимосвязи, а также изучение вопросов прогнозирования этих явлений. Первоочередной задачей также является составление для территории республики мелкомасштабной инженерно-геологической карты общего назначения, а для отдельных районов наиболее экономически развитых областей Северного и Юго-Западного Таджикистана — среднемасштабной карты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдужабаров М А Карст Зеравшанских гор Труды Самарканд ун-та, вып 13 Самарканд 1963

Агаханянц О Е Основные проблемы физической географии Памира, ч 1, изд АН Тадж ССР Душанбе, 1965

Авакянц А В, Мирзобаев Х М К инженерно-геологическому и сейсмическому районированию Гиссарской долины Сб «Механика грунтов», вып I, изд АН Тадж ССР Душанбе, 1966

Айрапетов Л Д, Штыль В А Курорты с лечебными водами и грязями Медгиз, 1955

Александров В П Минерально-сырьевые ресурсы Средней Азии «Минер сырье», 1932, № 5—6

Александров В П Кремнистые термальные воды «Вопр курортол», 1939, № 5

Алексин А А Методика построения региональных гидрогеологических карт и гидрогеологические особенности Северокаспийского артезианского бассейна «Новости нефтяной и газовой техники» (геология), 1962, № 10

Алексин А А, Симоненко В Ф Удельный вес пластовых вод как индикатор гидродинамических условий в палеозойских отложениях юго-востока Русской платформы Мат-лы по геол газоносных районов Советского Союза Тр ВНИИГаз, вып 25 (33), изд во «Недра», 1965

Альтовский М Е Принципы составления мелкомасштабных гидрогеологических карт Вопр гидрогеол и инж геол, сб 14, Госгеолтехиздат, 1956

Антипов-Каратаев И Н, Грабовская О А, Керзум П А Засоление почв Вахшской долины, т 12, Изд во АН СССР, 1939

Антипов-Каратаев И Н, Грабовская О А, Керзум П А Гидрогеологическое и почвенно-мелиоративное районирование Вахшской долины Почвы Вахшской долины и их мелиорация Тр Вахшской почвенно мелиоративной станции ТФ АН СССР Душанбе, 1947

Антипов-Каратаев И Н, Мамаева Л Я Быстрый метод определения обменного Na в солонцовой почве «Почвоведение», 1955, № 8

Антонов Ю И К методике составления гидрогеологических карт орошаемых районов Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967а

Антонов Ю И Основные водоносные горизонты Таджикской ССР и их эксплуатационное значение Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967б

Антонов Ю И, Сердюк Я Я Подземные воды Юго Западного Таджикистана и перспективы их использования для орошения и водоснабженния Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Антонов Ю И, Сердюк Я Я О гидрогеологическом районировании орошаемых земель Юго Западного Таджикистана для вертикального дренажа Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967

Арсланбекова З А, Номикос Л И, Крюков П А О возможности использования состава растворов, пропитывающих осадочные горные породы с малой влажностью Тр Ин-та геол Дагест ФАН, т III, вып 2 Махачкала, 1962

Ахунов М А О некоторых проявлениях карста в районе плато Алимтай, Ходжа-Мумин, Ходжа-Сартис и хребта Сурх-Ку «Изв АН Тадж ССР, отдел геол-хим и техн наук», вып 4 (6), 1961

Бабаев М В Результаты изучения испарения с поверхности почвы в западной части Ферганской котловины Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Бабаев М В Гидрогеолого-мелиоративное районирование и режим грунтовых вод западной части Ферганской котловины и прилегающих территорий Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967а

Бабаев М В К формированию баланса грунтовых вод орошаемых территорий в условиях различной естественной дренированности Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967б

Бабаев М. В. Расход грунтовых вод на испарение хлопковым полем в условиях супесчаных и песчаных почво-грунтов. Сб. «Подземные воды Таджикистана и вопр. мелиорации». Душанбе, 1967в.

Бабаев М. В., Оиуфрей В. Е., Турсунходжаев М. Т. Состояние и перспективы использования подземных вод в Северном Таджикистане. Сб. «Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Таджикистана». Душанбе, 1965.

Балаев Л. Г. Зависимость величины просадочных деформаций лёссовых грунтов от степени их увлажнений. Науч. зап. Моск. ин-та инж. водн. хоз., т. XXIII. Москва, 1960.

Балаев Л. Г. Исследование просадок частично увлажненного лёссовидного грунта под ирригационными каналами. Инж. геол. свойства горных пород, Изд-во АН СССР, 1962.

Балашов Л. С. Роль артезианских вод в питании крупных рек на примере р Амударьи. Тр. III Всесоюзн. гидрол. съезда, т. IX. Гидрометеоиздат, 1959.

Балашов Л. С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн, Изд-во АН СССР, 1960

Балашов Л. С., Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Таджикская ССР. Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, Изд-во АН СССР, 1963.

Баратов К. Б. Санитарно-гигиеническая характеристика открытых и грунтовых вод Таджикской ССР. Всесоюз. науч.-техн. совещ. по использ. подземных вод и искусственному пополнению их запасов (тезисы докл.), изд-во «Наука», 1964.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира, изд-во «Недра», 1964.

Бедер Б. А. Воды артезианских бассейнов Средней Азии. «Узб. геол. журнал», 1959, № 5.

Бедер Б. А. Минеральные воды республик Средней Азии. Вопр. формир. и распростр. минеральных вод в СССР, Медгиз, 1960.

Бедер Б. А. Ферганский артезиаиский бассейн. «Уч. зап. САИГИМСа», вып. 10, Госгеолтехиздат, 1963.

Бедер Б. А. Артезиаиские бассейны Средней Азии. Сб. «Гидрогеол. аридных зон», изд-во «Недра», 1964.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Таджикская Мацеста (крепкие сульфидные воды Таджикистана). «Докл. АН Тадж. ССР», 1957а, № 20.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Шаамбары и Кызыл-Тумшук — новые минеральные воды Таджикистана. Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. об-ва, вып. XI, изд. АН Узб. ССР. Ташкент, 1957б.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. О йод-бромной гидрогеохимической провинции на юго-востоке Средней Азии. «Докл. АН Узб. ССР», вып. 2, 1962.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Лючоб — новые крепкие сульфидные воды в Таджикистане. Сб. «Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Таджикистана». Душанбе, 1965.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Минеральные воды Таджикистана — ценные объекты для промышленного розлива. Сб. «Подземные воды Таджикистана и вопр. мелиорации». Душанбе, 1967.

Безруков П. И. Из истории исследования ледников Средней Азии. В кн.: «Горное оледенение Узбекистана и смежных территорий». Ташкент, 1966.

Белякова Е. Е., Резников А. А., Кромаренко Л. Е. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в аридных и полуаридных областях. Госгеолтехиздат, 1962.

Бергман А. Г. Соленые озера и месторождения Средней Азии. Л., 1935.

Бергман А. Г., Дзенс-Литовский А. И. Соляные богатства Советского Таджикистана. «Природа», 1935, № 6.

Биндеман Н. М., Минкин Е. Л., Семенова С. М. Указания территориальным геологическим управлениям для выполнения работ по теме «Региональная оценка эксплуатац. ресурсов подземных вод СССР», 1962.

Богданов А. А. Тектоническая карта СССР м-ба 1 : 10 000 000. М., 1961.

Боровец С. А., Семеникин А. Д. Завал на р. Зеравшан. Саогидропроект (проспект). Ташкент, 1965.

Бочевер Ф. М. Эксплуатационные запасы. Гидрогеология СССР, т. I, изд-во «Недра», 1966.

Брагаш В. Г. Некоторые общие сведения по геологии Северного Афганистана и смежных районов Средней Азии. Сб. «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносн. Таджикистана», вып. III, изд-во «Ирфон». Душанбе, 1967.

Бугаев Б. А. Климат Средней Азии и Казахстана, Изд-во АН Узб. ССР. Ташкент, 1946.

Будзинский Ю. А. Водорастворимый комплекс пород Северного Кавказа в свете экспериментальных данных. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1967, № 4.

Быстров С. В. Просадочные лёссовидные грунты (лёссы) Вахшской долины. Тр. Ин-та почвоведения АН Тадж. ССР, т. XCXI, 1953.

Валяшко М. Г. Основные химические типы природных вод и условия их образования. «Докл. АН СССР», т. 102, 1955, № 2.

Варыгин М. А. Опыт описания Кулябского бекства. «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 52, вып. 10, 1916.

Васильчиков М. В. Некоторые вопросы миграции нефти и газа и формирование их залежей в Северном Таджикистане. Сб. «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоиосн. Таджикистана», вып. II. Душанбе, 1966.

Васильчиков М. В., Финкельштейн Ш. Д., Кондур В. П., Голлямов М. Х., Ахмедзянов Ф. У. Нефтяные и газовые месторождения Таджикистана. Сб. «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносн. Таджикистаиа», вып. II. Душанбе, 1966.

Васильчиков М. В., Финкельштейн Ш. Д., Коидур В. П. Разведочные площади Юго-Западного Таджикистана. Сб. «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносн. Таджикистана», вып. II, Душанбе, 1966.

Васильчиков М. В., Финкельштейн Ш. Д., Молчанов А. П., Кондур В. П. Перспективные структуры Юго-Западного Таджикистана, подготовленные к поисково-разведочному бурению. Сб. «Вопр. геол. строения и перспективы нефтегазоносн. Таджикистана», вып. II. Душанбе, 1966.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Изд. Геолкома, 1913.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Прибавление I. Изд. Геолкома, 1917.

Виноградов А. П. Происхождение йода (и брома) в нефтеносных водах. «Докл. АН СССР», т. I, 1934, № 4.

Виноградов А. П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. «Докл. АН СССР, нов. серия», т. XIV, 1944, № 2.

Виноградов П. Д., Зубцов Е. И., Довжиков А. Е., Огнев В. Н. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3 Госгеолтехиздат, 1958.

Виноградов П. Д. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). Тезисы докл. Душанбинской сессии II Всесоюз. тектоиич. совещ. Душанбе, 1962.

Виноградов П. Д. О некоторых формах проявления новейшей тектоники в Центральном Таджикистане. «Изв. АН Тадж. ССР, отдел. геол.-хим. и техн. наук», вып. I (10), 1963.

Гансер А. А. Геология Гималаев, изд-во «Мир», 1967.

Гвоздецкий Н. А. О распространении карстовых явлений в пустынях и горах Средней Азии. «Вопр. геогр.», сб. 40. Географгиз, 1957.

Гвоздецкий Н. А. Вопросы географического районирования карста на территории СССР. В кн. «Общие вопросы карстоведения», Изд-во АН СССР, 1962.

Гвоздецкий Н. А. Проблемы и ближайшие задачи изучения среднеазиатского карста. Тр. СамГУ, вып. 134. Самаркаид, 1963.

Гедройц К. К. Избраиные сочинения, т. II. Сельхозгиз, 1955.

Глухов И. Г. Фильтрация воды из каиалов в лёссовидных породах и просадочные явления на орошаемых участках. «Гидротехника и мелиорация», 1956, № 10.

Глухов И. Г. О взаимосвязи лёссовидных пород водного происхождения с генезисом и возрастом речных террас некоторых районов Средней Азии. Вестн. МГУ, геол.», 1958, № 2.

Голубев Г. Н. Гляциальные сели. «Вестн. МГУ», 1964, № 4.

Гордненко Л. С., Мальцев А. А. Термальные воды курорта Ходжа-Оби-Гарм. Сб. «Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Таджикистаиа». Душанбе, 1965.

Гордиенко Л. С., Мальцев А. А., Шапар А. А. Новые гидроминеральные ресурсы Центрального Таджикистана. Сб. «Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Таджикистана». Душанбе, 1965.

Готгильф А. В. Растворенные и свободиые газы Юго-Западного Таджикиской депрессии в связи с нефтегазоносностью. Сб. «Вопр. геол. и иефтегазоносн. Таджикистана», изд-во «Ирфон». Душанбе, 1965.

Готгильф А. В. Пластовые воды месторождений и разведочных площадей Гиссарской долины. Сб. «Вопр. геол. строеиия и перспективы нефтегазоносн. Таджикистана», вып. II. Душанбе, 1966а.

Готгильф А. В. Раствореиие и свободиые газы Юго-Западного Таджикистаиа. Сб. «Вопр. геол. строеиия и перспективы иефтегазоносн. Таджикистана», вып. II. Душанбе, 1966б.

Грабовская О. А. Опыт мелиоративного освоения засоленных и заболоченных земель Вахшской долииы в условиях средней отточности грунтовых вод. Тр. Ин-та почвоведения, мелиорации и ирригации АН Тадж. ССР, т. 28, вып. I, Изд-во АН Тадж. ССР, 1947.

Грабовская О. А. Процесс рассоления почв долин Южного Таджикистана при мелиорации. Тр. Ин-та почвоведения АН Тадж. ССР, т. X, Изд-во АН Тадж. ССР, 1961.

Григорьев А. А., Будыко М. И. Классификация климатов СССР. «Изв. АН СССР», 1959, № 3.

Губин И Е Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана Изд во АН СССР, 1960

Гуревич М С, Толстихин Н И Схема химической классификации подземных вод «Изв вузов геол и разведка», № 1 Изд Моск геол-развед ин та им С Орджоникидзе, 1961

Девдариани А С, Воронкевич С Д Опыт составления карты прогноза просадочности лессовых пород Яванского массива орошения (Южный Таджикистан) «Докл АН Тадж ССР», т 3, 1960, № 4

Дикенштейн Г Х Алиев И М, Арпивский Г А, Борисов А А Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии Гостоптехиздат, 1963

Долгушин Л Д, Осипова Г Н Катастрофические подвижки ледников, их геоморфологическое значение (ледник «Медвежий») В кн «Тезисы докладов III Всесоюз гляциол симпозиума», Изд во АН Киргиз ССР, 1965

Домарев С Н Гидрогеологическое районирование Вахшской долины «Изв Тадж ФАН СССР», 1943 № 2

Дьяконов Д И Геотермия нефтяной геологии Гостоптехиздат, 1958

Забиров Р Д Оледенение Памира Географгиз, 1955

Зайцев И К, Толстихин Н И Основные черты гидрогеологии СССР «Проблемы гидрогеологии» Докл к собранию междунар ассоциации гидрогеол Гос геолтехиздат, 1960

Зайцев И К, Толстихин Н И О методах составления обзорных гидрогеологических карт Мат лы по региональной и поисковой гидрогеол Отд науч техн информ ВСЕГЕИ, 1961

Зайцев И К, Толстихин Н И Основы структурно гидрогеологического районирования СССР Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 101 1963

Захаров С А Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии Тр Ин та геол т V, Изд во АН Тадж ССР, 1962

Иванов В В Углекислые термы Гарм Чашма на Памире В кн «Информационно методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей» Центр ин т курортол и физиотерапии 1961 вып 4

Иванов В В, Невраев Г А Классификация подземных минеральных вод, изд во «Недра», 1964

Иванов Н Н Зоны увлажнения земного шара «Изв АН СССР, серия геогр и геофиз», 1941 № 3

Иванов П И Элементы рудной минерализации в природных водах Памира «Вестн ЛГУ серия геол и геогр», вып 2, 1965 № 12

Иванов П И Опыт определения натурального фона при региональных гидрохимических исследованиях (на примере Таджикистана) Сб «Вопр гидрогеол и гидрохим» Изд ЛГУ, 1966

Иванов Ю Н Исследование грунтов Кайраккумского водохранилища Тр Госуд гидрол ин та, вып 98 Гидрометеоиздат, 1962

Ильин В С Карта грунтовых вод Европейской части России и ЦЧО Тр Всероссийск гидрогеол съезда, 1925

Ильин С И Минеральные источники Санг Хок Уч зап Сталинабад пед ин та т II 1941

Казимиров Д А Строение история развития и механизм формирования складок и разрывов Юго Западной Ферганы Автореф кандид дисс Изд ВНИГНИ, М, 1959

Калицкий К П Нефтяные месторождения Ферганы Изв Геолкома, т 33, 1914

Калицкий К П Нефтяное месторождение Сель Рохо (Ферганская область) Тр Геолкома нов серия вып 167, 1918

Каменский Г Н Толстихина М М, Толстихин Н И Гидрогеология СССР Госгеолтехиздат 1959

Карпова Е Д Типы металлогенических зон Тянь Шаня и Памира Сб «Закономерности размещения полезных ископаемых», т III Изд во АН СССР, 1960

Карпышев Е С Кайраккумская плотина на р Сырдарья В кн «Геология и плотины» т 5 изд во «Энергия» 1967

Карстенс Э Э Термы Таджикистана В кн «Термы и газы Тянь Шаня» СОПС АН СССР М—Л, 1938

Карта прогноза просадочности лессовых пород Таджикистана (масштаб 1 1 500 000) с пояснительной запиской (ред А А Мусаэлян и Е Н Сквалецкий) Атлас Тадж ССР Изд Главн упр геодез и картогр при СМ СССР Душанбе—Москва, 1968

Карта инженерно геологических условий Таджикистана (масштаб 1 1 500 000) с пояснительной запиской (ред А А Мусаэлян и Е Н Сквалецкий) Атлас Тадж ССР Изд Главн упр геодез и картогр при СМ СССР Душанбе—Москва, 1968

Карта инженерно геологических условий для обоснования сейсмического районирования масштаба 1 1 500 000 (ред А А Мусаэлян и Е Н Сквалецкий) Атлас Тадж ССР Изд Главн упр геодез и картогр при СМ СССР, 1968

Кац Д М Испарение грунтовых вод на орошаемых землях пустынной зоны Мат-лы Межведомств совещ по проблемам изуч испарения с поверхности суши Валдай, 1961

Кац Д М Гидрогеологическая съемка в связи с орошением земель Методическое руководство по производству гидрогеол съемки в масштабе 1 50 000 и 1 25 000 Госгеолтехиздат, 1962

Кац Д М Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование Сельхозиздат, 1964

Керзум П А Засоленные почвы Вахшскои долины и меры борьбы с ними Статья «Геоморфология Вахшскои долины» Сб Тр Тадж базы АН СССР, т XII Душанбе, 1943

Керзум П А Геологическое строение, рельеф, поверхностные и грунтовые воды Вахшской долины Сб «Почвы Вахшской долины и их мелиорация» Душанбе, 1947

Керзум П А Учет динамики засоления и заболачивания почв орошаемои территории в Таджикистане Тр Ин та почвоведения, мелиорации и ирригации АН Тадж ССР, т 78, вып 1, Изд-во АН Тадж ССР, 1957

Кирадиев Х Г Минеральные воды и здравницы Таджикистана Таджикгосиздат Душанбе, 1962

Кириллов А А Исследования уплотняемости лессовых грунтов при длительной фильтрации через них воды Сб «Инж-геол свойства горных пород и методы их изуч », Изд-во АН СССР, 1962

Кириллов А А Строительство гидротехнических сооружений ирригационного назначения на лёссовых грунтах «Изв Тимирязевскои сельскохозяйственной академии, серия гидротехники и мелиорации», 1963, № 1

Клунников С И О явлениях, связанных с вечной мерзлотой грунта на Памире Тр ТПЭ, вып 54, 1934 Мат-лы по геол и геоморфол Памира, Изд во АН СССР, 1936

Клявин Х З Прорвется ли Сарезское озеро? «Наука и жизнь» 1935 № 4

Козлов С С, Самарина В С О гидрогеологическом районировании Северного Таджикистана Вестн ЛГУ, серия геол и геогр, вып 4, 1963, № 24

Козлов С С, Козлова Э В, Мартьянова Г И О газовом составе подземных вод Северного Таджикистана Вестн ЛГУ, серия геол и геогр, вып 2 1964, № 12

Козлова Э В, Самарина В С Хлор, бром и иод в подземных водах некоторых регионов Таджикистана и Северного Прикаспия Вестн ЛГУ, серия геол и геогр, вып 3 1963 № 18

Козлова Э В О некоторых закономерностях в распределении йода и брома в пластовых водах Таджикистана Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Костенко Н П Главнеишие черты неотектоники Гиссаро Алая, Памира и Таджикской депрессии Тр МГУ к XXI геол конгрессу, 1961

Костогрыз Н Я Тектоника зоны адыров Северо Западнои Ферганы и перспективы ее нефтеносности Дисс на соиск учен степ канд геол минер наук ВНИИГНИ, М, 1964

Котенева Т В Схема рационального химического анализа глинистых пород Тр Ин та геол Арктики, т 86, 1956

Котляков В М Тайны ледников «Знание», 1965

Кочерга Ф К Селевые потоки и методы борьбы с ними (на опыте работы в Средней Азии и Казахстане) В кн «Мат лы IV Всесоюз конф по селевым потокам» Алма Ата, 1959

Кошлаков Г В, Сафьян М М, Антонов Ю И Тектоническое строение Вахшской долины в свете последних геофизических данных «Вопр геол строения и перспективы нефтегазоноси Таджикистана», вып 2 Душанбе, 1966

Крайнов С. Р, Петрова Н Г. О возможностях и условиях применения гидрохимического метода поисков в высокогорных районах (на примере Восточного Памира) Бюлл науч техн информ, № 4 (38), М, 1962а

Крайнов С Р, Петрова Н Г Микроэлементы минеральных вод Памира «Геохимия», 1962б, № 4

Крейтер А А, Лесник Ю Н О колебаниях ледников Памира Докл АН Узб ССР, 1965, № 1

Кригер Н И, Москалев Т М, Беккерман С Г Об условиях залегания и происхождения лесса Средней Азии Мат лы совещ по изуч четвертич периода, т III, 1961

Кротова В А О хлор-бромном коэффициенте подземных вод Геол сб, нов серия, № 2, вып 2 Гостоптехиздат, 1956

Крылков Ю В Инженерно геологическое значение выделения перигляциальной и лессовой формаций, изд во «Наука» 1965

Куделин Б И Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод Изд МГУ, 1960

Куделин Б И Естественные ресурсы Гидрогеология СССР, т 1, изд во «Недра», 1966

Кузнецов С И, Иванов М В, Ляликова Н Н Введение в геологическую микробиологию, Изд во АН СССР, 1962

Кухтиков М М Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь Шань) в герцинской структуре Тезисы докл Душанбинской сессии II Всесоюз тектонического совещ, Ин т геологии АН Тадж ССР Душанбе, 1962

Кухтиков М М Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь Шань) в герцинской структуре В кн «Тектоника Памира и Тянь Шаня», изд во «Наука» 1964

Кушакевич А А Сведения о Ходжентском уезде Зап Русск геогр об ва по общей геогр, т 4 1871

Ланге О К О районировании грунтовых вод Мат лы к познанию геол строения СССР, нов серия Сб «Очерки по региональной гидрогеологии СССР», вып 8/12, 1947

Ланге О К Гидрогеологическое районирование Средней Азии «Советская геология», 1948, № 34

Лапп М А, Судов Б А О возможности использования ореолов рассеяния йода для поисков глубокозалегающих рудных тел «Геохимические поиски рудных месторождений на основе высокочувствительного определения галогенов» Всесоюз науч исслед ин т методики и техники разведки, ОНТИ, Л, 1963

Лебедев А В Методы изучения баланса грунтовых вод Госгеолтехиздат, 1963

Легостаев В М Основные источники питания грунтовых вод на орошаемых землях Тр СоюзНИХИ, вып 1, Ташкент, изд во САЧУ, 1955

Липский В И Гиссарская экспедиция 1896 г Предварительный отчет Изв. Русск геогр об ва, т 33, 1897

Личков Б Л Изучение подземных вод в связи с задачами единой гидрометеорологической службы Изв Гос гидрол ин та, Л, 1931, № 34

Личков Б Л К вопросу о значении местных базисов эрозии в гидрогеологии Тр Лабор гидрогеол проблем АН СССР т III, М—Л, 1948

Лоскутов В В Геоморфология Таджикистана Сб «Новейший этап геол разв территории Таджикистана» Душанбе, 1962

Маев Н А Географический очерк Гиссарского края и Кулябского бекства Изв Русск геогр об ва, т 15 1876

Маев Н А Долины Вахша и Кафирнигана Изв Русск геогр об ва, т 17, 1881

Мартынова М А, Собакин О Н О некоторых особенностях газового состава подземных вод (на примере Юго Западного Таджикистана) «Вестн ЛГУ», 1964, № 18

Мартынова М А, Самарина В С О некоторых закономериостях поведения главных компонентов природных вод Сб «Вопр гидрогеол и гидрохим» Изд ЛГУ, 1966

Мартьянова Г И Гидрогеологическое районирование восточной части Северного Таджикистана Сб «Вопр гидрогеол и гидрохим» Изд ЛГУ, 1966

Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1 1 000 000—1 500 000 и 1 200 000—1 100 000 Госгеолтехиздат, 1960

Минкин Е Л Охраиа подземных вод Гидрогеология СССР, т I изд во «Недра» 1966

Митгарц Б Б Нефтепоисковые значения состава подземных вод по даиным исследования в Фергане изд ВСЕГЕИ, нов серия, вып 18 Госгеолтехиздат, 1956

Митгарц Б Б, Толстихин Н И Гидрогеологическое районирование Средней Азии Мат лы по региональной и поисковой гидрогеол ВСЕГЕИ, новая серия Отдел науч техн информ т 61, Л, 1961

Морозов С С Материалы по региональному грунтоведению Изд МГУ, 1964

Мусаэлян А А Лессовые грунты — основания граждаиских сооружений в г Душанбе Автореферат канд дисс Ташкент, 1963

Мусаэлян А А, Мирзобаев Х Лессовые породы Юго Западного Таджикистана В кн «Лессовые породы СССР», изд во «Наука», 1966

Нарижная В Е Геохимия природных газов Средней Азии, изд во «Недра» 1965

Николаев В А О закономерностях развития структурно фациальных зон в подвижных поясах земной коры «Советская геология», 1944, № 1

Новохатный И В, Белкин К Я Лечебные местности Таджикистана Таджикгосиздат, 1952

Осичкина Р Г, Бергман А Г. Соляные месторождения Южного Таджикистана Тр Ин та химии АН Тадж ССР, т 84, вып. 2 Душанбе, 1958

Панкратов П А Поисковые признаки и пути рационального использования подземных вод предгорных равнин Средней Азии Докл АН Тадж ССР, вып 8 Душанбе, 1953

Панкратов П А Гидрогеологические условия орошаемых массивов Таджикистана, как объектов мелиорации и использования грунтовых вод Тр Ин та геол АН Тадж ССР, т 77 вып 2 Душанбе, 1957

Панкратов П А Подземные воды орошаемых земель Таджикистана Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации», изд во «Дониш» Душанбе, 1967а

Панкратов П А Вопросы теории и расчета вертикальных и горизонтальных дрен при местном питании и расходовании грунтовых вод Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967б

Панкратов П А, Антонова Г. Д, Фоин В И, Соколовская В А Сравнительная оценка экономичности вертикального дренажа с горизонтальным и с машинным орошением Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации», изд во «Дониш» Душанбе, 1967

Панкратов П А, Мальцев А А, Цабут И И Состояние гидрогеологической изученности Таджикистана и основные задачи дальнейших исследований Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Пашкин Е М Влияние трещиноватости на устойчивость горных пород в тоннелях Нурекской ГЭС и способы повышения устойчивости Тр Гидропроект, сб 14, изд во «Энергия» М—Л, 1966.

Пашкин Е М Роль трещиноватости в формировании инженерно геологических условий строительства гидротехнических тоннелей (на примере тоннелей Нурекской ГЭС) Автореферат кандид дисс, М, 1968

Пищерова П И Результаты гидрохимических исследований, проведенных на площади западного окончания Кураминского хребта Мат-лы по гидрогеол и инж геол Автореферат докладов ВСЕГИНГЕО Отдел науч-техн информ М, 1959а

Пищерова П И Особенности миграции микроэлементов в подземных водах полиметаллических месторождений Сб «Опыт разработки гидрохим методов поисков рудных месторождений» Госгеолтехиздат, 1959б

Пищерова П И Оценка условий миграции микроэлементов при гидрохимических поисках рудных месторождений «Разведка и охрана недр», 1960, № 6

Планин Ю Г Краткая характеристика гидрогеологических условий и режима грунтовых вод левобережья Вахшской долины Сб докладов 9 ой конф ВСЕГИНГЕО, М, 1964

Планин Ю Г Результаты изучения суммарного испарения методом лизиметров на староорошаемых землях Вахшской долины Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965а

Планин Ю Г Гидродинамическая зональность и режим грунтовых вод Вахшской долины Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965б

Планин Ю Г. Баланс грунтовых вод орошаемого участка Вахшской долины Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965в

Планин Ю Г К вопросу прогноза изменения уровня грунтовых вод орошаемых массивов Вахшской долины методом корреляционных зависимостей Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967

Планин Ю Г, Лапшова Л П Альбедо хлопкового поля на примере Вахшской долины Сб «Подземные воды Таджикистана и вопр мелиорации» Душанбе, 1967

Планин Ю Г, Цабут И И К вопросу о многолетнем режиме грунтовых вод орошаемых массивов высоких террас рек Кызылсу—Яхсу «Докл АН Тадж ССР», т VIII 1965 № 1

Плотников Н И, Сыроватко М В, Щеголев Д И Подземные воды рудных месторождений Металлургиздат, 1957

Плотников Н А Оценка запасов подземных вод Госгеолтехиздат, 1959

Полетаев И К О гидрогеологических условиях и путях мелиорации орошаемой территории Вахшской долины «Уч зап Тадж гос ун та», т XII, Тр фак ест наук, вып 2 Душанбе 1956

Попов В И Полезные ископаемые Южного Таджикистана Мат лы Таджикско Памирской экспед, вып 28, 1936

Попов Е Г, Чеботарев А И Горный обвал и операция по пропуску воды в долине р Зеравшан «Метеорол гидрол», 1964, № 9

Попов И В, Танкаева Л К Исследование природы структурных связей в лессах (на примере лёссов бассейна нижнего течения р Вахш). «Вестник МГУ, геол», 1961

Послwoвский В В. Об одной катастрофе на Памире (история Сарезского озера). «Гидротехника и мелиорация», 1968, № 3.

Прокопенко Н М Термы Памира Тр Памирской экспед, 1930, вып 1, 1932а

Прокопенко Н М Газовые выделения Тянь Шаня и Памира (геохимическая характеристика) Тр Памирской экспед, 1930 г, вып 1, 1932б

Проскурко А И Некоторые вопросы геологии и геоморфологии района Усойского завала Изв отдел естеств наук АН Тадж ССР, вып 1, Душанбе 1959

Рабочев И С Элементы водного баланса орошаемых почв «Изв АН Туркм ССР» 1955, № 3

Резвой Д П О южной границе Кураминско Ферганского среднепалеозойского поднятия в Южном Тянь Шане «Докл АН СССР» т 95, 1954, № 5

Резвой Д П Тектоника восточной части Туркестано Алайской горной системы Вопр геол Южного Тянь Шаня, изд во Львов ун та Львов, 1959

Резвой Д П О тектонической природе западнон частн Памиро Гималайско Кузнецкунъского неотектонического поднятия В кн «Тектоника Памира и Тянь Шаня», изд во «Наука», 1964

Рейер Л А Головная плотина на р Вахш В кн «Геология и плотины», т 5, изд во «Энергия», 1967

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии, Изд во АН Узб ССР Ташкент, 1959

Роде А А Методы изучения водного режима Изд во АН СССР, 1960

Романовский Г Д Материалы для геологии Туркестанского края, вып I—III, СПб 1878

Самарина В С К методике составления гидрогеологической карты Тр III Всесоюз гидрол съезда, т IX Гидрометеоиздат, 1959

Самарина В С О гидрогеологическом районировании Таджикской депрессии «Вестн ЛГУ», 1961а, № 12

Самарина В С К вопросу о методике составления гидрогеологической карты подземных вод верхней гидродинамической зоны «Вестн ЛГУ», 1961б, № 6

Самарина В С Методика составления гидрогеологической карты, предлагаемая кафедрой гидрогеологии ЛГУ В кн «Практикум по общей гидрогеологии», изд во ЛГУ, 1965

Самарина В С Систематизация химических классификаций природных вод Сб «Вопр гидрогеол и гидрохим», Изд во ЛГУ, 1966

Самарина В С, Мартынова М А К обоснованию разделения природных вод по величине минерализации Сб «Вопр гидрогеол и гидрохим» изд во ЛГУ, 1966

Самарина В С, Мартьянова Г И Иванов П И О принципах гидрогеологического районирования «Вестн ЛГУ, серия геол и геогр», вып 2 1967, № 12

Сердюк Я Я Антонов Ю И Термальные воды Памира и пути их использования Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе 1965

Сердюк Я Я, Шапар А А Углекислые воды Памира Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Сердюк Я Я Типы минеральных вод Памира и их территориальное размещение Сб «Подземные воды Таджикистана и их мелиорация» Душанбе, 1967

Сидоров Л Ф Наложенне морен на Памире как свидетельство новейших поднятий «Изв Всесоюз геогр об ва», т 97, вып 1 1965

Силин Бекчурин А И Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам Тр Лабор гидрогеол проблем АН СССР т II Изд во АН СССР, М — Л, 1949

Симаков С Н, Клейнберг В Г Воробьев А А Геологическое строение и нефтеносность Ферганы Тр ВНИГРИ Гостоптехиздат, 1957

Синицын Н М Общая схема тектоники Высокой Азии «Бюлл Моск об ва испыт природы, отдел геол», т 30 (2), 1955

Синицын Н М Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпитермального оруденения Автореферат дисс Изд во ЛГУ, 1949

Синицын Н М Схема тектоники Тянь Шаня «Вестн ЛГУ», 1957 № 12

Сквалецкий Е Н Особенности состава и некоторых свойств лессовых грунтов плато Гарауты в нижнем течении р Вахш «Изв отдел геол хим и техн наук АН Тадж ССР», вып 3 (9), 1962

Сквалецкий Е Н Просадочность лессовых пород в зависимости от их геоморфологического расположения Гидротехн и мелиор, 1963, № 11

Сквалецкий Е Н Условия распространения лёссов и лессовидных пород в Дангаринской впадине и их физико механические свойства «Изв АН Тадж ССР серия естеств и техн наук», 1964, № 2

Сквалецкий Е Н Опыт инженерно геологических исследований для обоснования проекта водохранилища на просадочных грунтах Матлы Всесоюз совещ по инж геол изуч лёссовых территорий Киев, 1966

Сквалецкий Е Н К характеристике лессовых грунтов районов ирригационного строительства в Юго-Западном Таджикистане Сб «Механика грунтов», изд во «Дониш», вып 1 Душанбе, 1966

Сквалецкий Е Н Об уплотнении просадочных грунтов после замачивания в условиях Таджикистана «Основания, фундаменты и механика грунтов» 1967, № 3

Сквалецкий Е Н Уплотнение просадочных грунтов замачиванием в Таджикистане Тадж ин т научн техн информации Душанбе, 1968

Собакин О Н О газовом составе подземных вод Памира Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Соколов В А Геохимия газов земной коры и атмосферы, изд во «Недра», 1966

Соколов С Н Наружное применение минеральных вод В кн «Многотомное руководство» Основы курортологии, т II, ч 2 Медгиз, 1959

Справочник гидрогеолога Госгеолтехиздат, 1962

Степанов В М Гидрогеологическая зональность в горных районах Восточной Сибири Тр II совещ по подз водам и инж геол Вост Сибири, вып I Изд АН СССР Вост Сиб геол ин т СО, Ин т мерзлотовед и Лабор гидрогеол проблем АН СССР Иркутск 1959

Султанходжаев А Н Условия формирования напорных вод в аридной зоне Средней Азии Гидрогеол аридных зон, изд во «Недра», 1964

Султанходжаев А Н О гидродинамических условиях глубоких водоносных горизонтов Ферганского артезианского бассейна «Узб геол журнал», 1966, № 2

Суслов С П Физическая география азиатской части СССР Учпедгиз М—Л, 1947

Талипов С И Воды нефтегазовых месторождений Таджикской депрессии Изв высш учеб завед «Нефть и газ», № 11, изд Азерб ин та нефти и химии Баку, 1963

Талипов С И Гидрогеологическое изучение мезо кайнозойских отложений Южно Таджикской впадины в связи с их нефтегазоносностью Автореферат канд дисс Моск ин т нефтехим и газов пром им И М Губкина, 1965

Талипов С И Гидродинамика мезозойско палеогеновых отложений Южно Таджикской впадины в связи с ее нефтегазоносностью Сб «Вопр геол и нефтегазоносн Узбекистана», вып I, изд во ФАН Узб ССР Ташкент, 1966а

Талипов С И К гидрохимической характеристике вод месторождений нефти и газа Таджикской депрессии Сб «Вопр геол и нефтегазоносн Узбекистана», вып I, изд во ФАН Узб ССР Ташкент, 1966б

Тань Вирский Б Б Закономерности тектонического развития эпипалеозойской платформы и молодой подвижной области Западного Тянь Шаня Тезисы докл Душанбинской сессии II Всесоюз тектонич совещ Душанбе, 1962

Танкаева Л К Природа структурных связей и просадочность лессов бассейна нижнего течения р Вахш (Автореферат кандид дисс), 1964

Толстихин Н И Гидрохимические пояса и зоны артезианских бассейнов «Гидрохим материалы» Гидрохим ин та АН СССР, т 24, 1955

Толстихин Н И Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран Тр II совещ по подземным водам и инж геол Вост Сибири вып I Изд АН СССР, Вост Сиб геол ин т СО, Ин т мерзлотовед и Лабор гидрогеол проблем АН СССР Иркутск, 1959

Трестман А Г, Гордон С М Выдающиеся паводки 1962 г на реках южного склона Гиссарского хребта и причины, вызвавшие их «Изв отдел естеств наук АН Тадж ССР», т 16, 1956

Троицкая Н П, Койфман З Ф, Иоффе З А Минерально сырьевая база местных строительных материалов Таджикской ССР Госгеолтехиздат, 1957

Трофимов И И Группа лессовых пород Таджикистана Тр Всесоюз совещ по итогам изуч четверт периода, 1953

Туаев Н А Верхне Аму Дарьинская впадина как пример активизированной платформы и проблемы ее нефтеносности Тезисы докл Душанбинск сессии II Всесоюз тектонич совещ Ин т геол АН Тадж ССР Душанбе, 1962

Тушинский Г К Ледники, снежники, лавины Советского Союза Географгиз, 1963

Уклонский А С Предварительные данные о горячих источниках Ходжа Обигарм «Освед бюлл Среднеазиатск район геол разв упр» 1930, № 1

Усков Ю С Карта селеопасности Таджикистана (масштаб 1 3 000 000) и пояснительная записка к ней (ред П А Смотров) Атлас Тадж ССР, изд Главн упр геодез и картогр при СМ СССР, 1968

Файбушевич В М Минеральные воды и их лечебное применение Госиздат Узб ССР, 1959.

Филиппович Л С О параллельном эрозионном расчленении некоторых предгорных равнин Средней Азии «Изв АН СССР, серия геогр», 1965, № 6

Финкельштейн Ш Д, Пашковский В Н Схема гидрогеологического районирования Юго-Западного Таджикистана «Нефтегазоносн, геол. и геофизика», 1962, № 12

Финкельштейн Ш Д, Васильчиков М В, Быков Б Е Краткая характеристика продуктивных горизонтов месторождении Таджикистана В сб «Вопр геол строения и перспективы иефтегазоносн Таджикистана», вып II, Душанбе, 1966

Фомин В М, Панкратов П А Экономическая эффективность вертикальиого дренажа «Разведка и охрана недр», 1967, № 5

Фролов Н Н Исследования уплотняемости лёссового основания под гидросооружениями Науч зап Моск. ин-та инж водн. хоз, т XXIII, М, 1960

Фролов Н Н Натурная проверка методики расчета деформации лёссовых грунтов Сб «Инж-геол свойства горных пород и методы их изуч», Изд-во АН СССР, 1962

Хеладзе И Е Применение принципа вертикальной зональности при гидрогеологическом районировании горной страны. Тр Лабор. гидрогеол проблем, т XVI, Изд-во АН СССР, 1958

Хрисанфов Н Е, Жуков Г. И Лечебные местности Таджикистана «Стандартизация и рационализация», М — Л, 1933.

Цабут И И Гидрохимическая характеристика поверхностных и грунтовых вод староорошаемых массивов Юго-Западного Таджикистана Сб «Вопр гидрогеол и инж геол Таджикистана» Душанбе, 1965

Чаповская Е В Лизиметрическое изучение элементов водного баланса хлопкового поля в Гиссарской долине. «Докл АН Тадж ССР», т IV, 1961, № 5

Часовникова Е В К вопросу о поровых водах горных пород «Вестн ЛГУ», 1968а, № 6

Часовникова Е В О водорастворимых солях в ионно солевом комплексе горных пород Восточного Памира «Вестн ЛГУ», 1968б, № 12

Чедия О К. Современное и древнее оледенение Северного Дарваза и южного склона хребта Петра I «Уч зап Тадж ин-та», т XI, вып. I, 1955

Чедия О К История геологического развития Таджикистана в кайнозое Сб «Новейший этап геол развития территории Таджикистана» Душанбе, 1962

Чечот В З, Зегельман Б Л Карбонатный карст и особенности его развития в речных долинах Тр Гидропроекта, сб 9, изд-во «Энергия» М—Л, 1963

Чуршина Н М О гидрогеологических условиях Гиссарскои долины (к обоснованию Душанбинского артезианского бассейна) «Изв АН Тадж ССР, отд. геол, хим и техн наук», вып 3 (9) Душанбе, 1962

Чуршина Н М Напорные воды Душанбинского артезианского бассейна «Изв АН Тадж ССР, отд геол, хим и техн наук», вып 3 (12) Душанбе, 1963

Чуршина Н М, Бедер Б А. Субтермальный источник Гульбиста (к вопросу о Сталинабадском артезианском бассейне) «Изв АН Тадж ССР, отд естеств наук», вып 2 (26) Душанбе, 1958

Чучкалов Б С О причинах движения ледника Медвежьего (Южный Памир) «Метеорология и гидрология», 1963, № 9

Широков В Л Основные черты истории геологического развития Таджикской депрессии и прилегающих районов Туранской плиты Тр. ВНИГРИ, вып 42, изд во «Недра», 1964

Щеголев Д И, Толстихин Н И Подземные воды в трещиноватых породах Гостоптехиздат, 1939

Щербаков Л В Гидрохимические карты Принципы и методы их составления Тр Лабор гидрогеол проблем, т XLV, Изд во АН СССР, 1962.

Юлдашев А Лизиметрическая установка для изучения водно солевого режима почво грунтов «Сельское хозяйство Таджикистана», 1961, № 9

Юсупова С М Минералогические особенности лессов Вахшской долины Изд Тадж гос ун та Душанбе, 1958

Юсупова С М К минералогической характеристике лёссов Яванской долины В кн «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана» Изд Тадж ун та Душанбе 1962

Ягодин В В К методике определения приведенного давления пластовой воды в скважинах «Вопр геол нефтяных и газовых месторождений» Тр ВНИИ, вып XI Госгеолтехиздат, 1957

Якутилов М Р Распространение эрозии почв в Таджикистане и основные направления противоэрозионных мероприятий Автореферат кандид дисс Душанбе, 1961

Якутилов М Р Сели и борьба с ними в Таджикистане, изд-во «Ирфон» Душанбе, 1966.

Якутилов М Р, Бурыкин А М, Садриддинов А А, Лукин В Н Почвы Таджикистана Эрозия почв и борьба с ней Таджикгосиздат, Душанбе, 1963

ПРИЛОЖЕНИЕ

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ

(к гидрогеологической карте Таджикской ССР и схематической

КАТАЛОГ

Родники, отмеченные звездочкой, имеются на гидрогеологической карте Таджикской ССР

I	II	I	II
112—	1	129а—	21
113—	4	130 —	51
116—	10	132 —	53
118—	22	134 —	54
120—	16	135 —	57
121—	25	136 —	63
122—	23	138 —	60
124—	36	139 —	39
125—	33	140 —	70
126—	43	141 —	41
128—	50	142 —	67
129—	19	143 —	69

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пор.	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче	
							Na + K	
1	Аштский район, в 27 км С пос. Ашт, южный склон Кураминского хребта	22/VIII 1960 г.	2000	$\frac{Q}{Pz_3}$	0,1	10,5	2,3	0,1
2	Аштский район, в 20 км СВ пос. Ашт, южный склон Кураминского хребта	16 VIII 1960 г.	2360	$\frac{Q}{Pz_3}$	3	3	2,3	0,1
3	Аштский район, в 8 км СВ пос. Ашт, южный склон Кураминского хребта	26/VIII 1960 г.	920	Q_{II}	0,02—0,03	19	77,0	3,47
4	Аштский район, в 25 км СЗ к-х. Шайдан, южный склон Кураминского хребта	20/VII 1960 г.	2140	$\frac{Q}{Pz_3}$	6	12	7,6	0,4
5	Аштский район, в 6 км СВ к. Шайдан, южный склон Кураминского хребта	29/VIII 1960 г.	1100	$\frac{Q}{Pz_3}$	0,2	15	142,8	6,23
6	Матчинский район, в 10 км СВ к. Янтак, северо-западный склон Кураминского хребта	9/X 1958 г.	860	$\frac{Q}{Pz_3}$	<0,01	13	34,5	1,5

ВОДОПУНКТОВ

гидрогеологической карте юго-западной части Таджикской ССР)

РОДНИКОВ

и на схематической гидрогеологической карте юго-западной части Таджикской ССР (II)

I	II	I	II
144—	74	160—	107
145—	75	161—	108
146—	76	162—	101
147—	79	163—	111
148—	80	164—	112
149—	81	165—	110
150—	82	174—	135
151—	85	176—	138
152—	86	177—	139
155—	93	178—	142
156—	96	183—	146
158—	103		

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
4,9 / 0,4	28,1 / 1,4	7,2 / 0,2	4,8 / 0,1	27,6 / 1,6	$M_{0,098}$ $\frac{HCO_3\ 84\ Cl\ 10}{Ca\ 74\ Mg\ 20}$	Не каптирован; используется для питья
1,2 / 0,1	12,0 / 0,6	3,6 / 0,1	Следы	42,7 / 0,7	$M_{0,042}$ $\frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Ca\ 78\ Mg\ 12\ Na\ 13}$	Не каптирован; используется для водопоя скота
27,6 / 2,27	91,0 / 4,54	41,2 / 1,16	226,6 / 4,73	262,5 / 4,32	$M_{0,6}$ $\frac{SO_4\ 46\ HCO_3\ 42\ Cl\ 12}{Ca\ 44\ Na\ 34\ Mg\ 22}$	То же
2,9 / 0,2	22,6 / 1,1	1,4 / 0,04	11,5 / 0,24	86,6 / 1,42	$M_{0,08}$ $\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 14}{Ca\ 66\ Na\ 18\ Mg\ 14}$	Не каптирован; использовался для водопоя скота
42,9 / 3,53	111,0 / 5,64	50,4 / 1,4	387,8 / 8,1	334,6 / 5,8	$M_{0,9}$ $\frac{SO_4\ 52\ HCO_3\ 34\ Cl\ 10}{Na\ 40\ Ca\ 36\ Mg\ 24}$	Не каптирован; использовался для орошения
20,7 / 1,7	166,3 / 8,3	27,5 / 0,8	372,1 / 7,7	183,0 / 3,0	$M_{0,436}$ $\frac{SO_4\ 66\ HCO_3\ 26\ Cl\ 8}{Ca\ 72\ Mg\ 14\ Na\ 12}$	Не каптирован; не используется

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит *л с*	Температура, °С	Химиче
							Na + K
7	Матчинский район, в 1 *км* ЮВ высоты 1978,1 *м*, южный склон Кураминского хребта	19/VIII 1958 г	1820	$\frac{Q}{Pz_3}$	0,01	14,5	$\frac{23,0}{1,0}$
8	Аштский район, в 15 *км* к СЗ от к Шайдан, южный склон Кураминского хребта	27/VII 1960 г	1500	$\frac{Q}{Pz_3}$	0,3	8,5	$\frac{6,9}{0,3}$
12	Матчинский район, 8 *км* к В от к Янтак, южный склон Кураминского хребта	1/IX 1958 г	510	$\frac{D_2—C_1}{}$	2	18	$\frac{29,9}{1,3}$
13	Матчинский район, в 17 *км* СВ к Янтак, южный склон Алтын Топканского хребта	11/VIII 1958 г	1020	$\frac{Q}{Pz_3}$	60	15	$\frac{34,5}{1,5}$
14	Матчинскии район, в 10 *км* ЮВ к Табошар, бассейн р Уткемсу	VIII 1958 г.	1728	$\frac{Q}{Pz_3}$	<0,01	—	$\frac{28\,9}{1,3}$
15	Аштский район в 25 *км* З к Шайдан, южный склон Кураминского хребта	21/VII 1960 г	1180	$\frac{Q}{Pz_3}$	<0,01	—	$\frac{160,9}{7,0}$
18	Матчинский район, в 10 *км* Ю к Табошар, северо восточный борг Мирзараватской котловины	16/VIII 1958 г	980	$\frac{Cr_2—Pg}{}$	1	18	$\frac{42\,1}{1,83}$
19	Ходжентский район, в 35 *км* СВ г Ленинабада, южный склон Кураминского хребта	21/VIII 1958 г	1360	$\frac{Q}{Pz_3}$	0,02	18	$\frac{96,6}{4,2}$
22	Аштский район, в 22 *км* В к Самгар, Дигмай Супетауская гряда	IX 1960 г	600	$\frac{Pg_3—N_1}{}$	0,03	—	$\frac{125\,069,4}{5439,8}$
23	Матчинский район, в 12 *км* СЗ г Ленинабада, северо западный склон гор Моголтау	29/IX 1958 г	1120	$\frac{Q}{Pz_3}$	3	14	$\frac{6,9}{0,3}$
24	Матчинский район, в 5 *км* С г Ленинабада, северо восточный склон гор Моголтау	22/IX 1959 г.	1000	$\frac{Pz_3}{}$	0,2	14,5	$\frac{32,2}{1,4}$
28	Ходжентский район, в 12 *км* В г Ленинабада, долина р Сырдарьи	29/VIII 1959 г	320	$\frac{N_2—Q_I}{}$	3	18	$\frac{25,3}{1,1}$

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
12,2 / 1,0	44,1 / 2,2	12,0 / 0,3	33,8 / 0,7	195,2 / 3,2	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\,78\ SO_4\,16\ Cl\,8}{Ca\,52\ Na\,24\ Mg\,24}$	Не каптирован; используется для водопоя скота
2,1 / 0,75	48,7 / 2,43	9,2 / 0,26	22,2 / 0,46	168,4 / 2,76	$M_{0,186}$ $\frac{HCO_3\,80\ SO_4\,14}{Ca\,70\ Mg\,22}$	То же
28,0 / 2,2	74,2 / 3,7	13,8 / 0,4	134,2 / 2,8	250,1 / 4,1	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3\,56\ SO_4\,38\ Cl\,6}{Ca\,50\ Mg\,32\ Na\,18}$	Каптирован штольней; используется для водоснабжения поселка
2,4 / 0,2	54,1 / 2,7	5,2 / 0,2	23,9 / 0,5	216,6 / 3,6	$M_{0,234}$ $\frac{HCO_3\,82\ SO_4\,12}{Ca\,62\ Na\,34}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
—	72,3 / 3,6	6,8 / 0,2	32,9 / 0,7	244,0 / 4,0	$M_{0,268}$ $\frac{HCO_3\,82\ SO_4\,12}{Ca\,74\ Na\,26}$	То же
8,5 / 0,7	54,1 / 2,7	35,5 / 1,0	148,2 / 3,1	37,9 / 3,9	$M_{0,512}$ $\frac{HCO_3\,48\ SO_4\,38\ Cl\,12}{Na\,68\ Ca\,26\ Mg\,6}$	Не каптирован, не используется
35,4 / 2,9	109,4 / 5,5	18,9 / 0,53	301,3 / 6,27	207,0 / 3,4	$M_{0,628}$ $\frac{SO_4\,62\ HCO_3\,34}{Ca\,54\ Mg\,28\ Na\,18}$	Не каптирован; используется для водопоя скота
16,17 / 1,33	49,49 / 2,47	36,1 / 1,02	158,0 / 3,29	224,7 / 3,69	$M_{0,476}$ $\frac{HCO_3\,42\ SO_4\,42\ Cl\,12}{Na\,52\ Ca\,30\ Mg\,16}$	Собирается в железную трубу и используется для водопоя скота
431,7 / 35,5	392,8 / 19,6	170 800,0 / 5064,8	20 580,0 / 428,1	122,8 / 2,0	$M_{324,6}$ $\frac{Cl\,98\ SO_4\,8}{Na\,98}$	Не каптирован, используется для получения соли
10,3 / 0,9	60,1 / 3,0	10,6 / 0,3	14,4 / 0,3	210,5 / 3,6	$M_{0,213}$ $\frac{HCO_3\,86}{Ca\,72\ Mg\,22}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
12,2 / 1,0	36,1 / 1,8	10,6 / 0,3	74,9 / 1,6	140,3 / 2,3	$M_{0,236}$ $\frac{HCO_3\,54\ SO_4\,38}{Ca\,42\ Na\,34\ Mg\,24}$	То же
25,5 / 3,1	34,1 / 1,7	32,0 / 0,9	91,2 / 1,9	128,1 / 2,1	$M_{0,272}$ $\frac{HCO_3\,42\ SO_4\,38\ Cl\,8}{Mg\,42\ Ca\,34\ Na\,22}$	Не каптирован, используется для питья

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
29	Науский район, в 7,5 *км* СВ пос. Нау, юго-западная оконечность гор Моголтау	12/VIII 1960 г.	360	Q / Pz_1	0,01	19,5	271,3 / 11,7
30	Пролетарский район, в 11 *км* ЮЗ г. Ленинабада, долина р. Сырдарьи	3/VIII 1959 г.	370	Q_{II-III}	1000	16	110,4 / 4,8
35	Ура-Тюбинский район, в 20 *км* ЮЗ пос. Нау, Уяз-Лякатская впадина	21/VII 1959 г.	750	Q_{II-III}	2	17	18,4 / 0,8
37	Канибадамский район, в 27,5 *км* З г. Исфара, северное предгорье Туркестанского хребта	7/VII 1961 г.	1880	C	0,36	10	8,5 / 0,4
38	Пенджикеитский район, в 11 *км* ЮЗ к. Янгикурган, Шахристанская котловина	Лето 1957 г.		S	7,5		—
38а	Пенджикентский район, в 5,5 *км* ЮЗ г. Ура-Тюбе, Шахристанская котловина	1956 г.	920	Q_{IV}	1,3	12	559 / 2,6
40	Пенджикентский район, южная окраина г. Пеиджикеит, долина р. Зеравшан	16/X 1962 г.	1016	N	60	14	51,38 / 2,15
41	Пенджикентский район, в 15,7 *км* ЮВ к. Чорбок, долина р. Магиандарьи	19/X 1962 г.	1310	N	0,2	12	406,64 / 17,67
42	Пенджикеитский район, в 18,5 *км* ЮВ г. Пенджикент, долиина р. Магиандарьи	19/X 1962 г.	1370	Q / $D_2—C_1$	0,3	12	14,8 / 0,64
43	Пенджикентский район, в 22 *км* ЮВ г. Пенджикент, долина р. Магиандарьи	19/X 1962 г.	1420	Q / $D_2—C_1$	1,8	15	12,8 / 0,56
44	Пенджикентский район, в 40 *км* ЮВ г. Пенджикент, северный склон Гиссарского хребта	19/X 1962 г.	2420	Q / $D_2—C_1$	35	6	12,52 / 0,544
45	Пенджикентский район, в 37,5 *км* ВЮВ г. Пенджикент, долиина р. Зеравшаи	18/X 1962 г.	1410	S	40	8	20,27 / 0,881

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
90,0 / 7,4	242,5 / 12,1	248,5 / 7,0	1046,4 / 21,8	146,4 / 2,4	$M_{1,97}\frac{SO_4\,70\ Cl\,22}{Ca\,38\ Na\,38\ Mg\,24}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
54,7 / 4,5	90,2 / 4,5	81,6 / 2,3	413,7 / 8,6	176,9 / 2,9	$M_{0,839}\frac{SO_4\,62\ HCO_3\,22\ Cl\,16}{Na\,34\ Ca\,32\ Mg\,32}$	—
36,5 / 3,0	52,1 / 2,6	10,6 / 0,3	100,3 / 2,1	244,0 / 4,0	$M_{0,340}\frac{HCO_3\,62\ SO_4\,32}{Mg\,46\ Ca\,40\ Na\,12}$	Не каптирован, используется для питья
42,8 / 3,5	58,12 / 2,9	7,8 / 0,3	40,3 / 0,8	349,5 / 5,7	$M_{0,32}\frac{HCO_3\,82\ SO_4\,12}{Mg\,50\ Ca\,42}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
—	—	—	—	—	$M_{0,3}$	—
68 / 5,6	89 / 4,4	22 / 0,6	272 / 5,7	384 / 6,3	$M_{0,76}\frac{HCO_3\,50\ SO_4\,45}{Mg\,44\ Ca\,35\ Na\,21}$	—
1,82 / 0,15	121,24 / 6,05	2,56 / 0,07	158,02 / 3,29	267,8 / 5,0	$M_{0,6}\frac{HCO_3\,46\ SO_4\,40\ CO_3\,14}{Ca\,72\ Na\,24}$	Каптирован, используется для водопоя скота
84,2 / 6,92	99,8 / 4,98	276 / 7,78	897 / 18,67	281,6 / 9,16	$M_{2,1}\frac{SO_4\,56\ HCO_3\,24\ Cl\,20}{Na\,60\ Mg\,26\ Ca\,14}$	—
28,1 / 2,34	28,4 / 1,42	5,7 / 0,16	28,3 / 0,99	195,6 / 3,2	$M_{0,31}\frac{HCO_3\,76\ SO_4\,22}{Mg\,56\ Ca\,34\ Na\,10}$	Не каптирован, не используется
12,8 / 11,05	34,7 / 1,73	6,9 / 0,19	43,6 / 0,91	134,2 / 2,2	$M_{0,25}\frac{HCO_3\,66\ SO_4\,28}{Ca\,52\ Mg\,32\ Na\,16}$	Не используется
18,89 / 1,553	35,99 / 1,796	5,67 / 0,159	33,74 / 0,703	176,8 / 23	$M_{0,29}\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,18}{Ca\,46\ Mg\,40\ Na\,14}$	Не каптирован; используется для питья
54,72 / 4,5	36,07 / 1,8	5,54 / 0,156	72,42 / 1,508	335,4 / 5,6	$M_{0,54}\frac{HCO_3\,74\ SO_4\,20}{Mg\,62\ Ca\,26\ Na\,12}$	То же

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химнче	
							Na+K	
46	Пенджикентский район, в 23 км СЗ к. Айни, долина р. Зеравшан	18/X 1962 г	1350	Q/S	0,5	14	56,68	2,38
47	Пенджикентский район, в 20 км С к. Айни, северный склон Туркестанского хребта	16/X 1962 г.	2960	Q/S	6,5	8	11,1	0,46
47а	Пенджикентский район, в 25,5 км ЮЗ г. Ура-Тюбе, правый склон Уваксая	1956 г.	1080	Q	1,4	11	5,9	2,6
48	Пенджикентский район, в 17,5 км СВ к. Айни, северный склон Туркестанского хребта	17/X 1962 г.	2790	S	5,5	14	10,3	0,40
48а	Пенджикентский район, в 40,8 км СВ к. Айни, долина р. Арглы	1956 г.	2580	S	0,2	7	14	0,6
49	Пенджикентский район, в 7,5 км С. к. Путхин, северный склон Туркестанского хребта	17/X 1962 г.	2830	S	12.5	6	17,2	0,73
50	Пенджикентский район, в 10 км СЗ к. Айни, правый борт сая Искандер	17/X 1962 г.	2040	Q/S	12	4,5	11,27	0,49
51	Пенджикентский район, в 15 км С к. Айни, южный склон Туркестанского хребта	16/X 1962 г.	2215	S	0,15	12	16,6	0,71
52	Матчинский район, в 10,5 км ЮВ к. Айни, северный склон Зеравшанского хребта	22/X 1962 г.	2430	Q/S	15	7	11,22	0.47
53	Пенджикентский район, в 18,5 км Ю к. Айни, долина р. Фандарьи	20/X 1962 г.	1870	J	5,5	8	16,1	0,70
54	Пенджикентский район, в 36,5 км ЮЗ к. Айни, в 2,5 км южнее оз. Искандеркуль	22/X 1962 г.	2010	Q/D_2—C_1	1	8	17,2	0,73
55	Пенджикентский район, в 25 км ЮВ к. Айни, долина р. Ягноб	23/X 1962 г.	2850	S	2,5	8	12,5	0,54
56	Пенджикентский район, в 3 км Ю к. Анзоб, северный склон Гиссарского хребта	23/X 1972 г.	2800	Q/S	0,3	6	54,1	2,35

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
119,17 / 9,8	35,07 / 1,175	24,22 / 0,683	300,39 / 6,254	389,8 / 7,0	$M_{0,94}$ $\frac{SO_4\,44\ HCO_3\,42}{Mg\,70\ Na\,18}$	Не каптирован, не используется
37,09 / 3,05	35,07 / 1,75	4,2 / 0,12	21,4 / 0,45	286,7 / 4,7	$M_{0,40}$ $\frac{HCO_3\,90}{Mg\,58\ Ca\,34}$	То же
68 / 5,6	84 / 4,2	22 / 0,6	272 / 5,7	384 / 6,3	$M_{0,35}$ $\frac{HCO_3\,50\ SO_4\,45}{Mg\,44\ Ca\,34\ Na\,22}$	Каптирован бассейном, используется для питья
12,52 / 1,03	30,5 / 1,52	Следы	52,9 / 1,08	109,8 / 1,8	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\,62\ SO_4\,38}{Ca\,52\ Mg\,36\ Na\,12}$	Не каптирован, не используется
7 / 0,6	22 / 1,1	4 / 0,1	24 / 0,5	97 / 1,6	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,23}{Ca\,48\ Mg\,26\ Na\,26}$	То же
18,2 / 1,5	54,1 / 2,7	6,9 / 0,2	135,8 / 2,83	115,9 / 1,9	$M_{0,36}$ $\frac{SO_4\,57\ HCO_3\,39}{Ca\,55\ Mg\,30\ Na\,14}$	» »
9,78 / 0,8	23,05 / 1,15	Нет	43,62 / 0,908	91,5 / 1,499	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\,62\ SO_4\,18}{Ca\,48\ Mg\,32\ Na\,20}$	» »
18,9 / 1,55	70,1 / 3,5	55,4 / 1,56	80,5 / 1,68	134,2 / 2,2	$M_{0,41}$ $\frac{HCO_3\,38\ SO_4\,30\ Cl\,28}{Ca\,60\ Mg\,28\ Na\,12}$	» »
49,3 / 4,05	56,1 / 2,8	4,2 / 0,12	139,1 / 2,9	249,9 / 4,3	$M_{0,52}$ $\frac{HCO_3\,54\ SO_4\,40}{Mg\,56\ Ca\,18}$	» »
18,9 / 1,55	37,1 / 1,85	5,5 / 0,16	45,3 / 0,94	183 / 3	$M_{0,32}$ $\frac{HCO_3\,74\ SO_4\,22}{Ca\,46\ Mg\,38\ Na\,16}$	» »
18,2 / 1,5	54,1 / 2,7	—	135,8 / 2,83	122,8 / 2,1	$M_{0,36}$ $\frac{SO_4\,58\ HCO_3\,38}{Ca\,56\ Mg\,30\ Na\,14}$	» »
18,9 / 1,55	36 / 1,8	5,7 / 0,16	33,7 / 0,7	177,4 / 3,0	$M_{0,29}$ $\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,18}{Ca\,46\ Mg\,40\ Na\,14}$	» »
57,4 / 4,72	117,2 / 5,85	6,7 / 0,19	25,55 / 0,53	744,2 / 12,2	$M_{1,02}$ $\frac{HCO_3\,94}{Ca\,46\ Mg\,36\ Na\,18}$	» »

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
57	Пенджикентский район, в 36,5 *км* ВСВ к. Айни, южный склон Туркестанского хребта	18/X 1962 г.	2720	S	2	7	19,8 / 0,86
58	Матчинский район, в 52,5 *км* ЮЗ к. Матча, северный склон Зеравшанского хребта	20/X 1962 г.	1940	S	0,6	6	—
59	Пенджикентский район, в 57 *км* ЮВ к. Айни, южный склон Зеравшанского хребта	20/X 1962 г.	3000	Q / D_2—C_1	3	4	12,6 / 0,54
60	Ленинский район, в 47,5 *км* ЮВ к. Айни, южный склон Гиссарского хребта	25/X 1962 г.	2240	Q / S	2	8	14,5 / 0,58
61	Пенджикентский район, в 60 *км* от г. Орджоникидзеабада, северный склон Гиссарского хребта	19/X 1962 г.	2965	S	3,5	5	27,6 / 1,2
62	Пенджикентский район, в 3 *км* ЮВ к. Айни, северный склон Гиссарского хребта	20/X 1962 г.	3000	S	3,5	8	38,9 / 1,692
63	Матчинский район, в 30 *км* З к. Матча, долина р. Зеравшан	20/X 1962 г.	2540	Q / S	18	8	11,5 / 0,45
64	Матчинский район, в 15 *км* СЗ к. Матча, южный склон Туркестанского хребта	20/X 1962 г.	2950	S	3,5	7	9,9 / 0,431
65	Матчинский район, в 12,5 *км* З к. Матча, долина р. Зеравшан	20/X 1962 г.	2340	Q / S	2,5	9	17,1 / 0,667
66	Матчинский район, в 20 *км* ЮЗ к. Матча, северный склон Зеравшанского хребта	21/X 1962 г.	2800	S	4	7,5	7,6 / 0,331
67	Орджоникидзеабадский район, в 56 *км* СВ к. Комсомолабад, южный склон Гиссарского хребта	20/X 1962 г.	2500	Q / S	0,3	12	9,9 / 0,43
68	Матчинский район, в 20 *км* СВ к. Матча, долина р. Зеравшан	22/X 1962 г.	2340	Q / S	3,5	8	19,5 / 0,77

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
37,1 / 3,05	101,2 / 5,05	6,9 / 0,2	236,2 / 4,92	231,8 / 3,8	$M_{0,64}$ $\frac{SO_4\ 56\ HCO_3\ 42}{Ca\ 56\ Mg\ 34\ Na\ 10}$	Не каптирован, не используется
—	—	—	—	—	—	То же
2,4 / 0,19	33,1 / 1,65	2,6 / 0,07	15,6 / 0,33	115,8 / 2,0	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 76\ SO_4\ 14}{Ca\ 68\ Na\ 22}$	» »
30,4 / 2,5	52,1 / 2,6	5,5 / 0,16	97,1 / 2,02	213,5 / 3,5	$M_{0,42}$ $\frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 36}{Ca\ 46\ Mg\ 44}$	» »
23,6 / 1,94	28,9 / 1,44	40,8 / 1,15	8,2 / 1,7	158,6 / 3,29	$M_{0,25}$ $\frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 28\ Cl\ 18}{Mg\ 42\ Ca\ 32\ Na\ 26}$	» »
25,2 / 2,072	34,1 / 1,702	40,8 / 1,151	24,7 / 0,514	176,9 / 2,9	$M_{0,30}$ $\frac{HCO_3\ 62\ Cl\ 26}{Mg\ 38\ Ca\ 32\ Na\ 30}$	» »
21,5 / 1,769	52,4 / 2,615	5,4 / 0,152	82,3 / 1,713	104,2 / 1,71	$M_{0,28}$ $\frac{HCO_3\ 48\ SO_4\ 48}{Ca\ 54\ Mg\ 38}$	» »
23,7 / 1,941	51,8 / 2,585	4,8 / 0,135	78,9 / 1,643	131,5 / 2,156	$M_{0,31}$ $\frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 42}{Ca\ 52\ Mg\ 38}$	» »
31,7 / 2,607	62,4 / 3,114	5,8 / 0,164	91,4 / 1,903	156,7 / 2,569	$M_{0,39}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 40}{Ca\ 48\ Mg\ 42}$	» »
12,4 / 1,02	51,5 / 2,57	3,8 / 0,107	38,9 / 0,81	87,9 / 1,441	$M_{0,21}$ $\frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 34}{Ca\ 66\ Mg\ 22\ Na\ 12}$	» »
5,9 / 0,48	21,7 / 1,08	1,7 / 0,05	41,9 / 0,87	66,0 / 1,08	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 44}{Ca\ 50\ Na\ 26\ Mg\ 24}$	» »
32,4 / 2,665	37,8 / 1,886	7,2 / 0,203	62,4 / 1,299	68,9 / 1,129	$M_{0,23}$ $\frac{SO_4\ 50\ HCO_3\ 42}{Mg\ 50\ Ca\ 36\ Na\ 14}$	» »

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче
							Na+K
69	Матчинский район, в 22 км ЮВ к. Матча, северный склон Зеравшанского хребта	22/X 1962 г.	2850	S	—	—	2,9 / 0,43
70	Гармский район, в 37,5 км СЗ пос. Новабад, северный склон гор Кугибодравак	27/VI 1962 г.	3100	S	6,5	7	—
71	Гармский район, в 28 км ССЗ пос. Новабад, южный склон Зеравшанского хребта	26/VI 1962 г.	3600	Q / S	0,1	3	7,6 / 0,32
72	Гармский район, в 43 км СВ пос. Новабад, южный склон Зеравшанского хребта	27/VI 1962 г.	3200	S	2,5	8	—
73	Гармский район, в 18 км СВ пос. Новабад, южный склон Каратегинского хребта	26/VI 1962 г.	1520	S	1,2	8	10,8 / 0,47
74	Гармский район, в 6 км СВ пос. Новабад, долина р. Сорбог	24/VI 1962 г.	1360	Q / aCm	2	12	12,3 / 0,53
75	Гармский район, в 4 км СЗ пос. Гарм, южный склон хребта Кабуд-Крым	21/VI 1962 г.	2000	Q	20	4	4,5 / 0,19
76	Гармский район, в 24 км СВ пос. Гарм, южный склон Каратегинского хребта	1/VI 1962 г.	2600	γ	15	10	13,0 / 0,56
77	Гармский район, в 6,6 км СВ пос. Гарм, долина р. Сурхоб	22/VI 1962 г.	1360	Q	0,3	5	26,4 / 1,14
78	Гармский район, в 22 км ЮЗ к. Таджикабад, северный склон хребта Петра Первого	28/VI 1962 г.	2300	Cr_1	1,5	8	2882,3 / 125,3
79	Джиргатальский район, в 9 км ЮЗ к. Таджикабад, северный склон хребта Петра Первого	28/VI 1962 г.	1900	Cr_1	6	7	9,4 / 0,4
80	Джиргатальский район, в 10,6 км СВ к. Таджикабад, южный склон Каратегинского хребта	28/VI 1962 г.	2080	Q	55	4	14,5 / 0,62

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
14,0 / 1,15	28,1 / 1,4	Следы	35,4 / 0,74	134,2 / 2,2	$M_{0,24}$ $\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 26}{Ca\ 48\ Mg\ 38\ Na\ 14}$	—
—	—	—	—	—	—	Не каптирован, не используется
3,0 / 0,24	37,9 / 1,89	2,6 / 0,07	9,1 / 0,19	121,8 / 1,4	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 16}{Ca\ 76\ Na\ 14\ Mg\ 10}$	То же
—	—	—	—	—	—	„ „
3,0 / 0,24	33,1 / 1,65	2,6 / 0,07	14,9 / 0,29	115,8 / 2,0	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 76\ SO_4\ 12}{Ca\ 70\ Na\ 20\ Mg\ 10}$	„ „
9,4 / 0,78	35,0 / 1,75	2,6 / 0,07	4,1 / 0,09	164,5 / 2,9	$M_{0,24}$ $\frac{HCO_3\ 82\ CO_3\ 14}{Ca\ 58\ Mg\ 24\ Na\ 18}$	„ „
1,2 / 0,1	13,6 / 0,68	Следы	8,2 / 0,17	48,8 / 0,8	$M_{0,08}$ $\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 18}{Ca\ 70\ Na\ 20\ Mg\ 10}$	„ „
3,5 / 0,29	37,9 / 1,89	2,6 / 0,07	13,2 / 0,27	146,4 / 2,4	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\ 88\ SO_4\ 10}{Ca\ 70\ Na\ 20\ Mg\ 10}$	„ „
3,5 / 0,29	54,5 / 2,72	6,4 / 0,18	12,3 / 0,26	219,5 / 3,7	$M_{0,34}$ $\frac{HCO_3\ 84}{Ca\ 66\ Na\ 28}$	„ „
59,0 / 4,85	243,2 / 12,4	4428,2 / 124,9	702,8 / 14,63	170,8 / 2,8	$M_{8,49}$ $\frac{Cl\ 88\ SO_4\ 10}{Na\ 88}$	„ „
19,5 / 1,6	38,3 / 1,91	Следы	57,6 / 1,2	170,8 / 2,8	$M_{0,29}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 30}{Ca\ 50\ Mg\ 40\ Na\ 10}$	„ „
5,3 / 0,44	26,3 / 1,31	2,6 / 0,07	18,9 / 0,39	109,7 / 1,9	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 72\ SO_4\ 16}{Ca\ 56\ Na\ 26\ Mg\ 18}$	„ „

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче	
							Na+K	
81	Джиргатальский район, в 26 км СЗ к. Таджикабад, южный склон Алайского хребта	2/VII 1962 г.	2500	D_2—C_1	2	4	9,3	0,4
82	Джиргатальский район, в 27,6 км СВ к. Джиргаталь, южный склон Алайского хребта	2/VII 1962 г.	2800	γ	0,5	4	13,1	0,57
82а (Тамдыкуль)	Джиргатальский район, в 23 км С к. Джиргаталь, южный склон Алайского хребта	1962 г.	—	Q / D_2—C_1	0,3	47—62	—	
83	Джиргатальский район, в 18,5 км СВ к. Джиргаталь, южный склон Алайского хребта	7/VII 1962 г.	2400	D_2—C_1	0,6	7	24,4	1,03
84	Джиргатальский район, 5,6 км В к. Джиргаталь, южный склон Алайского хребта	8/VII 1962 г.	2200	Q / γ	1,5	10	15,8	0,68
84а (Джиргаталь)	Джиргатальский район, В к. Джиргаталь, долина р. Сурхоб	—	—	Q	—	48—50	—	
85	Джиргатальский район, в 16 км СВ к. Джиргаталь, долина р. Сурхоб	8/VII 1962 г.	2160	D_2—C_1	50	13	4,5	0,19
86	Джиргатальский район, в 38 км ВСВ к. Джиргаталь, западный склон Заалайского хребта	8/VII 1962 г.	3340	J	70	11	7,9	0,33
87	Джиргатальский район, в 15,6 км ЮВ к. Джиргаталь, северный склон хребта Петра Первого	17/VII 1962 г.	2920	J	7,5	4	24,1	1,04
88	Гармский район, в 46 км ЮВ к. Джиргаталь, южный склон хребта Петра Первого	26/VII 1962 г.	3600	γ	4,5	6	—	
89	Ленинский район, в 47,5 км СЗ г. Душанбе, южный склон Гиссарского хребта	20/X 1962 г.	2060	γ	0,2	8	10,0	0,44
90	Ленинский район, в 10 км ЮЗ к. Зидды, южный склон Гиссарского хребта	25/X 1962 г.	2110	γ	0,5	10	22,7	0,96

Продолжение прилож

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
7,1 / 0,58	45,7 / 2,28	2,6 / 0,07	76,5 / 1,59	97,6 / 1,6	$M_{0,25}$ $\frac{HCO_3\ 50\ SO_4\ 48}{Ca\ 70\ Mg\ 18\ Na\ 12}$	Не каптирован, не используется
5,9 / 0,48	42,8 / 2,14	2,6 / 0,07	83,1 / 1,73	85,4 / 1,40	$M_{0,25}$ $\frac{SO_4\ 54\ HCO_3\ 44}{Ca\ 66\ Na\ 18\ Mg\ 16}$	То же
—	—	—	—	—	$M_{0,59}$ $\frac{SO_4\ 49\ HCO_3\ 38\ Cl\ 13}{Na\ 90}$	Минеральный, термальный, не использовался
22,4 / 1,84	99,2 / 4,95	3,5 / 0,1	322,6 / 6,72	67,1 / 1,1	$M_{0,57}$ $\frac{SO_4\ 84\ HCO_3\ 14}{Ca\ 62\ Mg\ 24\ Na\ 14}$	Не каптирован, не используется
7,7 / 0,63	38,9 / 1,94	2,6 / 0,07	14,0 / 0,29	170,7 / 2,9	$M_{0,27}$ $\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 10}{Ca\ 60\ Na\ 20\ Mg\ 20}$	То же
—	—	—	—	—	—	Минеральный, термальный, не каптирован, используется для лечебных целей
3,5 / 0,29	29,2 / 1,46	Следы	30,5 / 0,63	97,6 / 1,3	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 32}{Ca\ 76\ Mg\ 16}$	Не каптирован, не используется
7,1 / 0,58	27,2 / 1,36	"	23,0 / 0,48	109,8 / 1,8	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 22}{Ca\ 60\ Mg\ 26\ Na\ 14}$	То же
56,1 / 4,61	220,8 / 11,0	3,8 / 0,11	646,9 / 13,47	182,9 / 3,1	$M_{1,14}$ $\frac{SO_4\ 80\ HCO_3\ 18}{Ca\ 66\ Mg\ 28}$	" "
—	—	—	—	—	—	" "
1,22 / 0,1	26,1 / 1,35	3,5 / 0,1	9,0 / 0,19	97,6 / 1,6	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 10}{Ca\ 72\ Na\ 24}$	" "
14,2 / 1,17	63,2 / 3,16	2,6 / 0,07	192,6 / 4,01	73,2 / 1,2	$M_{0,38}$ $\frac{SO_4\ 76\ HCO_3\ 22}{Ca\ 60\ Mg\ 22\ Na\ 18}$	" "

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче
							Na+K
91	Ленинский район, в 50 км С г. Душанбе, южный склон Гиссарского хребта	1957 г.	1800	γ	0,5—3	64—98	75,0 / 3,25
92	Ленинский район, в 22,5 км СЗ г. Душанбе, южный склон Гиссарского хребта	20/X 1962 г.	1350	Q / C	0,5	11	11,9 / 0,52
93	Ленинский район, в 36,5 км СЗ г. Душанбе, долина р. Каратаг	20/X 1962 г.	1220	J	0,15	10	11,8 / 0,51
94	Ленинский район, в 20 км СЗ г. Орджоникидзеабада, долина р. Чандара	20/X 1962 г.	2340	Q / γ	1	6	2,6 / 0,11
95	Орджоникидзеабадский район, в 45 км С к. Обигарм, южный склон Гиссарского хребта	20/X 1962 г.	3000	γ	5,5	10	11,35 / 0,493
96	Орджоникидзеабадский район, в 12,5 км СЗ к. Рамит, долина р. Кафирниган	20/X 1962 г.	2600	γ	0,3	7,5	1,9 / 0,08
96а	Орджоникидзеабадский район, в 50 км СВ г. Душанбе, южный склон Каратегинского хребта	1962 г.	—	γ	1,75—3	38—42	753,7 / 32,7
97	Орджоникидзеабадский район, в 22 км СЗ к. Обигарм, долина р. Сорбог	25/IX 1962 г.	2000	γ	1	8,5	11,2 / 0,49
98	Орджоникидзеабадский район, в 24 км СЗ к. Обигарм, южный склон Гиссарского хребта	13/VIII 1962 г.	2230	γ	—	—	4,4 / 0,19
99	Орджоникидзеабадский район, в 3 км Ю к. Обигарм, долина р. Обигарм	20/X 1962 г.	1400	γ	0,2	12	19,7 / 0,86

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
1,2 / 0,15	7,0 / 0,35	46,4 / 1,33	40,0 / 0,83	76,9 / 1,26	$M_{0,40}$ $\frac{HCO_3\,46\ Cl\,32\ SO_4\,22}{Na\,88}$	Минеральный, термальный, каптирован скважинами, используется для лечебных целей
2,4 / 0,2	35,4 / 1,76	2,6 / 0,07	9,9 / 0,21	134,2 / 2,2	$M_{0,21}$ $\frac{HCO_3\,88}{Ca\,77\ Na\,22}$	Не используется
14,4 / 1,18	55,7 / 2,78	7,0 / 0,2	13,1 / 0,27	225,6 / 3,7	$M_{0,34}$ $\frac{HCO_3\,88}{Ca\,64\ Mg\,20\ Na\,16}$	Не каптирован, не используется
5,4 / 0,45	48,6 / 2,43	—	9,1 / 0,19	170,8 / 2,8	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\,94}{Ca\,82\ Mg\,14}$	Не используется
1,79 / 0,147	18,67 / 0,931	3,48 / 0,098	13,17 / 0,274	73,20 / 1,119	$M_{0,13}$ $\frac{HCO_3\,76\ SO_4\,18}{Ca\,60\ Na\,32}$	То же
7,1 / 0,49	62,1 / 2,91	3,9 / 0,11	31,1 / 0,67	163,7 / 2,7	$M_{0,27}$ $\frac{HCO_3\,78\ SO_4\,20}{Ca\,84\ Mg\,14}$	„ „
1,8 / 0,15	152,5 / 7,6	1329,0 / 38,0	27,0 / 0,56	85,4 / 1,4	$M_{2,5}$ $\frac{Cl\,94}{Na\,80\ Ca\,18}$	Минеральный, термальный, каптирован скважинами на глубину 120—420 *м*; используется для лечебных целей
2,4 / 0,19	36,8 / 1,84	2,6 / 0,07	16,5 / 0,34	128,5 / 2,1	$M_{0,21}$ $\frac{HCO_3\,84\ SO_4\,14}{Ca\,72\ Na\,20}$	Не используется
2,4 / 0,19	31,0 / 1,55	Следы	11,5 / 0,24	103,7 / 1,7	$M_{0,16}$ $\frac{HCO_3\,88\ SO_4\,12}{Ca\,80\ Mg\,10\ Na\,10}$	—
2,4 / 0,2	39,3 / 1,96	3,8 / 0,11	10,0 / 0,21	164,7 / 2,7	$M_{0,24}$ $\frac{HCO_3\,90}{Ca\,66\ Na\,28}$	Не используется

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
99а (Обигарм)	Орджоникидзеабадский район, в 90 *км* В г. Душанбе, южный склон Каратегинского хребта	1956 г.	—	Q / γ	62	41—54	207,5 / 9,0
100	Гармский район, в 17 *км* ЮЗ г. Комсомолабад, северо-западный склон Вахшского хребта	11/IX 1962 г.	1800	γ	—	—	9,66 / 0,42
101	Восейский район, в 11 *км* ЮЮЗ г. Комсомолабад, северный склон Вахшского хребта	2/VIII 1962 г.	2420	Cr_2—Pg	1,5	10	4,9 / 0,21
102	Гармский район, в 7 *км* ЮВ пос Новабад, долина р. Сурхоб	25 VI 1962 г.	1600	Q / Cr_1	3	12	35,1 / 1,53
103	Гармский район, в 16 *км* ЮВ пос Новабад, западный склон хребта Петра Первого	26/VI 1962 г.	2600	Cr_1	10	9	10,5 / 0,45
104	Гармский район, в 24,4 *км* СЗ к. Тавильдара, северный склон Вахшского хребта	2/VIII 1962 г.	1640	Q / Cr_2—Pg	1	11	6,4 / 0,27
105	Гармский район, в 3 *км* Ю к. Тавильдара, долина р. Обихингоу	2/VIII 1962 г.	1400	N_1	20	8	10,8 / 0,46
106	Гармский район, в 21 *км* СВ к Тавильдара, долина р. Обихингоу	27/VII 1962 г.	1900	Q / Pg_3—N_1	0,15	14	4,5 / 0,19
107	Гармский район, в 34,8 *км* СВ к. Тавильдара, южный склон хребта Петра Первого	25/VII 1962 г.	3080	Cr_2—Pg	60	8	33,1 / 1,4
108	Гармский район, в 36 *км* СВ к. Тавильдара, южный склон хребта Петра Первого	23/VII 1962 г.	2740	Pg_3—N_1	7	8	15,4 / 0,67
109	Гармский район, в 48 *км* СВ к. Тавильдара, долина р. Обихингоу	23/VII 1962 г.	1900	Cr_1	0,2	13	5,1 / 0,2

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
1,2 / 0,1	90,4 / 4,5	232,0 / 6,6	312,0 / 6,5	29,3 / 0,5	$M_{0,89}$ Cl 48 SO_4 48 / Na 66 Ca 34	Термальный, каптирован скважинами на глубину 100—150 м; используется для лечебных целей курортом республиканского значения
1,82 / 0,15	33,07 / 1,65	3,47 / 0,098	10,7 / 0,222	115,9 / 1,899	$M_{0,18}$ HCO_3 86 SO_4 10 / Ca 74 Na 20	—
2,4 / 0,2	28,1 / 1,4	2,1 / 0,06	7,4 / 0,15	97,6 / 1,6	$M_{0,15}$ HCO_3 88 / Ca 78 Na 12 Mg 10	Не используется
16,5 / 1,36	51,6 / 2,57	6,9 / 0,2	22,2 / 0,46	292,8 / 4,8	$M_{0,42}$ HCO_3 88 / Ca 48 Na 28 Mg 24	Каптирован каменной кладкой, используется для питья
12,4 / 1,02	19,5 / 0,97	2,6 / 0,07	13,2 / 0,27	121,9 / 2,1	$M_{0,19}$ HCO_3 78 SO_4 12 / Mg 42 Ca 40 Na 18	Не используется
18,2 / 1,5	63,1 / 3,2	2,6 / 0,07	121,0 / 2,52	140,3 / 2,3	$M_{0,36}$ SO_4 52 HCO_3 46 / Ca 64 Mg 30	То же
10,0 / 0,83	58,4 / 2,91	6,4 / 0,18	10,7 / 0,22	225,6 / 3,8	$M_{0,33}$ HCO_3 86 / Ca 70 Mg 20 Na 10	" "
24,4 / 0,01	44,4 / 2,21	4,2 / 0,12	14,0 / 0,29	244,0 / 4,0	$M_{0,33}$ HCO_3 90 / Ca 50 Mg 46	" "
19,5 / 1,6	187,7 / 9,37	3,5 / 0,1	532,5 / 11,09	73,2 / 1,2	$M_{0,36}$ SO_4 90 HCO_3 10 / Ca 76 Mg 12 Na 12	" "
12,4 / 1,02	40,9 / 2,04	4,2 / 0,12	9,9 / 0,21	201,2 / 3,4	$M_{0,29}$ HCO_3 86 / Ca 54 Mg 28 Na 18	" "
21,3 / 1,75	59,9 / 3,0	6,9 / 0,19	11,5 / 0,24	274,5 / 4,5	$M_{0,39}$ HCO_3 92 / Ca 60 Mg 36	" "

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче	
							Na+K	
110	Гармский район, в 50 км С к. Тавильдара, южный склон хребта Петра Первого	23/VII 1962 г.	1900	J	0,8	12	16,2	0,65
111	Гармский район, в 31,8 км ЮВ к. Джиргаталь, южный склон хребта Петра Первого	18/VII 1962 г.	3200	Q	4,5	3,5	10,0	0,43
123	Ленинский район, в 33 км ССВ г. Душанбе, южный склон Гиссарского хребта	1962 г.	1800	Q / γ	7	8	18,3	0,8
112*	Регарский район в 20 км СЗ г. Регар, долина р. Обизаранг	14/VIII 1958 г.	1500	J	~ 100	20	48,30	2,10
113*	Гиссарский район, в 12 км СВ к. Шахринау, левый борт сая Хочильор, южные отроги Гиссарского хребта	15/VIII 1958 г.	1200	Cr_2—Pg	4—5	20	375,36	16,32
116*	Варзобский район, в 6 км ССВ г. Душанбе, на водоразделе речек Душанбинка — Джалиндар	29/IX 1958 г.	1140	Cr_2—Pg	1	25	8,28	0,36
118*	Орджоникидзеабадский район, в 10 км ССВ г. Орджоникидзеабада, южный склон Гиссарского хребта	9/VIII 1957 г.	1400	C	10—12	21	15,18	0,66
120*	Орджоникидзеабадский район, в 13,2 км В пос. Кокташ, северный склон гор Рангон	14/IX 1958 г.	1140	Q / I_3	0,15	18	13 994,81	608,47
120а	Душанбинский район, в 15 км ЗЮЗ пос. Кокташ, западный склон хребта Каршитау	7/IX 1958 г.	940	N_1	<0,01	—	560,51	24,37
121*	Файзабадский район, в 11,5 км ЮВ г. Орджоникидзеабада, Илякскаи долина	11/VIII 1957 г.	1040	Q / Cr_2—Pg	1	21	389,0	16,90
122*	Файзабадский район, в 11,5 км СВ к. Файзабад, южный склон Каратегинского хребта	2/VIII 1957 г.	2200	O / γ	1	10	10,58	0,46

Продолжение прилож

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
32,5 / 2,67	27,9 / 3,64	5,5 / 0,16	211,5 / 4,4	134,5 / 2,4	$M_{0,46}$ $\frac{SO_4\,64\ HCO_3\,28}{Ca\,52\ Mg\,18\ Na\,10}$	Не используется
1,8 / 0,15	22,4 / 1,12	2,6 / 0,07	10,7 / 0,22	85,4 / 1,4	$M_{0,14}$ $\frac{HCO_3\,82\ SO_4\,14}{Ca\,66\ Na\,26}$	То же
5,3 / 0,44	60,3 / 3,0	нет	11,5 / 0,24	244,0 / 4,0	$M_{0,34}$ $\frac{HCO_3\,94}{Ca\,70\ Na\,20\ Mg\,10}$	" "
37,93 / 3,12	203,2 / 10,14	81,29 / 2,29	478,86 / 9,97	189,1 / 3,10	$M_{0,96}$ $\frac{SO_4\,64\ HCO_3\,20\ Cl\,14}{Ca\,66\ Mg\,20\ Na\,14}$	Не каптирован, используется для лечебных целей
63,23 / 5,2	166,73 / 8,32	339,76 / 9,57	780,71 / 16,47	231,8 / 3,8	$M_{1,86}$ $\frac{SO_4\,54\ Cl\,32\ HCO_3\,12}{Na\,54\ Ca\,28\ Mg\,18}$	То же
100,32 / 8,25	445,89 / 22,25	21,3 / 0,6	1275,34 / 26,56	225,7 / 3,7	$M_{2,0}$ $\frac{SO_4\,86\ HCO_3\,12}{Ca\,72\ Mg\,26}$	Используется для лечебных целей
20,28 / 1,66	41,6 / 2,07	11,1 / 0,31	27,98 / 0,58	201,1 / 3,5	$M_{0,226}$ $\frac{HCO_3\,70\ SO_4\,14\ CO_3\,10}{Ca\,46\ Mg\,38\ Na\,16}$	Каптирован каменной кладкой, используется для питья
945,83 / 76,96	4668,51 / 232,96	31 701,5 / 893,0	1151,92 / 23,99	85,4 / 1,4	$M_{52,56}$ $\frac{Cl\,98}{Na\,64\ Ca\,24\ Mg\,12}$	Не каптирован, не используется
655,42 / 53,9	531,3 / 26,56	1397,47 / 39,31	2808,2 / 58,42	433,1 / 7,1	$M_{6,16}$ $\frac{SO_4\,56\ Cl\,38}{Mg\,50\ Ca\,26\ Na\,24}$	То же
147,0 / 12,09	372,0 / 18,56	548,0 / 15,45	1215,0 / 25,3	365,0 / 6,8	$M_{3,14}$ $\frac{SO_4\,54\ Cl\,32\ HCO_3\,10}{Ca\,38\ Na\,36\ Mg\,26}$	Не каптирован, используется для лечебных целей
5,71 / 0,47	23,04 / 1,15	7,1 / 0,2	13,81 / 0,28	97,6 / 1,6	$M_{0,115}$ $\frac{HCO_3\,76\ SO_3\,14}{Ca\,56\ Mg\,22\ Na\,22}$	Не каптирован, не используется

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
124*	Файзабадский район, в 17 *км* ЮЮВ к. Файзабад, юго-восточный склон хребта Сорхку	23/VIII 1957 г.	2100	Q / Cr_1	0,5	12	20,47 / 0,89
125*	Аральский район, в 22 *км* ЮВ к. Обигарм, долина р. Муробдарья	13/X 1957 г.	—	Q / Cr_2—Pg	0,2	15—16	10 580 / 460,31
126*	Аральский район, в 9 *км* ЮЗ г. Шугиоу, долина р. Яхсу	20/VIII 1960 г.	2000	N_1	0,12	10	33,6 / 1,46
128*	Даганакиикский район, в 12,5 *км* СЗ к. Обикиик, восточный склон хребта Гардаииушти	10/IX 1958 г.	1200	Cr_1	0,1	17	273,47 / 11,89
129*	Душанбиикский район, в 11 *км* ЮЗ г. Кокташ, северо-западиый склон хребта Гардаииушти	15/IX 1958 г.	1090	Cr_2—Pg	7—9	20	177,0 / 7,7
129*а	Даганакиикский район, в 24 *км* СВ к. Дагаиакиик, юго-восточиый склон Даганакиикского хребта	18/X 1958 г.	1260	N_1	0,05	12	191,6 / 8,33
130*	Яванский район, в 22 *км* ЮЗ пос. Яван, юго-западный склон хребта Джетымтау	12/X 1958 г.	800	Cr_2—Pg	4—6	23	517,0 / 22,48
132*	Дагаиакиикский район, в 20 *км* ЮВ к. Обикиик, восточный склои Гардаииушти	8/X 1958 г.	1400	Cr_1	0,3	15	779,24 / 33,33
134*	Куйбышевский район, в 18 *км* СВ к. Куйбышевабад, западный склои хребта Каратау	11/X 1958 г.	1080	Cr_2—Pg	0,05—0,07	17	126,9 / 5,52
135*	Даигариикий район, в 21 *км* ССЗ пос. Дангара, восточиый склон хребта Санглак	24/VIII 1957 г.	1650	Cr_2—Pg	0,5	11	23,23 / 1,01
136*	Даигариикий район, в 11 *км* ЮЗ пос. Даигара, Ляурская впадииа	29/VIII 1957 г.	710	Q	<0,01	21	1605,2 / 69,79
138*	Даигариикий район, в 14 *км* СВ пос. Дангара, долина иа р. Таирсу	21/IX 1957 г.	800	J_3	0,01	17	80 944 / 3514,24

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
15,6 / 1,28	46,1 / 2,07	25,9 / 0,73	19,75 / 0,41	189,1 / 3,1	$M_{0,22}$ $\frac{HCO_3\ 74\ Cl\ 18}{Ca\ 48\ Mg\ 30\ Na\ 20}$	Не каптирован, не используется
471 / 38,67	939 / 46,88	17 090 / 481,93	2902 / 60,43	142 / 2,33	$M_{32,3}$ $\frac{Cl\ 88\ SO_4\ 10}{Na\ 84}$	Не каптирован, используется для лечения
3,7 / 0,3	112,0 / 5,6	28,4 / 0,8	22,2 / 0,46	372,1 / 6,1	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3\ 82\ Cl\ 10}{Ca\ 76\ Na\ 20}$	Не каптирован, не используется
189,7 / 15,6	307,4 / 15,34	161,3 / 4,55	1530,4 / 31,88	390,4 / 6,4	$M_{2,686}$ $\frac{SO_4\ 74\ HCO_3\ 16\ Cl\ 10}{Mg\ 38\ Ca\ 36\ Na\ 26}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
136,2 / 11,2	539,1 / 26,9	52,5 / 1,5	2058,0 / 42,8	91,5 / 1,5	$M_{3,058}$ $\frac{SO_4\ 94}{Ca\ 58\ Mg\ 24\ Na\ 16}$	Каптирован, используется для водоснабжения
364,8 / 30,0	511,0 / 25,5	425,5 / 12,0	2281,6 / 47,53	262,3 / 4,3	$M_{4,07}$ $\frac{SO_4\ 74\ Cl\ 20}{Mg\ 46\ Ca\ 40\ Na\ 14}$	Не каптирован, не используетси
158,0 / 13,0	501,0 / 25,0	1040,6 / 29,34	1419,2 / 29,54	97,6 / 1,6	$M_{3,69}$ $\frac{SO_4\ 48\ Cl\ 48}{Ca\ 44\ Na\ 36\ Mg\ 20}$	Каптирован, используется для лечебных целей
331,3 / 27,25	460,9 / 23,0	477,5 / 13,46	3159,9 / 65,77	298,9 / 4,9	$M_{5,34}$ $\frac{SO_4\ 78\ Cl\ 16}{Na\ 40\ Mg\ 32\ Ca\ 28}$	Не каптирован, не используетси
501,9 / 45,39	562,1 / 28,05	1026,4 / 28,93	2278,4 / 47,43	153,6 / 2,6	$M_{4,59}$ $\frac{SO_4\ 60\ Cl\ 36}{Mg\ 58\ Ca\ 34}$	Каптирован навесом из бревен, используется для водопоя скота
87,36 / 7,17	369,2 / 18,42	7,4 / 0,2	1185,2 / 24,6	109,8 / 1,8	$M_{1,727}$ $\frac{SO_4\ 92}{Ca\ 70\ Mg\ 26}$	Не каптирован, используется для водопои скота
341,45 / 28,08	547,1 / 27,3	1624,5 / 45,76	3701,4 / 77,11	134,2 / 2,2	$M_{7,93}$ $\frac{SO_4\ 62\ Cl\ 36}{Na\ 56\ Mg\ 22\ Ca\ 22}$	Не каптирован, не используется
510,0 / 41,94	1120,0 / 56,0	124 310 / 3505,54	5026,0 / 104,64	122,0 / 2,0	$M_{212,3}$ $\frac{Cl\ 96}{Na\ 98}$	То же

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче
							Na+K
139*	Дангаринский район, в 19 км ССВ к Кангурт, юго-восточный склон Вахшского хребта	25/IX 1958 г.	2200	$Pg_3—N_1$	1,5—2	8	36,5 / 1,5
140*	Советский район, в 12,5 км С пос Советского, долина р Кызыл су	17/IX 1957 г.	860	N_1	0,02	18	484,0 / 21,07
141*	Аральский район, северо-западная часть к Ховалинг, долина р Обн мазар	27/IX 1957 г.	1430	Q	1,5—2,0	11	2,76 / 0,12
142*	Аральский райои, в 11 км ЮЮВ к Хова линг, на водоразделе рек Обимазар — Яхсу	3/X 1957 г.	1560	N	0,01	14	134,55 / 5,85
143*	Аральский район, в 19 км СВ пос Советского, южная часть Пушионской возвышенности	7/IX 1960 г.	850	Q / $Cr_2—Pg$	1	21	84 628,5 / 3 679,5
144*	Кулябский район, в 25 км СВ пос Муминабад, западный склон хребта Хозретиши	1955 г.	—	N_1	0,5	—	85,9 / 3,7
145*	Калаихумбский район, в 37 км ЮЗ к Калаихумб, на водоразделе рек Обиминьоу — Обиравноу	1955 г.	—	P—T	0,5	10	0,9 / 0,04
146*	Шуроабадский район, в 22 км СВ пос Муминабад, долина р Обиминьоу	1955 г	—	J_3	0,2	—	126 211,6 / 5487,4
147*	Шуроабадский район, в 11 км ЮВ пос Мумин абад, приводораздельная часть хребта Хозретиши	24/VIII 1956 г	—	$Cr_2—Pg$	0,5	10	46,0 / 2,0
148*	Калаихумбский район, в 34 км ЮЮВ пос Муминабад, восточный склон хребта Кухифруш	22/IX 1956 г.	—	C	0,6	—	22,5 / 0,9
149*	Шуроабадский район, в 21 км ЮВ пос Мумин абад, западный склон хребта Кухифруш	2/XI 1956 г.	—	P—T	1,0	15	25,1 / 1,09
150*	Колхозабадский район, в 31 км ЗСЗ г Курган-Тюбе, восточный склон хребта Актау	16/X 1959 г.	1720	$Cr_2—Pg$	<0,01	—	623,1 / 27,1

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
44,1 / 3,5	240,07 / 12,0	7,09 / 0,2	657,1 / 13,6	207,4 / 3,4	$M_{1,07}$ $\frac{SO_4\,78\ HCO_3\,18}{Ca\,68\ Mg\,20\ Na\,10}$	Не каптирован, не используется
205,0 / 16,83	179,0 / 8,91	219,0 / 6,18	1375,0 / 28,63	608,0 / 12,0	$M_{2,82}$ $\frac{SO_4\,72\ HCO_3\,16\ Cl\,12}{Na\,46\ Mg\,36\ Ca\,18}$	То же
12,66 / 1,04	57,3 / 2,85	6,1 / 0,17	16,4 / 0,34	213,5 / 3,5	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3\,88}{Ca\,70\ Mg\,26}$	Не каптирован, используется для питья
53,75 / 4,42	31,26 / 1,56	107,9 / 3,04	43,2 / 0,89	481,9 / 7,9	$M_{0,62}$ $\frac{HCO_3\,66\ Cl\,26}{Na\,50\ Mg\,38\ Ca\,12}$	Не каптирован, не используется
1976,4 / 162,0	12 150 / 607,5	157 229 / 4429,0	827,4 / 17,2	170,8 / 2,8	$M_{258,0}$ $\frac{Cl\,100}{Na\,82\ Ca\,14}$	То же
18,0 / 1,5	102,2 / 5,1	53,2 / 1,2	82,3 / 1,7	469,7 / 7,7	$M_{0,75}$ $\frac{HCO_3\,74\ SO_4\,16\ Cl\,10}{Ca\,48\ Na\,34\ Mg\,18}$	" "
19,9 / 1,6	44,1 / 2,2	39,9 / 1,12	16,5 / 0,34	146,4 / 2,4	$M_{0,24}$ $\frac{HCO_3 62\ Cl\,28\ SO_4\,10}{Ca\,58\ Mg\,42}$	" "
65,0 / 5,41	1087,2 / 54,36	194 110 / 5568,0	3666,8 / 76,39	30,0 / 0,49	$M_{8225,22}$ $\frac{Cl\,98}{Na\,98}$	" "
45,9 / 3,8	344,9 / 17,2	46,1 / 1,3	876,6 / 18,3	207,4 / 3,2	$M_{1,6}$ $\frac{SO_4\,80\ HCO_3\,14}{Ca\,74\ Mg\,16}$	" "
3,1 / 0,25	31,5 / 1,57	8,2 / 0,23	13,2 / 0,27	140,3 / 2,3	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\,82\ SO_4\,10}{Ca\,58\ Na\,34}$	" "
25,5 / 2,12	47,4 / 2,37	24,5 / 0,69	80,2 / 1,7	195,2 / 3,2	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3\,58\ SO_4\,30\ Cl\,12}{Ca\,42\ Mg\,38\ Na\,20}$	" "
299,1 / 24,6	316,6 / 15,8	429,6 / 12,1	2490,2 / 51,8	219,6 / 3,6	$M_{4,38}$ $\frac{SO_4\,76\ Cl\,18}{Na\,40\ Mg\,36\ Ca\,24}$	Не каптирован, используется для водопоя скота

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
150а	Шаартузский район, в 42,5 *км* ЗСЗ г Курган-Тюбе, западный склон хребта Пайрягатау	Лето 1957 г.	—	N_1	0,16	24	—
151*	Шаартузский район, в 30 *км* СЗ к. Микоян-абад, восточный склон хребта Бабатаг	3/IX 1959 г.	700	$\frac{Q}{Cr_2—Pg}$	0,1	19	$\frac{961,8}{41,82}$
152*	Колхозабадский район, в 18 *км* СЗ пос. Колхоз-абад, западный склон хребта Аруктау	3/X 1959 г.	680	N_1	<0,01	—	$\frac{2806,0}{122,0}$
152а (колодец)	Шаартузский район, в 41 *км* ЮВ г. Курган-Тюбе, западный склон гор Актау	19/X 1959 г.	800	$\frac{Q}{N_1}$	<0,01	15	$\frac{618,7}{26,9}$
154а	Курган-Тюбинский район, в 16,5 *км* В г. Курган-Тюбе, восточный склон хребта Табакчи	Лето 1957 г.	—	$Cr_2—Pg$	<0,01	20	—
155*	Дангаринский район, в 36 *км* ЗСЗ г. Куляб, западный склон хребта Джилантау	9/X 1957 г.	720	J_3	<0,01	—	$\frac{133\,981}{5\,827,54}$
156*	Дангаринский район, в 36 *км* СЗ пос Пархар, восточный склон гор Чалтау	11 X 1957 г.	800	$Cr_2—Pg$	3	21	$\frac{375,13}{16,31}$
158*	Аральский район, в 7 *км* ССВ к. Арал, долина р. Яхсу	23/VIII 1956 г.	510	Q	5—6	17	$\frac{13,0}{0,71}$
160*	Кулябский район, в 9 *км* ЮЗ к. Арал, западный склон горы Ходжамумын	8/VIII 1956 г.	—	J_3	1,5—2	19	$\frac{90\,351,0}{3\,912,62}$
161*	Московский район, в 13 *км* от пос. Московского, долина р. Карасу (урочище Мытынтугай)	19 IX 1956 г.	470	Q	10—15	18	$\frac{15,0}{1,99}$
162*	Шуроабадский район, в 15 *км* ВСВ г. Куляб, долина р. Кадыавзально	29/IX 1956 г.	1800	N_1	0,025	14	$\frac{7,0}{0,32}$
163*	Шуроабадский район, в 2,2 *км* ЮЗ к. Шуроабад, на поверхности Шуроабадского плато	9/IX 1960 г.	2000	Q	0,08	10,5	$\frac{22,5}{0,98}$

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
—	—	—	—	—	$M_{10,0}$ Cl 52 SO_4 46 / Na 66 Mg 38 Ca 14	Не каптирован, не используется
104,6 / 24,08	202,0 / 28,3	1375,8 / 38,8	2547,2 / 52,98	146,4 / 2,4	$M_{5,27}$ SO_4 56 Cl 42 / Na 44 Ca 30 Mg 26	Не каптирован, используется для водопоя скота
206,72 / 17,0	435,13 / 21,75	3418,3 / 96,4	2 766,92 / 57,75	475,8 / 7,8	$M_{9,98}$ Cl 60 SO_4 36 / Na 76 Ca 14 Mg 10	Не каптирован, не используется
139,84 / 11,5	235,07 / 11,75	60,3 / 17,0	1415,97 / 29,45	225,7 / 3,7	$M_{2,58}$ SO_4 58 Cl 34 / Na 54 Ca 24 Mg 22	—
—	—	—	—	—	$M_{2,4}$ SO_4 58 Cl 36 / Ca 76 Na 16	Не каптирован, не используется
578,0 / 47,52	1786,0 / 89,01	190 312 / 5 866	4653,0 / 96,88	79,0 / 1,29	$M_{331,35}$ Cl 98 / Na 98	То же
120,4 / 9,88	208,4 / 10,4	154,4 / 4,35	1360,5 / 28,34	237,9 / 3,9	$M_{2,35}$ SO_4 78 Cl 12 / Na 44 Ca 28 Mg 14	Не каптирован, используется для водопоя скота
35,0 / 2,89	38,0 / 1,93	53,0 / 1,48	51,0 / 1,07	181,0 / 2,98	$M_{0,3}$ HCO_3 54 Cl 26 SO_4 20 / Mg 52 Ca 34 Na 12	Каптирован цементным хаузом, используется для питья и водопоя скота
110,0 / 9,05	806,0 / 40,22	138 380 / 3 902,32	3351,0 / 69,77	43,0 / 0,705	$M_{233,0}$ Cl 98 / Na 98	Используется для выпаривания соли
9,0 / 0,75	60,0 / 2,0	10,0 / 0,29	59,0 / 1,22	197,0 / 3,23	$M_{0,212}$ HCO_3 68 SO_4 26 / Ca 62 Na 20 Mg 16	Не каптирован, используется для водоснабжения и орошения
54,0 / 4,49	82,0 / 4,12	42,0 / 1,17	49,0 / 1,01	412,0 / 6,75	$M_{0,44}$ HCO_3 76 Cl 12 SO_4 12 / Mg 50 Ca 46	Не каптирован, не используется
19,5 / 1,6	42,0 / 2,1	9,2 / 0,26	10,6 / 0,22	256,2 / 4,2	$M_{0,244}$ HCO_3 90 / Ca 44 Mg 34 Na 20	То же

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
164*	Шуроабадский район, в 16 *км* ЮВ к Шуроабад, долина р Иол	12/IX 1960 г.	1320	J_3	<0,01	—	121 985,1 / 5 303,7
165*	Шуроабадский район, в 14 *км* ЮВ к Сарычашма, на водоразделе рек Дуляби — Сангоу — Варзысу	10/IX 1956 г.	1780	N_1	0,3	13,5	20,0 / 0,86
174*	Пархарский район, в 22 *км* ЮЗ пос Пархар, южное окончание хребта Тереклитау	16/X 1956 г.	700	Cr_2—Pg	1	20	185,0 / 8,04
174а	Пянджский район, в 29 *км* СВ г Пяндж, южное окончание хребта Алатау	5/VIII 1959 г.	700	Cr_2—Pg	0,1	22,5	477,02 / 20,74
176*	Шаартузский район, в 9 *км* СЗ пос Шаартуз, Бешкентская долина, южное периклинальное окончание хребта Аруктау	20/IX 1960 г.	400	Cr_2—Pg	1500	17	39,1 / 1,7
177*	Шаартузский район, в 11,5 *км* СВ пос Шаартуз, восточный склон хребта Ходжаказиан	29/VIII 1959 г.	540	Cr_2—Pg	<0,01	20	749,34 / 32,58
178*	Шаартузский район, в 8 *км* С к Айвадж, восточный склон хребта Туюнтау	7/IX 1959 г.	380	Cr_2—Pg	0,3	25	57 137,2 / 2 485,2
183*	Кировабадский район, в 16 *км* СВ г Кировабад, южное окончание хребта Каратау	7/X 1956 г.	800	Cr_2—Pg	1,0	23	107,0 / 4,66
185	Гармский район, в 43 *км* ЮВ к. Джиргаталь, южный склон хребта Петра Первого	26/V 1962 г.	3120	γ	1,1	5	—
186	Гармский район, в 43,5 *км* Ю к Джиргаталь, южный склон хребта Петра Первого	25/VII 1962 г.	3040	Q / γ	2,5	5	—
187	Гармский район, в 50 *км* СВ к Тавильдара, северный склон Дарвазского хребта	27/VII 1962 г.	3000	Q / γ	4,0	4	3,9 / 0,17
188	Ванчский район, в 4 *км* В к Гульен, северный склон Дарвазского хребта	1/VIII 1962 г.	2300	Q / P—T	2,0	10	14,2 / 0,62

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
398,9 / 32,7	1562,0 / 78,1	189 286 / 5 332,0	3893,0 / 81,0	91,5 / 1,5	$M_{317,5}$ Cl 98 / Na 98	Не каптирован, не используется
36,0 / 3,0	60,0 / 3,0	7,0 / 0,2	Нет	381,0 / 6,65	$M_{0,32}$ HCO_3 86 CO_3 12 / Ca 44 Mg 44	Вода забрана в желоб, используется для питья
36,0 / 3,0	105,0 / 5,24	90,0 / 2,54	613,0 / 12,76	60,0 / 0,98	$M_{1,084}$ SO_4 78 Cl 16 / Na 50 Ca 32 Mg 18	Каптирован цементным хаузом, используется для водопоя скота
190,66 / 15,68	599,37 / 29,96	648,91 / 18,3	2201,11 / 45,78	140,3 / 2,3	$M_{4,168}$ SO_4 68 Cl 28 / Ca 45 Na 32 Mg 24	То же
17,1 / 1,4	54,0 / 2,7	49,7 / 1,4	76,5 / 1,6	170,8 / 2,8	$M_{0,33}$ HCO_3 48 SO_4 28 Cl 24 / Ca 46 Na 30 Mg 24	Используется для питья, орошения и водопоя скота
139,59 / 11,48	296,88 / 14,84	656,01 / 18,5	1726,24 / 35,9	274,5 / 4,5	$M_{3,68}$ SO_4 60 Cl 32 / Na 56 Ca 25 Mg 20	Используется для водопоя скота
4457,9 / 366,6	20 156,2 / 1 005,8	136 391 / 3 842	708,0 / 14,7	54,9 / 0,9	$M_{218,9}$ Cl 100 / Na 64 Ca 26	Используется для выпаривания соли
11,0 / 0,94	26,0 / 1,3	21,0 / 0,58	260,0 / 5,44	54,0 / 0,88	$M_{0,44}$ SO_4 80 HCO_3 12 / Na 68 Ca 18 Mg 14	Каптирован двумя цементными хаузами, используется для водопоя скота
—	—	—	—	—	—	Не каптирован, не используется
—	—	—	—	—	—	То же
0,6 / 0,05	10,7 / 0,53	Следы	14,8 / 0,1	26,8 / 0,44	$M_{0,062}$ HCO_3 58 SO_4 42 / Ca 72 Na 22	" "
6,5 / 0,53	53,5 / 2,67	3,5 / 0,1	10,7 / 0,22	213,5 / 3,5	$M_{0,31}$ HCO_3 92 / Ca 70 Na 16 Mg 14	" "

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
189	Ванчский район, в 15 *км* СЗ к. Калаихумб, западный склон Дарвазского хребта	15/VIII 1962 г.	2940	Q / P—T	8,0	10	26,3 / 0,14
190	Ванчский район, в 12,5 *км* С к. Калаихумб, южный склон Дарвазского хребта	15/VIII 1962 г.	2800	Q	7,0	5	7,2 / 0,31
191	Ванчский район, в 15 *км* СВ к. Калаихумб южный склон Дарвазского хребта	16/VIII 1962 г.	2000	Cm—D	150,0	17	7,3 / 0,31
192	Ванчский район, в 30 *км* СВ к. Ванч, южный склон Дарвазского хребта	25/VIII 1962 г.	2200	Cm—D	0,5	12	87,4 / 3,76
193	Ванчский район, в 34 *км* СВ к. Калаихумб, южный склон Дарвазского хребта	26/VII 1962 г.	3200	C	6,0	8	15,1 / 0,65
194	Ванчский район, в 0,5 *км* З к. Пошхара, долина р. Пяндж	16/VIII 1962 г.	2580	aCm	0,2	13	23,4 / 0,91
195	Ванчский район, в 40 *км* ЮВ к. Калаихумб, долина р. *Пяндж*	16/VIII 1962 г.	2000	P—T	7,5	14	8,4 / 0,34
196	Ванчский район, в 38,6 *км* СВ к. Ванч, южный склон Дарвазского хребта	20/VIII 1962 г.	2800	Q / C	12,0	9	3,14 / 0,13
197	Ванчский район, в 29 *км* СВ к. Ванч, южный склон Дарвазского хребта	21/VIII 1962 г.	2760	Q / C	1,2	6	11,5 / 0,05
198	Ванчский район, в 33,8 *км* СВ к. Ванч, южный склон Дарвазского хребта	20/VIII 1962 г.	2080	Q	3,0	13	2,2 / 0,08
199	Ванчский район, в 43 *км* СВ к. Ванч, южный склон Ванчского хребта	30/VIII 1962 г.	3200	Cm—D	25,0	8	9,86 / 0,42
200 (поверх. поток)	Ванчский район, в 6 *км* Ю к. Ванч, северо-западный склон Ванчского хребта	21/VIII 1962 г.	2600	—	500	10,5	2,8 / 0,12

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
1,8 / 0,15	58,4 / 2,91	32,0 / 0,9	4,9 / 0,1	182,8 / 3,2	$M_{0,311}$ $\frac{HCO_3\ 66\ Cl\ 22\ CO_3\ 10}{Ca\ 70\ Na\ 28}$	Не каптирован, не используется
14,8 / 1,21	33,1 / 1,65	2,6 / 0,07	23,9 / 0,5	152,4 / 2,6	$M_{0,248}$ $\frac{HCO_3\ 76\ SO_4\ 16}{Ca\ 52\ Mg\ 38}$	То же
3,0 / 0,24	26,3 / 1,31	Следы	27,2 / 0,57	79,3 / 1,3	$M_{0,144}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 30}{Ca\ 70\ Na\ 16\ Mg\ 14}$	„ „
13,0 / 1,07	81,7 / 4,08	173,0 / 4,88	83,1 / 1,73	134,1 / 2,3	$M_{0,586}$ $\frac{Cl\ 54\ HCO_3\ 24\ SO_4\ 20}{Ca\ 46\ Na\ 42\ Mg\ 12}$	„ „
3,0 / 0,25	63,1 / 3,15	3,8 / 0,11	35,4 / 0,74	184,0 / 3,2	$M_{0,319}$ $\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 18}{Ca\ 78\ Na\ 16}$	„ „
8,3 / 0,68	61,3 / 3,06	2,6 / 0,07	85,6 / 1,78	164,6 / 2,8	$M_{0,352}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 38}{Ca\ 66\ Na\ 20\ Mg\ 14}$	„ „
11,2 / 0,92	30,2 / 1,5	2,6 / 0,07	28,8 / 0,6	121,9 / 2,1	$M_{0,213}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 22}{Ca\ 54\ Mg\ 34\ Na\ 12}$	„ „
7,3 / 0,6	32,06 / 1,69	2,56 / 0,07	13,99 / 0,29	122,0 / 2,0	$M_{0,189}$ $\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 12}{Ca\ 68\ Mg\ 26}$	„ „
7,9 / 0,65	25,1 / 1,25	2,6 / 0,07	15,6 / 0,33	122,0 / 2,0	$M_{0,191}$ $\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 14}{Ca\ 52\ Mg\ 28\ Na\ 20}$	„ „
4,3 / 0,35	25,1 / 1,25	2,6 / 0,07	9,9 / 0,21	79,2 / 1,4	$M_{0,131}$ $\frac{HCO_3\ 72\ SO_4\ 12\ CO_3\ 12}{Ca\ 74\ Mg\ 20}$	„ „
30,69 / 2,52	31,3 / 1,55	4,15 / 0,11	56,78 / 1,18	189,0 / 3,2	$M_{0,332}$ $\frac{HCO_3\ 66\ SO_4\ 26}{Mg\ 56\ Ca\ 34\ Na\ 10}$	„ „
8,5 / 0,7	19,0 / 0,95	2,6 / 0,07	24,7 / 0,51	73,2 / 1,2	$M_{0,134}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 28}{Ca\ 54\ Mg\ 40}$	„ „

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
201	Ванчский район, в 25 *км* ЮВ к Ванч, северо-западный склон Язгулемского хребта	30/VIII 1962 г.	3000	Q / I	0,6	10	21,2 / 0,68
202	Ванчский район, в 17,5 *км* ЮВ к Ванч, северный склон Язгулемского хребта	29/VIII 1962 г.	2200	aC m	4,0	10	20,5 / 0,73
203	Ванчский район, в 22,5 *км* ЮВ к Ванч, северный склон Язгулемского хребта	30/VIII 1962 г	2800	Q	1,0	7	17,8 / 0,67
204	Ванчский район, в 12 *км* СВ к Рушан, долина р Бартанг	10/IX 1962 г.	2200	Q / C—T	8,5	9	14,3 / 0,6
205	Ванчский район, в 9,4 *км* СЗ к Бартанг, южный склон Язгулемского хребта	13/IX 1962 г	2800	Q / C—T	5,0	7	13,3 / 0,58
206	Мургабский район, в 44 *км* СЗ к Каракуль, южный склон Заалайского хребта	3/VIII 1963 г	4200	Q / N	4—5	1	9,68 / 0,38
207	Мургабский район, в 35 *км* СЗ к Каракуль, долина р Маркансу	10/IX 1962 г	4000	Q	0,5	4	15,67 / 0,63
208	Мургабский район, в 33 *км* СЗ к Караджилга, долина р Караджилга	5/VIII 1963 г	4000	Q / γ	0,8—1,0	7	34,03 / 1,48
209	Мургабский район, 62,5 *км* З к Каракуль, долина р Зулумарт	Лето 1961 г.	4080	P—T	0,5	—	6,6 / 0,29
210	Мургабский район, в 78,5 *км* ЗЮЗ к Каракуль, восточный склон хребта Биляндкиик	Лето 1961 г.	4500	C	1—1,5	—	3,6 / 0,16
211	Ванчский район, в 62,5 *км* СВ к. Ванч, долина р Ванч	19/VIII 1962 г.	4200	C	1,0	3	10,8 / 0,41
212	Мургабский район, в 37,5 *км* З к Каракуль, долина р Акджилга	7/VIII 1963 г.	4300	γ	0,5	2	5,98 / 0,26
213	Мургабский район, к Каракуль, котловина оз Каракуль	10/IX 1962 г.	3920	Q	1,5	4	12,96 / 0,55

Продолжение прилож

ский состав, $\frac{мг/л}{мг\text{-}экв/л}$					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
49,6 / 4,08	136,2 / 6,8	4,8 / 0,14	409,0 / 8,52	189,1 / 3,1	$M_{0,819}$ $\frac{SO_4\ 72\ HCO_3\ 26}{Ca\ 58\ Na\ 34}$	Не каптирован, не используется
22,4 / 1,84	38,9 / 1,94	3,5 / 0,1	87,2 / 1,82	153,6 / 2,6	$M_{0,341}$ $\frac{HCO_3\ 58\ SO_4\ 40}{Ca\ 44\ Mg\ 40\ Na\ 16}$	То же
31,9 / 2,62	31,1 / 1,55	3,5 / 0,1	101,2 / 2,11	152,4 / 2,6	$M_{0,347}$ $\frac{HCO_3\ 50\ SO_4\ 44}{Mg\ 54\ Ca\ 32\ Na\ 14}$	„ „
21,9 / 1,8	44,1 / 2,2	5,5 / 0,16	88,9 / 1,85	158,6 / 2,6	$M_{0,34}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 40}{Ca\ 48\ Mg\ 40\ Na\ 12}$	„ „
3,7 / 0,6	92,2 / 4,6	4,2 / 0,12	195,1 / 4,06	97,6 / 1,6	$M_{0,418}$ $\frac{SO_4\ 70\ HCO_3\ 28}{Ca\ 80\ Mg\ 10\ Na\ 10}$	„ „
22,01 / 1,81	45,69 / 2,28	10,3 / 0,29	82,56 / 1,72	149,45 / 2,46	$M_{0,25}$ $\frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 38}{Ca\ 50\ Mg\ 40}$	„ „
12,86 / 1,06	38,54 / 1,92	7,24 / 0,20	67,40 / 1,41	122,0 / 2,0	$M_{0,21}$ $\frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 38}{Ca\ 54\ Mg\ 28\ Na\ 16}$	„ „
16,17 / 1,33	29,86 / 1,49	33,37 / 0,94	60,51 / 1,26	128,1 / 2,10	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\ 48\ SO_4\ 28\ Cl\ 22}{Ca\ 34\ Na\ 34\ Mg\ 30}$	„ „
9,5 / 0,78	29,5 / 1,47	3,4 / 0,1	24,4 / 0,45	122,0 / 2,0	$M_{0,14}$ $\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 18}{Ca\ 58\ Mg\ 30\ Na\ 12}$	„ „
7,2 / 0,59	21,6 / 1,08	3,4 / 0,1	15,6 / 0,33	85,4 / 1,4	$M_{0,104}$ $\frac{HCO_3\ 76\ SO_4\ 18}{Ca\ 60\ Mg\ 32}$	„ „
24,8 / 2,04	55,4 / 2,77	1,3 / 0,04	157,2 / 3,27	115,9 / 1,9	$M_{0,370}$ $\frac{SO_4\ 62\ HCO_3\ 36}{Ca\ 54\ Mg\ 40}$	„ „
6,57 / 0,54	45,88 / 2,29	3,55 / 0,1	5,35 / 0,11	175,68 / 2,88	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 94}{Ca\ 74\ Mg\ 16}$	„ „
15,94 / 1,31	29,19 / 1,46	10,64 / 0,30	32,1 / 0,67	143,35 / 2,35	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 20}{Ca\ 44\ Mg\ 40\ Na\ 16}$	Не каптирован, используется для питья

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
214	Мургабский район, в 22,5 *км* В к. Каракуль, долина р. Карааpт	10/IX 1962 г.	4320	Q / C	3,0	3	12,04 / 0,52
215	Мургабский район, в 30 *км* ЮЗ к. Каракуль, долина р. Музкол	5/VIII 1963 г.	4000	Q	5	3	26,44 / 1,15
216	Мургабский район, в 30 *км* Ю к. Каракуль, долина р. Акбайтал	9/IX 1962 г.	4080	C	0,1	1	42,54 / 1,85
217	Мургабский район, в 42,5 *км* ЮЗ к. Каракуль, долина р. Кокуйбель	9/IX 1962 г.	4000	Q / C	0,5	7	11,68 / 0,51
218	Мургабский район, в 78 *км* ЮЗ к. Каракуль, долина р. Танымас	6/IX 1962 г.	3280	Q / C	0,05	5	8,89 / 0,31
219	Мургабский район, в 85 *км* СЗ г. Мургаб, долина р. Кокуйбель	5/X 1962 г.	3680	Q	0,1—0,2	4	44,85 / 1,93
220	Мургабский район, в 54 *км* СЗ г. Мургаб, долина р. Акбайтал	4/IX 1962 г.	4650	Q / Cm—D	0,25	1	3,45 / 0,15
221	Рушанский район, в 90 *км* СВ к. Бартанг, долина р. Танымас	5/IX 1962 г.	3200	Q / P—T	2,0	4	7,04 / 0,30
222	Мургабский район, в 85 *км* СЗ от г. Мургаб, долина р. Бозбайтал	6/IX 1962 г.	3680	Q / P—T	3—5	3	16,44 / 0,65
223	Мургабский район, в 83 *км*. СЗ г. Мургаб, северный склон хребта Музкол	7/IX 1962 г.	4000	Q / C	15,0	5	13,56 / 0,59
224	Мургабский район, в 56 *км* СЗ г. Мургаб, северный склон хребта Зорташкол	8/VII 1960 г.	3680	Q	1,5—2,0	7	43,17 / 1,87
225	Мургабский район, в 41,5 *км* СЗ г. Мургаб, северный склон хребта Музкол	1/VIII 1958 г.	4380	Q / aCm	0,2	1	22,08 / 0,96
226	Мургабский район, в 28 *км* СЗ к. Рангкуль, южный склон Сарыкольского хребта	11/VIII 1962 г.	4300	Q / C	3,0	0,5	40,46 / 1,7

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
4,72 / 0,39	29,18 / 1,46	6,27 / 0,18	33,74 / 0,70	91,5 / 1,49	$M_{0,13}$ $\frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 28}{Ca\ 30\ Na\ 22\ Mg\ 16}$	Не *каптирован*, не используется
18,97 / 1,56	27,86 / 1,39	25,56 / 0,72	37,04 / 0,77	159,21 / 2,61	$M_{0,20}$ $\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 18\ Cl\ 18}{Mg\ 38\ Ca\ 34\ Na\ 28}$	То же
21,53 / 1,75	52,53 / 2,62	53,45 / 1,5	111,1 / 2,31	146,4 / 2,39	$M_{0,35}$ $\frac{HCO_3\ 38\ SO_4\ 36\ Cl\ 24}{Ca\ 42\ Na\ 30\ Mg\ 28}$	" "
17,71 / 1,46	23,35 / 1,17	5,32 / 0,15	51,85 / 1,08	115,9 / 1,9	$M_{0,17}$ $\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 34}{Mg\ 48\ Ca\ 36\ Na\ 16}$	" "
84,58 / 6,96	71,63 / 3,96	7,13 / 0,20	251,84 / 5,24	389,4 / 5,39	$M_{0,61}$ $\frac{HCO_3\ 50\ SO_4\ 48}{Mg\ 64\ Ca\ 32}$	" "
28,34 / 2,33	70,04 / 3,5	14,18 / 0,40	88,88 / 1,85	335,5 / 5,50	$M_{0,42}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 24}{Ca\ 44\ Mg\ 30\ Na\ 24}$	" "
24,79 / 2,03	35,02 / 1,74	7,91 / 0,22	63,37 / 1,31	146,4 / 2,39	$M_{0,22}$ $\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 32}{Mg\ 52\ Cl\ 44}$	" "
3,54 / 0,29	19,46 / 0,97	2,64 / 0,04	18,93 / 0,39	67,1 / 1,09	$M_{0,08}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 24}{Ca\ 62\ Na\ 20\ Mg\ 18}$	" "
23,02 / 1,89	36,0 / 1,8	5,32 / 0,15	64,19 / 1,34	173,85 / 2,85	$M_{0,24}$ $\frac{HCO_3\ 66\ SO_4\ 30}{Mg\ 44\ Ca\ 40\ Na\ 14}$	" "
10,03 / 0,83	25,29 / 1,26	3,56 / 0,10	18,11 / 0,38	134,2 / 2,20	$M_{0,14}$ $\frac{HCO_3\ 82\ SO_4\ 14}{Ca\ 46\ Mg\ 30\ Na\ 22}$	" "
3,6 / 0,3	12,0 / 0,6	6,8 / 0,18	75,0 / 1,56	63,0 / 1,03	$M_{0,17}$ $\frac{SO_4\ 56\ HCO_3\ 40}{Na\ 66\ Ca\ 22\ Mg\ 12}$	" "
17,02 / 1 4	11,2 / 0,56	10,65 / 0,3	29,76 / 0,62	122,0 / 2,0	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 22\ Cl\ 10}{Mg\ 48\ Na\ 32\ Ca\ 20}$	" "
15,94 / 1,31	38,01 / 1,94	10,69 / 0,30	69,95 / 1,45	195,2 / 3,20	$M_{0,29}$ $\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 30}{Ca\ 38\ Na\ 34\ Mg\ 26}$	" "

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче	
							Na+K	
227	Мургабский район, в 28 *км* З к Рангкуль, южный склон Сарыкольского хребта	30/VIII 1962 г.	4300	Q / Cm—D	3,0	1	8,71	0,35
228 (колодец)	Мургабский район, восточная окраина к Рангкуль, Рангкульская котловина	11/VIII 1962 г.	3800	Q	—	1,0	22,62	0,87
229	Мургабский район, в 24 *км* СВ к Рангкуль, юго-западный склон Сарыкольского хребта	21/VIII 1956 г.	4220	Q / C	5,0	2	50,6	0,2
230	Мургабский район, в 28,5 *км* СЗ к Музкол, южный склон хребта Музкол	14/VIII 1955 г.	4080	J	25,0	8	57,96	2,52
231	Мургабский район, в 16 *км* С г Мургаб, сериный склон гор Карагаш	30/VIII 1962 г.	4100	Q / J	1,0	1	8,66	0,36
232	Мургабский район, в 19 *км* ЮЗ к Рангкуль, юго восточный склон горы Мамылджилга	5/VIII 1962 г.	2180	Q / Cm—D	1,5	0,2	12,95	0,56
233	Мургабский район, в 22 *км* ЮВ к Рангкуль, долина р Мамек	9/VIII 1962 г.	4250	Q / aCm	3,0	0,1	19,68	0,79
234	Мургабский район, в 68,5 *км* З г Мургаб, южный склон Сарезского хребта	14/IX 1960 г.	4000	Q / P—T	0,3—0,4	7	10,2	0,43
235	Мургабский район, в 82,5 *км* ЗЮЗ г Мургаб, южный склон хребта Караджилга	15/IX 1961 г	3680	P—T	3,0	5	4,9	0,18
236	Мургабский район, в 31 *км* ЮЗ г Мургаб, северный склон Северо-Аличурского хребта	Лето 1955 г	4300	γ	3—5	—	—	
237	Мургабский район, в 8 *км* ЮЗ г Мургаб, долина р Карасу	3/VIII 1962 г.	4020	J	6,0	7	36,74	1,59
238	Мургабский район, в 45 *км* В г Мургаб, южный склон хребта Таракулома	6/VIII 1962 г.	4200	Q / P—T	0,1—0,2	4	8,79	0,38

Продолжение прилож

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
26,56 / 2,18	27,24 / 1,36	14,25 / 0,40	76,54 / 1,59	115,9 / 1,89	$M_{0,23}$ $\frac{HCO_3\ 48\ SO_4\ 40\ Cl\ 10}{Mg\ 58\ Ca\ 34}$	Не каптирован, не используется
14,17 / 1,17	48,64 / 2,43	21,38 / 0,60	74,89 / 1,56	140,3 / 2,30	$M_{0,29}$ $\frac{HCO_3\ 52\ SO_4\ 34\ Cl\ 14}{Ca\ 54\ Mg\ 26\ Na\ 20}$	Используется для питья
12,6 / 1,04	42,0 / 2,1	8,16 / 0,23	39,09 / 0,81	127,9 / 2,3	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 24\ CO_3\ 12}{Ca\ 62\ Mg\ 32}$	Не каптирован, не используется
10,8 / 0,89	51,24 / 2,55	29,1 / 0,82	122,23 / 2,54	152,4 / 2,6	$M_{0,438}$ $\frac{HCO_3\ 42\ SO_4\ 42\ Cl\ 12}{Ca\ 42\ Na\ 42\ Mg\ 16}$	То же
16,45 / 1,35	26,14 / 1,30	7,13 / 0,20	13,17 / 0,27	154,94 / 2,54	$M_{0,16}$ $\frac{HCO_3\ 84}{Mg\ 44\ Ca\ 42\ Na\ 12}$	„ „
8,77 / 0,72	30,8 / 1,54	10,64 / 0,30	3,95 / 0,82	103,7 / 1,7	$M_{0,16}$ $\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 28\ Cl\ 12}{Ca\ 54\ Mg\ 26\ Na\ 20}$	„ „
5,85 / 0,48	40,46 / 2,02	14,18 / 0,40	37,86 / 0,78	128,1 / 2,10	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 24\ Cl\ 12}{Ca\ 60\ Na\ 24\ Mg\ 14}$	„ „
12,2 / 1,0	40,01 / 2,0	3,8 / 0,11	63,4 / 1,32	122,0 / 2,0	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3\ 58\ SO_4\ 40}{Ca\ 54\ Mg\ 28\ Na\ 18}$	„ „
23,8 / 1,97	39,3 / 1,97	Нет	51,0 / 1,06	185,4 / 3,04	$M_{0,21}$ $\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 26}{Ca\ 48\ Mg\ 48}$	„ „
—	—	—	—	—	—	Не каптирован, используется летом для водопоя скота
19,48 / 1,6	42,8 / 2,14	14,25 / 0,40	79,01 / 1,65	201,3 / 3,29	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 30}{Ca\ 40\ Mg\ 30\ Na\ 30}$	Не каптирован, не используется
17,62 / 1,45	38,72 / 1,93	10,69 / 0,30	22,22 / 0,46	183,0 / 2,99	$M_{0,19}$ $\frac{HCO_3\ 80\ SO_4\ 12}{Ca\ 50\ Mg\ 38\ Na\ 10}$	То же

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
239	Мургабский район, в 64 *км* В г. Мургаб, северный склон гор Култук	7/VIII 1962 г.	4400	Q / γ	1,0	1,0	9,05 / 0,30
240	Мургабский район, в 16 *км* Ю г. Мургаб, долина р. Карасу	12/VIII 1963 г.	3760	Q / P—T	2—3	9	27,59 / 1,2
241	Мургабский район, в 27,5 *км* СВ к. Тохтамыш, западный склон Сарыкольского хребта	Лето 1959 г.	4300	Q / γ	1,0	—	70,38 / 3,06
242	Ванчский район, в 7,5 *км* В к. Бартанг, северный склон Рушанского хребта	11/IX 1962 г.	4020	Q	0,5	5	6,9 / 0,3
243	Шугнанский район, в 10 *км* Ю г. Хорог, долина р. Пяндж	20/IX 1962 г.	2320	Q / aCm	0,8	9	12,14 / 0,53
244	Шугнанский район, в 23 *км* ВСВ г. Хорог, северный склон Шугнанского хребта	16/IX 1958 г.	3600	Q / γ	10,0	14	56,6 / 2,46
245	Шугнанский район, в 39 *км* СВ г. Хорог, северный склон Шугнанского хребта	18/VIII 1958 г.	2600	γ	5,0	17	36,3 / 1,58
246	Шугнанский район, в 37 *км* С совхоза Джаушангоз, южный склон хребта Бачор	24/IX 1962 г.	3000	γ	5—10	10	17,0 / 0,74
247	Шугнанский район, в 32 *км* С совхоза Джаушангоз, долина р. Тогузбулак	29 VII 1962 г.	3500	Q / γ	1,5—2,0	60,5	108,36 / 4,66
248	Мургабский район, в 27,5 *км* З к. Аличур, котловина оз. Ящикуль	1/VIII 1962 г.	3760	γ	0,5	67	185,86 / 7,93
249	Мургабский район, в 20 *км* З к. Аличур, Аличурская долина	2/VIII 1962 г.	3800	γ	0,1	14	1059,4 / 46,0
250	Мургабский район, в 8 *км* СВ к. Аличур, Аличурская долина	3/VIII 1962 г.	3900	γ	5—10	5	20,78 / 0,9

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
5,87 / 0,48	74,54 / 3,71	5,35 / 0,15	9,05 / 0,19	256,2 / 4,2	$M_{0,24}\frac{HCO_3\ 92}{Ca\ 82\ Mg\ 10}$	Не каптирован, не используется
15,81 / 1,3	42,08 / 2,1	11,36 / 0,32	55,15 / 1,15	190,9 / 3,13	$M_{0,25}\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 24}{Ca\ 46\ Mg\ 38\ Na\ 26}$	То же
4,71 / 0,39	38,54 / 1,92	23,85 / 0,67	91,2 / 1,9	170,8 / 2,8	$M_{0,3}\frac{HCO_3\ 52\ SO_4\ 36\ Cl\ 12}{Na\ 56\ Ca\ 36}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
3,7 / 0,3	19,0 / 0,95	Следы	16,5 / 0,34	73,2 / 1,2	$M_{0,122}\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 22}{Ca\ 62\ Mg\ 20\ Na\ 18}$	Не каптирован, не используется
5,31 / 0,44	23,37 / 1,17	—	35,39 / 0,74	85,4 / 1,4	$M_{0,13}\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 34}{Ca\ 54\ Na\ 24\ Mg\ 20}$	То же
8,5 / 0,7	8,4 / 0,42	10,6 / 0,3	99,8 / 2,08	73,2 / 1,2	$M_{0,257}\frac{SO_4\ 58\ HCO_3\ 36}{Na\ 68\ Mg\ 20\ Ca\ 14}$	„ „
6,8 / 0,56	Нет	10,6 / 0,3	49,9 / 1,04	48,8 / 0,8	$M_{0,152}\frac{SO_4\ 48\ HCO_3\ 38\ Cl\ 14}{Na\ 74\ Mg\ 26}$	„ „
2,36 / 0,19	19,46 / 0,97	7,09 / 0,20	36,21 / 0,45	57,95 / 0,95	$M_{0,12}\frac{HCO_3\ 50\ SO_4\ 40\ Cl\ 10}{Ca\ 50\ Na\ 38\ Mg\ 10}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
—	3,87 / 0,19	23,16 / 0,65	125,1 / 2,6	61,0 / 0,99	$M_{0,37}\frac{SO_4\ 54\ HCO_3\ 20\ Cl\ 14\ CO_3\ 12}{Na\ 96}$	Серный, термальный, не каптирован, используется для лечебных целей
10,65 / 0,09	10,65 / 0,53	60,68 / 1,71	211,51 / 4,40	150,06 / 2,46	$M_{0,62}\frac{SO_4\ 50\ HCO_3\ 28\ Cl\ 20}{Na\ 92}$	Термальный, газирует, не каптирован, не используется
16,53 / 1,36	23,35 / 1,16	384,88 / 10,85	79,83 / 1,06	2200,8 / 36,07	$M_{2,82}\frac{HCO_3\ 74\ Cl\ 22}{Na\ 94}$	Минеральный, газирует, не каптирован, не используется
7,08 / 0,58	35,99 / 1,79	7,13 / 0,20	23,04 / 0,48	158,6 / 2,59	$M_{0,23}\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 16}{Ca\ 54\ Na\ 26\ Mg\ 18}$	Не каптирован, не используется

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче
							Na+K
251	Мургабский район, в 13 км ЮЗ к. Аличур, котловина оз. Сасыккуль	31/VII 1962 г.	3800	Q	0,1	6	32,64 / 1,41
252	Мургабский район, в 25 км В к. Аличур, Аличурская долина	12/VIII 1963 г.	3890	Q	—	—	65,63 / 2,74
253	Мургабский район, в 33 км ЮЮЗ г. Мургаб, долина р. Мамазаир	3/VIII 1962 г.	4080	J	2	5	6,25 / 0,27
254	Мургабский район, в 43 км Ю г. Мургаб, южный борт урочища Кокбелес	25/VI 1956 г.	4350	J	1,0	2	12,48 / 0,54
255	Мургабский район, в 48 км ЮВ г. Мургаб, южный склон хребта Акбура	Лето 1956 г.	4480	P—T	2,0	—	—
256	Мургабский район, в 17,5 км В к Тохтамыш, западный склон Сарыкольского хребта	Лето 1959 г.	4500	γ	1,4	—	46,23 / 2,01
257	Ишкашимский район, в 37 км Ю г. Хорог, долина р. Пяндж	20/IX 1962 г.	2400	aCm	0,01	10	37,24 / 1,61
258	Ишкашимский район, в 33 км Ю г. Хорог, долина р. Гармчашма	20/IX 1962 г.	2800	aCm	6	62	777,94 / 32,08
259	Роштказлинский район, в 30 км ЮВ г. Хорог, долина р. Шахдара	23/IX 1962 г.	2640	Q / aCm	0,2—2,0	10	19,27 / 0,83
260	Роштказлинский район, в 33 км ЮВ г. Хорог, долина р. Шахдара	23/IX 1962 г.	2750	Q / aCm	0,2—0,3	11	29,86 / 1,14
261	Ишкашимский район, в 32,5 км С к. Ишкашим, долина р. Пяндж	19/IX 1962 г.	2400	aCm	0,5—0,8	16	307,23 / 12,68
262	Ишкашимский район, в 25 км С к. Ишкашим, долина р. Пяндж	19/IX 1962 г.	2460	Q / aCm	3,5—4,0	35	169,75 / 6,67
263	Ишкашимский район, в 30 км СВ к. Ишкашим, южный склон Ишкашимского хребта	13/IX 1958 г.	3700	Q / aCm	0,8	8	105,3 / 4,6
264	Ишкашимский район, в 11,5 км СВ к. Ишкашим, южный склон Ишкашимского хребта	14/VIII 1958 г.	3880	aCm	1,0	10	70,4 / 3,0

Продолжение прилож

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
4,70 / 0,39	30,01 / 1,49	12,47 / 0,35	16,46 / 0,34	158,6 / 2,59	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\ 78\ Cl\ 12\ SO_4\ 10}{Ca\ 44\ Na\ 42}$	Не каптирован, не используется
60,07 / 4,94	183,77 / 9,17	19,52 / 0,55	477,46 / 9,93	388,57 / 6,37	$M_{0,99}$ $\frac{SO_4\ 58\ HCO_3\ 38}{Ca\ 54\ Na\ 16\ Mg\ 14}$	То же
2,36 / 0,19	42,8 / 2,13	7,13 / 0,2	13,99 / 0,29	128,1 / 2,1	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 81\ SO_4\ 11}{Ca\ 82\ Na\ 10}$	" "
Нет	42,08 / 2,1	8,15 / 0,23	14,81 / 0,31	128,1 / 2,1	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3\ 80\ SO_4\ 12}{Ca\ 80\ Na\ 20}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
—	—	—	—	—	$M_{0,42}$	Не каптирован, не используется
21,88 / 1,8	21,85 / 1,09	17,75 / 0,5	105,6 / 2,2	134,2 / 2,2	$M_{0,35}$ $\frac{HCO_3\ 46\ SO_4\ 44\ Cl\ 10}{Na\ 42\ Mg\ 36\ Ca\ 22}$	Не каптирован, используется для водопоя скота
42,5 / 3,49	153,71 / 7,67	7,91 / 0,22	315,21 / 6,56	366,0 / 5,9	$M_{0,81}$ $\frac{SO_4\ 50\ HCO_3\ 46}{Ca\ 60\ Mg\ 28\ Na\ 12}$	Не каптирован, не используется, минеральный
33,91 / 2,79	150,99 / 7,49	390,8 / 11,02	204,1 / 4,25	1653,1 / 27,1	$M_{2,52}$ $\frac{HCO_3\ 64\ Cl\ 26\ SO_4\ 10}{Na\ 77\ Ca\ 18}$	Используется для бальнеологических целей
4,09 / 0,34	26,97 / 1,35	5,32 / 0,15	85,4 / 1,40	46,00 / 0,96	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 38}{Ca\ 54\ Na\ 32\ Mg\ 14}$	Не каптирован, не используется
14,03 / 1,15	40,46 / 2,02	7,24 / 0,20	187,64 / 3,91	12,2 / 0,20	$M_{0,32}$ $\frac{SO_4\ 90}{Ca\ 46\ Mg\ 28\ Na\ 26}$	То же
67,81 / 3,58	287,10 / 14,53	296,72 / 8,37	202,46 / 4,224	1220,0 / 20,0	$M_{1,84}$ $\frac{HCO_3\ 60\ Cl\ 26\ SO_4\ 14}{Ca\ 44\ Na\ 38\ Mg\ 16}$	" "
54,95 / 4,52	200,39 / 9,99	119,41 / 3,37	279,82 / 5,83	732,0 / 12,0	$M_{1,22}$ $\frac{HCO_3\ 56\ SO_4\ 26\ Cl\ 26}{Ca\ 46\ Na\ 30\ Mg\ 20}$	Не каптирован, используется для бальнеологических целей
23,8 / 1,9	2,8 / 0,14	7,1 / 0,2	224,6 / 4,7	109,8 / 1,8	$M_{0,418}$ $\frac{SO_4\ 70\ HCO_3\ 28}{Na\ 66\ Mg\ 28}$	Не каптирован, не используется
10,4 / 0,9	66,2 / 3,3	8,2 / 0,23	79,4 / 1,6	329,4 / 5,4	$M_{0,571}$ $\frac{HCO_3\ 74\ SO_4\ 22}{Ca\ 44\ Na\ 40\ Mg\ 16}$	То же

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, м	Возраст водовмещающих пород	Дебит, л/с	Температура, °С	Химиче
							Na+K
265	Ишкашимский район, в 33 км СВ к. Ишкашим, долина р. Пяндж	19/IX 1962 г.	2640	Q / aCm	1,5	32—35	404,11 / 16,85
266	Рошткалинский район, в 25 км СВ к. Рошткала, южный склон Шугнанского хребта	14/VIII 1959 г.	3400	Q / aCm	3,0	10	4,83 / 0,21
267	Рошткалинский район, в 47 км ЮВ г. Хорог, долина р. Шахдара	22/X 1962 г.	2800	Q / aCm	15	8	19,76 / 0,86
268	Рошткалинский район, в 40 км ЮВ к. Рошткала, северный склон Ваханского хребта	3/IX 1959 г.	3850	Q / aCm	4,0	10	12,0 / 0,5
269	Ишкашимский район, в 42 км З к. Ляигар, долина р. Пяндж	18/IX 1962 г.	2800	Q / aCm	2,0	20	47,1 / 2,07
270	Ишкашимский район, в 20 км З к. Лянгар, долина р. Пяидж	17/IX 1962 г.	2800	Q / aCm	0,5	20	39,52 / 3,66
271	Ишкашимский район, в 14 км ЮЗ к. Лянгар, долина р. Пяидж	17/IX 1962 г.	2800	aCm	0,5	17	31,68 / 1,15
272	Ишкашимский район, в 2,5 км от к. Лянгар, долина р. Пяндж	17/IX 1962 г.	3200	Q / aCm	0,16	45	753,47 / 32,76
273	Рошкальский район, в 15 км ЮВ к. Джаушаигоз, северный склон Ваханского хребта	16/IX 1962 г.	3750	Q / aCm	0,6	11	25,3 / 1,1
274	Шугнанский район, в 15 км ЮВ совхоза Джаушангоз, северный склон Южно-Аличурского хребта	27/VII 1962 г.	4040	Q	4,0	40	11,92 / 0,52
275	Мургабский район, в 37,5 км ЮЗ к. Аличур, долина р. Суулу-Тагаркаты	2/VIII 1962 г.	4000	Q / γ	2,0	32	108,36 / 4,66
276	Ишкашимский район, в 49 км ЮЗ к. Аличур, южный склон гор Бакчигир	30/VII 1962 г.	4320	Q / γ	1,0	7	13,9 / 0,6

Продолжение прилож

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
33,48 / 2,75	302,99 / 15,12	356,37 / 10,05	224,68 / 4,68	1220,0 / 19,99	$M_{1,99}\ \frac{HCO_3\,58\ Cl\,28\ SO_4\,14}{Na\,48\ Ca\,44}$	Минеральный, не каптирован, используется для бальнеологических целей
9,64 / 0,79	Нет	Нет	4,83 / 0,1	55,0 / 0,9	$M_{0,08}\ \frac{HCO_3\,90\ SO_4\,10}{Mg\,80\ Na\,20}$	Не каптирован, не используется
9,44 / 0,78	46,71 / 2,33	10,69 / 0,30	79,83 / 1,66	122,0 / 1,99	$M_{0,25}\ \frac{HCO_3\,50\ SO_4\,42}{Ca\,58\ Na\,22\ Mg\,20}$	То же
4,88 / 0,4	28,0 / 1,4	Нет	14,4 / 0,3	122,0 / 2,0	$M_{0,185}\ \frac{HCO_3\,86\ SO_4\,14}{Ca\,60\ Na\,22\ Mg\,18}$	» »
41,32 / 3,39	107,01 / 5,34	7,91 / 0,22	388,46 / 8,08	152,5 / 2,49	$M_{0,7}\ \frac{SO_4\,74\ HCO_3\,22}{Ca\,48\ Mg\,30\ Na\,18}$	» »
49,11 / 4,04	221,54 / 11,06	7,24 / 0,2	101,23 / 2,11	1012,6 / 16,6	$M_{1,0}\ \frac{HCO_3\,88\ SO_4\,10}{Ca\,58\ Mg\,20\ Na\,18}$	Минеральный, не каптирован, используется для лечебных целей
40,92 / 3,37	202,32 / 10,10	5,07 / 0,14	123,45 / 2,57	723,9 / 11,9	$M_{0,84}\ \frac{HCO_3\,80\ SO_4\,18}{Ca\,68\ Mg\,22}$	То же
18,89 / 1,55	62,26 / 3,11	320,73 / 9,04	316,03 / 6,58	1329,8 / 21,79	$M_{2,3}\ \frac{HCO_3\,58\ Cl\,24\ SO_4\,18}{Na\,88}$	» »
4,88 / 0,4	16,0 / 0,8	Нет	33,6 / 0,7	97,6 / 1,6	$M_{0,183}\ \frac{HCO_3\,70\ SO_4\,30}{Na\,48\ Ca\,34\ Mg\,18}$	Не каптирован, не используется
1,18 / 0,09	19,45 / 0,97	3,56 / 0,10	14,81 / 0,31	73,2 / 1,20	$M_{0,10}\ \frac{HCO_3\,74\ SO_4\,18}{Ca\,60\ Na\,32}$	То же
—	3,87 / 0,19	23,16 / 0,65	125,1 / 2,60	61,0 / 0,99	$M_{0,21}\ \frac{SO_4 54\ HCO_3 20\ Cl 14\ CO_3 12}{Na\,96}$	Термальный, используется для бальнеологических целей
2,33 / 0,19	15,41 / 0,77	3,55 / 0,1	22,22 / 0,46	61,0 / 1,0	$M_{0,09}\ \frac{HCO_3\,64\ SO_4\,60}{Ca\,48\ Na\,38\ Mg\,12}$	Не каптирован, не используется

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка выхода воды, *м*	Возраст водовмещающих пород	Дебит, *л/с*	Температура, °С	Химиче
							Na+K
277	Ишкашимский район, в 36,5 *км* ЮВ к. Джаушангоз, долиина р. Памир	16/IX 1962 г.	3600	aCm	4,5	6	13,14 / 0,52
278	Мургабский район, в 39 *км* СВ к. Лянгар, долина р. Памир	16/IX 1962 г.	3680	Q	1,0	10	34,47 / 1,43
279	Мургабский район, в 35 *км* ЮЗ к. Аличур, северный склон Южно-Аличурского хребта	16/IX 1962 г.	4400	Q / γ	0,01	8	20,76 / 0,83
280	Мургабский район, в 43 *км* ЮЗ к. Аличур, долина р. Памир	16/IX 1962 г.	3900	Q / aCm	0,1	7	108,26 / 4,49
281	Мургабский район, в 22 *км* ЮВ к. Аличур, северный склон Южио-Аличурского хребта	Лето 1958 г.	4600	Q / γ	0,5	—	37,26 / 1,62
282	Мургабский район, в 42 *км* ЮВ к. Аличур, котловина оз. Зоркуль	14/IX 1962 г.	4260	Q	3—5	1	12,34 / 0,52
283	Мургабский район, в 66 *км* З к. Кызылрабат, котловина оз. Зоркуль	14/IX 1962 г.	4440	P—T	10—12	1	5,26 / 0,23
284	Мургабский район, в 74 *км* ЮЗ к. Кызылрабат, северный склои Ваханского хребта	7/VIII 1959 г.	4300	Q / P—T	0,9	10	6,9 / 0,3
285	Мургабский район, в 55 *км* СЗ к. Кызылрабат, долина р. Истык	9/VIII 1962 г.	4160	Q / J	Более 10	64	395,43 / 17,19
286	Мургабский район, в 17 *км* СЗ к. Кызылрабат, долиина р. Кызылрабат	9/VIII 1962 г.	4240	Q	2,0	10,5	15,27 / 0,66
287	Мургабский район, в 15 *км* СЗ к. Кызылрабат, долина р. Аксу	7/VIII 1963 г.	4000	P—T	10	15	8,37 / 0,36
288	Мургабский район, в 1 *км* Ю к. Кызылрабат, долина р. Аксу	7/VIII 1962 г.	3900	Q / P—T	2,3	40	76,36 / 3,32
289	Мургабский район, в 6 *км* Ю к. Кызылрабат, долина р. Кашкасу	8/VIII 1962 г.	4100	Q / Pg	0,4	40	904,4 / 39,32

Продолжение прилож.

ский состав, мг/л / мг-экв/л					Формула Курлова	Примечания
Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3		
4,68 / 0,38	19,27 / 0,96	Нет	32,1 / 0,67	73,2 / 1,20	$M_{0,11}$ $\frac{HCO_3\ 64\ SO_4\ 36}{Ca\ 50\ Na\ 28\ Mg\ 20}$	Не каптирован, не используется
26,89 / 2,21	38,54 / 1,92	5,79 / 0,16	57,61 / 1,19	256,2 / 4,2	$M_{0,33}$ $\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 22}{Mg\ 40\ Ca\ 34\ Na\ 26}$	То же
2,34 / 0,19	38,54 / 1,92	7,24 / 0,20	35,39 / 0,74	122,0 / 2,0	$M_{0,17}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 24}{Ca\ 64\ Na\ 28}$	" "
4,68 / 0,39	19,26 / 0,96	14,18 / 0,4	25,51 / 0,53	298,9 / 4,9	$M_{0,32}$ $\frac{HCO_3\ 84}{Na\ 76\ Ca\ 16}$	Минеральный, не каптирован, не используется
6,8 / 0,56	Нет	9,23 / 0,26	63,36 / 1,32	36,6 / 0,6	$M_{0,135}$ $\frac{SO_4\ 60\ HCO_3\ 28\ Cl\ 12}{Na\ 74\ Mg\ 26}$	Не каптирован, не используется
3,51 / 0,29	19,27 / 0,96	3,62 / 0,10	22,22 / 1,12	73,2 / 1,2	$M_{0,10}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 26}{Ca\ 54\ Na\ 28\ Mg\ 16}$	То же
7,02 / 0,57	19,27 / 0,96	3,62 / 0,10	27,16 / 0,57	67,1 / 1,10	$M_{0,11}$ $\frac{HCO_3\ 62\ SO_4\ 32}{Ca\ 54\ Mg\ 34\ Na\ 12}$	" "
2,44 / 0,2	Нет	Нет	Нет	30,5 / 0,5	$M_{0,047}$ $\frac{HCO_3\ 100}{Na\ 60\ Mg\ 40}$	" "
5,90 / 0,48	58,37 / 2,91	79,19 / 2,23	78,18 / 1,62	1030,9 / 16,89	$M_{1,19}$ $\frac{HCO_3\ 80\ Cl\ 12}{Na\ 82\ Ca\ 14}$	Минеральный, каптирован цементным хаузом, используется для бальнеологических целей
4,72 / 0,39	48,64 / 2,43	3,56 / 0,10	23,04 / 0,48	176,9 / 2,89	$M_{0,14}$ $\frac{HCO_3\ 80\ SO_4\ 14}{Ca\ 66\ Mg\ 16\ Na\ 16}$	Не каптирован, не используется
8,85 / 0,72	24,32 / 1,21	3,56 / 0,1	19,75 / 0,41	109,8 / 1,79	$M_{0,18}$ $\frac{HCO_3\ 78\ SO_4\ 18}{Ca\ 52\ Mg\ 30\ Na\ 16}$	То же
83,92 / 6,89	103,12 / 5,14	21,38 / 0,60	84,76 / 1,76	793,0 / 12,99	$M_{0,8}$ $\frac{HCO_3\ 84\ SO_4\ 12}{Mg\ 44\ Ca\ 32\ Na\ 22}$	Сероводородный, каптирован цементным хаузом, используется для бальнеологических целей
22,43 / 1,84	97,28 / 4,85	99,78 / 2,81	135,79 / 2,82	2464,4 / 40,39	$M_{3,7}$ $\frac{HCO_3\ 88}{Na\ 84\ Ca\ 10}$	Минеральный, не каптирован, используется для бальнеологических целей

КАТАЛОГ

Скважины, отмеченные звездочкой, имеются на гидрогеологической карте Таджикской ССР

I	II	I	II
114—	6	137—	61
115—	9	153—	90
117—	12	154—	92
119—	15	157—	98
131—	52	159—	105
133—	55	166—	116
		167—	119

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, *м*	Уровень, *м* появившийся / установившийся
9	Аштский район, в 11 *км* ЮВ к. Ашаба, Камышкурганская впадина	1962 г.	454,8	Q_{II-III}	Гравийно-галечниковый материал с песчаным заполнителем	353,8	9,7 / 6,7
10	Аштский район, в 12 *км* ЮВ к. Ашт, Камышкурганская впадина	26/IV 1962 г.	447,3	Q_{III-IV}	Галечник с песчаным заполнителем, включением гравия и песчаными прослоями	502	40 / 27
11	Матчинский район, в 6 *км* СЗ к. Янтак, конус выноса Сардобсая	15/VII 1961 г.	315,0	Q_{III}	Суглинок лёссовидный с включениями редких валунов	6,0	—
				Q_{III}	Песок среднезернистый	13	11
				Q_{III}	Галечник с отдельными валунами	21	—
				Q_{III}	Галечник и дресва с суглинистым заполнителем	50	—
16	Аштский район, в 6 *км* СЗ к. Камышкурган, Камышкурганская впадина	1/X 1962 г.	535,6	Q	Гравийно-галечниковый материал с валунами и песчаным заполнителем	298	245
				Q	Песчаник	305,5	—
				Q	Галечник	75,4	—
17	Матчинский район, в 5 *км* СЗ к. Мирзарават, Мирзаратская впадина *	28/I 1959 г.	670,3	Q	Гравелит плотно сцементированный	79,85	—
				N	Глина розовато-красная и бурая, песчанистая с прослоями песчаников	218,4	—
				Pg^{tr}	Туркестанские слои — глина плотная, слоистая, с фауной	256,05	—

СКВАЖИН

ССР (1) и на схематической гидрогеологической карте юго-западной части Таджикской (II)

I	II	I	II
168	117	175	132
169	123	179	143
170	126	180	141
171	128	181	145
172	129	182	136
173	131	184	147

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
25,4 / 3,73	49,2 / 2,14	4,86 / 0,4	26,05 / 1,3	27,6 / 0,78	46,1 / 0,96	128,14 / 2,1	$M_{0,25}\ \frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 24\ Cl\ 22}{Na\ 56\ Ca\ 34\ Mg\ 10}$
6,48 / 1,3	37,8 / 1,61	4,62 / 0,38	32,46 / 1,62	6,7 / 0,19	34,56 / 0,72	158,55 / 2,7	$M_{0,23}\ \frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 20}{Ca\ 40\ Na\ 42\ Mg\ 10}$
—	—	—	—	—	—	—	—
3,84	237,87	89,38	105,2	384,37	523,4	244,08	$M_{1,404}\ \frac{SO_4\ 48\ Cl\ 36\ HCO_3\ 16}{Na\ 44\ Mg\ 32\ Ca\ 24}$
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—
0,82 / 0,3	22,99 / 1,0	7,42 / 0,61	49,1 / 2,45	20,9 / 0,59	60,9 / 1,3	134,2 / 2,2	$M_{0,197}\ \frac{HCO_3\ 54\ SO_4\ 30\ Cl\ 14}{Ca\ 60\ Na\ 24\ Mg\ 14}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Pg^a	Алайские слои — песчаник с обильной фауной и прослоями глин	318,3	256,0 / самоизлив
				Pg^{sk-bh}	Сузак-бухарские слои — песчаник среднезернистый	335,8	—
				Cr_2	Глина красная, плотная, сменяющаяся на глубине песчаниками	356,1	—
20	Матчинский район, в 19 км ЮВ к. Янтак, Мирзаравата-ская впадина	10/IX 1960 г.	353,16	Q_{III}	Галечник крупный, средний и мелкий с отдельными валунами, переслаивающийся с песчаниками, глинистыми гравелистыми песками, глинами и конгломератами на глинистом цементе	185,0	— / 52,5
				Q_{II}	Песок и песчаник с частыми прослоями конгломератов, глин, песчаников и галечников	275,0	—
				Pz_3	Известняк мраморизованный	333,5	—
				Q_{III}	Суглинок с включением гравия	2,0	—
21	Матчинский район, в 6,5 км ЮВ к. Мирзаравата, Мирзаравата-ская впадина	12/VIII 1958 г.	596,49		Галечник с валуиами и песчано-гравийным заполнителем	10,5	—
					Гравий с песком и редкими включениями гальки	13,0	—
				Q_{III}	Мелкий галечник с песчаио-гравийным заполнителем и прослоями конгломерата	18,0	13,8
				Q_{III}	Гравий с песчаным заполнителем и включениями гальки	22,5	—
				Q_{III}	Суглинок с включениями гальки и гравия	25,0	—
				Q_{III}	Гравий и песок с редкой галькой и незиачительным содержанием гравия	42,5	—
				Q_{III}	Галечник крупный с песчано-гравийиым заполнителем	50,5	—
				Q_{III}	Гравий с песком и мелкой галькой	54,5	—

Продолжение прилож.

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
1,6 / 56,17	61,41 / 2,67	18,6 / 1,53	47,09 / 2,35	34,04 / 0,96	105,3 / 2,19	207,4 / 3,4	$M_{0,35}$ $\frac{Cl\ 36\ HCO_3\ 36\ SO_4\ 24}{Na\ 40\ Ca\ 36\ Mg\ 24}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
13,6 / 0,85	46,67 / 2,03	25,29 / 2,08	50,1 / 2,5	33,68 / 0,95	108,64 / 2,26	103,73 / 3,4	$M_{0,42}$ $\frac{HCO_3\ 53\ SO_4\ 34\ Cl\ 14}{Ca\ 38\ Mg\ 32\ Na\ 30}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
35,7	52,9	33,7	112,2	41,3	337,5	170,8	$M_{0,672}$ $\frac{SO_4\ 64\ HCO_3\ 25\ Cl\ 11}{Ca\ 50\ Mg\ 29\ Na\ 21}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, *м*	Уровень, *м* появившийся / установившийся
				Q_{III}	Конгломерат на песчано-глинистом цементе	61,0	—
				Pz_3	Изверженные породы	62,0	—
25	Ходжентский район, в 5 *км* СВ к. Самгар, конус выноса Карамазарсая	10/IX 1960 г.	542,06	Q_{III}	Песок среднезернистый, суглинистый	4,5	—
				Q_{III}	Галечник крупный и средний с валунами	70,25	— / 12,7
				Q_{III}	Галечник крупный и средний с прослоями конгломератов и включениями валунов	127,6	—
				Q_{II-III}	Галечник крупный и средний с валунами и песком	164,8	—
				Q_{II-III}	Галечник крупный и средний с песком	271,1	—
				Q_I	Гравийно-галечниковый конгломерат	296,4	—
				N_1	Глина желтовато-бурая, песчанистая	301,1	—
26	Канибадамский район, в 9 *км* С г. Канибадам левый берег Кайраккумского водохранилища	16/IX 1960 г.	360	Q_{IV}	Переслаивание песка и галечника с супесями и суглинками	57,4	— / самоизлив
27	Ходжентский район, в 1,5 *км* С к. Уиджи, долина р. Сырдарьи	31/V 1962 г.	340	Q_{IV}	Галечник с песчаным заполнителем	35,0	14,0 / 11,59
				Q_{IV}	Гравий разнозернистый с прослоями разнозернистого песка	73,5	—
				Q_{IV}	Галечник с песчаным заполнителем	107,5	—
				Q_{IV}	Гравий с прослоями разнозернистого песка	123,0	—
				Q_{IV}	Галечник с песчаным заполнителем	140,0	—
31	Ляйлякский район, в 8 *км* ЮЗ к. Каракчикум, северный склон хребта Белесыныкʻ	4/VIII 1961 г.	590	Q_I	Галечник с прослоями песка	20,0	—
				Q_I	Алевролит с прослоями песчаника	55,0	—
				$N_2—Q_I$	Переслаивание песчаников, глин и аргиллитов	470,0	115,0 / +21,0
							270—285 / +33

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, $\frac{мг/л}{мг\text{-}экв/л}$						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
5,1 / 1,0	47,36 / 2,06	5,11 / 0,42	40,88 / 2,04	30,14 / 0,85	60,90 / 1,27	146,25 / 2,4	$M_{0,42}$ $\frac{HCO_3\,52\ SO_4\,34\ Cl\,14}{Ca\,36\ Mg\,34\ Na\,30}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,18 / —	16,1 / 0,8	29,79 / 2,5	59,1 / 2,9	45,0 / 1,2	111,9 / 2,2	184,2 / 2,8	$M_{0,328}$ $\frac{HCO_3\,44\ SO_4\,36\ Cl\,18}{Ca\,46\ Mg\,38\ Na\,26}$
15,15 / 3,43	—	—	—	—	—	—	$M_{0,984}$ $\frac{SO_4\,80\ HCO_3\,16}{Na\,80\ Ca\,12}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,06 / 21,0	23 179 / 573,3	295,6 / 24,3	637,0 / 31,8	21 912 / 617,2	564,7 / 11,7	26,2 / 0,43	$M_{52,6}$ $\frac{Cl\,98}{Na\,92}$
0,2 / 33,0	88 749 / 3660	1500 / 123	5134 / 256	149 595 / 4 222	763,9 / 159	91,5 / 1,5	$M_{254,4}$ $\frac{Cl\,98}{Na\,90}$

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м: появившийся / установившийся
				$N_2—Q_I$	Переслаивание песчаников, глин, мергелей, аргиллитов	950	493—522 / +106
				$N_2—Q_I$	Аргиллит	1005	—
				$Pg_3—N_1$	Переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников	1427	—
				Pg	Аргиллит с прослоями песчаника	1460	1385—1430 / +25
32	Канибадамский район, в 13 км ЮЗ г. Канибадам, левый берег Кайраккумского водохранилища	10/VIII 1961 г.	361	$Q_{III—IV}$	Супесь тяжелая, плотная	1,8	—
				$Q_{III—IV}$	Гравий мелкий с включением песка	2,05	1,8 / 1,17
				$Q_{III—IV}$	Переслаивание супеси и суглинка	6,5	—
33	Исфаринский район, в 10 км Ю г. Канибадам, нефтяное месторождение КИМ	12/VIII 1961 г.	850	N_2	Конгломерат с прослоями песчаников и песчанистых глин	—	—
				N_2	Глина плотная с пластами песчаников	272,0	—
				$Pg_3—N_1$	Глина с прослоями гипсов и песчаников	428,0	—
				Pg_3^{sm}	Сумсарские слои — малиновая глина с прослоями песчаников и известняков	431,0	—
				Pg_3^{is+hn}	Исфара-ханабадские слои — глина зеленая и серая с прослоями мергелей	492,0	—
				Pg_2^{rs}	Риштанские слои — глина зеленовато-бурая с прослоями известияков и мергелей	511,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестаиские слои — чередование песчаников и известняков	531,0	529 / —
				$Q_{III—IV}$	Галечник	20,0	—
34	Ура-Тюбинский район, у к. Уяз, Наугандинская впадина	13/X 1960 г.	610	N_2	Переслаивание глин, конгломератов и песчаников	306,5	219,6—222 / 12,4
36	Пролетарский район, конус выноса Исфарасая в 8,5 км В пос. Нау	12/V 1961 г.	400	Q_{III}	Суглинок плотный	0,6	—
				Q_{III}	Суглинок с галькой	3,0	—

Продолжение прилож

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
0,21 / 166	—	—	—	—	—	—	$M_{102,5}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
27,0 / 75,0	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	262,9 / 10,96	154,68 / 12,72	494,59 / 24,68	31,6 / 0,89	2206,2 / 45,89	96,38 / 1,58	$M_{3,24}$ $\frac{SO_4\ 94}{Ca\ 52\ Mg\ 26\ Na\ 22}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	20 872,6 / 907,8	1247,8 / 102,6	1920,6 / 95,8	39 196,3 / 1104	27,17 / 0,56	100,0 / 1,6	$M_{63,3}$ $\frac{Cl\ 98}{Na\ 98}$
—	—	—	—	—	—	—	—
0,48 / 18,05	99,32 / 4,32	88,52 / 7,28	95,79 / 4,78	46,8 / 1,32	464,17 / 9,66	329,5 / 5,4	$M_{0,758}$ $\frac{SO_4\ 60\ HCO_3\ 32}{Mg\ 46\ Ca\ 28\ Na\ 26}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Q_{III}	Гравийно-галечниковые отложения с супесчано-песчаным заполнителем	41,0	21,7 / 22,0
				Q_{III}	Валунно-галечниковые отложения	44,0	—
				Q_{III}	Галечник мелкий с песком	50,69	—
39					Данные, нанесенные на карту, заимствованы		
39а	Пенджикентский район, в 28 км Ю г. Ура-Тюбе, Шахристанская котловина	1957 г.	1890	Q_{II}	Галечник крупный с гравием и валунами	57,5	— / 17,0
				S	Известняк плотный, слабо окварцованный	58,0	—
114*	Регарский район, территория Регарского маслозавода, Гиссарская долина	28/IV 1959 г.	699,0	Q^3_{III}	Суглинок плотный	5,0	—
				Q^3_{III}	Галечник	9,0	—
				Q^3_{III}	Галечник с прослойками конгломерата и крупнозернистого песка	16,0	—
				Q^3_{III}	Галечник с валунами и прослойками конгломерата в пересыпке с крупнозернистым песком	45,0	— / 17,5
				Q^3_{III}	Мелкий галечник с прослойками конгломерата в пересыпке с крупнозернистым песком	57,0	—
115*	Гиссарский район, в 16 км ЗСЗ г. Душанбе, сай Шаамбары	15/X 1956 г.	1118,2	Q	Лёссовидный суглинок	30,0	—
				N	Песчаник серый и зеленовато-серый, рыхлый, с прослоями красных, буровато-красных глин и алевролитов	275,0	—
				N	Глина красная с прослоями алевролитов	451,0	—
				N	Переслаивание серых и зеленовато-серых мергелистых глин с алевролитами	884,0	—
				N	Песчаник серый мелкозернистый, глина буровато-красная	1324,0	—
				Pg_3—N_1	Глина зеленовато-серая с прослоями мергелей	1413,0	—

Продолжение прилож

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
0,96 / 0,08	79,12 / 3,44	39,64 / 3,26	35,67 / 1,78	25,17 / 0,71	185,99 / 3,87	201,3 / 3,3	$M_{0,56}$ $\frac{SO_4\ 48\ HCO_3\ 42\ Cl\ 10}{Na\ 44\ Mg\ 40\ Ca\ 16}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

из материалов Л. И. Кваниной, 1956—1958 г.

—	—	—	—	—	—	—	$M_{0,26}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
40,0 / 1,0 и 20,0 / 0,50	22 / 1,0	22 / 1,7	66 / 33	12 / 0,33	67 / 1,4	256 / 4,2	$M_{0,33}$ $\frac{HCO_3\ 70\ SO_4\ 24}{Ca\ 54\ Mg\ 28\ Na\ 18}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, *м*	Уровень, *м* появившийся / установившийся
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — глина зеленовато-серая с прослоями мергелей	1487,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои — переслаивание зеленых мергелистых глин и серых плотных известняков	1571,0	—
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — глина темно-зеленая с включением пирита	1645,0	—
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — известняк серый, плотный, с пропластками глин	1725,0	—
				Cr_2^{sn}	Известняк, песчаник с прослоями мергелей	1825,0	— / самоизлив
117*	Лениинский район, в 6 *км* С г. Душанбе, западная периклиналь структуры „Комсомольская"	1961—1962 гг.	889	Q	Суглинок, галечник	10,0	—
				N	Песчаник кирпично-красный, мелкозернистый, кварцевый	400,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — зеленовато-серая глина	460,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои — серый известняк	525,0	490—499 / самоизлив
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — зеленая глина	575,0	570—594 / самоизлив
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — известняк и ангидрит	650,0	612—642 / самоизлив
				Cr_2^{sn}	Чередование серых известняков и белых ангидритов	700,0	—
				Cr_2^{sn}	Глина зеленая	800,0	685—708 / самоизлив; 720—754 / самоизлив
				Cr_2^{t}	Известняк-ракушечник	900,0	—
				Cr_2^{t}	Глина зеленая	1050,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,6	4 877	73,0	489,0	3 718	6 542	18,0	$M_{15,75}$ $\frac{SO_4\ 64\ Cl\ 36}{Na\ 92\ Ca\ 8}$
—	212,0	6,0	24,5	104,7	136,2	0,29	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,6	3466,8	427,4	1081,13	6 005,8	3 012,1	310,3	$M_{14,4}$ $\frac{Cl\ 72\ SO_4\ 26}{Na\ 64\ Ca\ 22}$
—	150,54	35,6	54,0	169,1	62,7	5,1	
5,6	1421,8	270,9	694,5	15 249,0	2 814,7	802,0	$M_{7,6}$ $\frac{SO_4\ 50\ Cl\ 36}{Na\ 52\ Ca\ 30}$
—	51,7	22,5	34,7	429,5	58,6	13,1	
2,0	1837,0	301,0	793,7	2 126,54	3 110,94	827,6	$M_{9,2}$ $\frac{SO_4\ 46\ Cl\ 42}{Na\ 54\ Ca\ 28}$
—	78,8	25,0	39,7	60,0	64,8	13,5	
—	—	—	—	—	—	—	—
0,03	19 399,0	1204,0	3174,7	36 894,2	2 633,6	54,9	$M_{63,5}$ $\frac{Cl\ 96\ SO_4\ 4}{Na\ 76\ Ca\ 14}$
—	838,9	100,0	158,7	1 039,0	548	0,9	
0,08	26 435,3	2546,4	4762	55 726,7	61,73	14,64	$M_{89,7}$ $\frac{Cl\ 100}{Na\ 72\ Ca\ 14}$
—	1146,0	212,2	238,1	1 570,0	1,3	0,24	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина забегания подошвы слоя, м	Уровень м появившийся / установившийся
				Cr_2^{cm}	Переслаивание известняков, глин, алевролита песчаников	—	1072—1092 / самоизлив
							1115—1140 / самоизлив
							1167—1186 / самоизлив
							1220—1228 / самоизлив
				Cr_1al	Песчаник зеленоватый	1375,0	—
				Cr_1al	Гипс белый	1450,0	1262—1313 / самоизлив
							1370—1400 / самоизлив
119*	Душанбинский район, в 1,2 км ЮЗ к Алькадмар, долина р Кафирниган	17/III 1959 г	750	Q_{IV}^2	Галечник	33,0	2,0 / 2,0
				Q_{IV}^2	Галечник с конгломератом	34,0	—
				Q_{IV}^2	Галечник	39 0	—
				Q_{IV}^2	Галечник с конгломератом	41,0	—
				Q_{IV}^2	Галечник	43,0	—
131*	Кунбышевский район, усадьба Даганакиикской МТС, Даганакиикская впадина	6/X 1955 г.	634,6	Q_{II}^3	Суглинок, плотный, засоленный, с примесью грубообломочного материала, у подошвы влажный	55,0	55,0 / 44 0
				Q_{II}^3	Супесь желтовато серая, уплотненная	58,0	—
				Q_{II}^3	Суглинок плотный, засоленный, с примесью грубообломочного материала	100,0	—

Продолжение прилож

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na – K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
0,05	57 180,2	373,28	15 873,28	126 544,5	112,75	12,2	$M_{204,0}$ Cl 100
—	2 466,0	311,0	793,6	3 564,6	2,34	0,2	Na 70 Ca 22
0,28	66 209	4636,0	15 781,5	142 536,4	639,47	73,2	$M_{230,0}$ Cl 100
—	2 865,7	386,0	789,0	4 015,0	13,3	1,2	Na 72 Ca 20
0,012	30 619	1520	8 717,4	65 514	1402,3	66,4	$M_{109,4}$ Cl 98
—	1 322,2	126,0	435,8	1 845,4	29,2	0,7	Na 70 Ca 24
0,42	11 036,1	168,6	317,5	17 187,8	160,48	893,9	$M_{30,0}$ Cl 96
—	476,95	14,0	15,9	484,1	3,34	14,6	Na 94
—	—	—	—	—	—	—	
2,9	10 863,7	137,4	356,5	16 782	273,2	973,6	$M_{29,7}$ Cl 96
—	469,7	11,4	17,8	472,7	5,6	16,0	Na 94
0,27	7 005,67	55,9	122,2	9 125,8	1743,9	1311,5	$M_{20,0}$ Cl 82 SO_4 12
—	302,8	4,6	6,1	257,0	3,6	21,5	Na 96
20,0	17	6	83	7	32	275	$M_{0,29}$ HCO_3 84 SO_4 12
1,54 и 13,0	0,75	0,5	2,3	0,2	0,7	4,5	Ca 78 Na 14
0,8							
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	1 614,0	341,0	684,0	2 637,0	2630	198,0	$M_{8,24}$ Cl 56 SO_4 42
—	70,16	28,04	34,14	7 436	54,74	3,24	Na 52 Ca 26 Mg 22
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, *м*	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, *м*	Уровень, *м* появившийся / установившийся
133*	Яванский район, в 5 *км* Ю пос. Яван, Яванская межгорная впадина	18/XII 1955 г.	601,59	Q_{III}^{1+2}	Почвенный слой темно-бурого цвета, чередование супеси светло-коричневой, легкой, пылеватой, плотной и суглинка светло-коричневого, легкого, пылеватого, плотиого	0,3	—
					Отдельные кристаллы гипса и гнездовые скопления порошкообразного гипса	24,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Песок темно-красный, мелкозернистый, пылеватый, уплотненный, с содержанием щебенки	24,5	—
				Q_{III}^{1-2}	Супесь кремовая, легкая, пылеватая, карбонатная, плотная, местами переходит в темно-красный песок, мелкозернистый, пылеватый с небольшим количеством щебенки	25,0	—
				Q_{III}^{1-2}	Чередование песка розовато-кремового, мелкозернистого, пылеватого, плотного с содержанием мелкой щебенки и щебеики с дресвой и мелкозернистым песком	32,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Супесь легкая, пылеватая, карбонатная, плотная с редкими скоплениями кристалликов гипса и мелкой щебенкой	35,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Песок мелкозернистый, пылеватый, уплотненный, сильно загипсованный	39,0	— / 17,29
				Q_{III}^{1+2}	Чередование супеси легкой, пылеватой, карбонатной, плотной, загипсованной и суглинка легкого, пылеватого, плотного, загипсоваиного	55,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Песок мелкозернистый, пылеватый, уплотненный с содержанием минеральных солей и гипса	56,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Супесь светло-коричневая, легкая, плотная, карбонатная, сильно загипсованная	58,5	—

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Q_{III}^{1+2}	Чередование песка светло-коричневого, мелкозернистого, пылеватого, карбонатного, плотного и щебенки	66,0	— / самоизлив
				Q_{III}^{1+2}	Супесь кремовая, легкая, пылеватая, карбонатная, плотная с содержанием щебенки	67,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Дресва, состоящая из известняка с содержанием мелкозернистого пылеватого песка	67,5	—
				Q_{III}^{1+2}	Супесь светло-коричневая, пылеватая, плотная, карбонатная с содержанием мелкой дресвы	68,0	—
				Q_{III}^{1+2}	Дресва, состоящая из известняка с содержанием мелкозернистого пылеватого песка	69,5	—
				Q_{II}	Песок светло-серый, мелкозернистый, пылеватый	70,5	—
				Q_{III}^{1+2}	Чередование супеси светло-коричневой, легкой, пылеватой, плотной, карбонатной и суглинка легкого, пылеватого, светло-коричневого и зеленоватого, плотного, карбонатного загипсованного с содержанием редкой гальки	103,0	103,0 / самоизлив
137*	Дангаринский район, у к. Гульбулак Дангаринская впадина	12/IV 1958 г.	680,9	Q_{III}^{1}	Супесь светло-серая, плотная	4,3	—
				Q_{III}^{1}	Суглинок желтый, с прослойками серого суглинка и редкими включениями гальки	65,0	43,0 / 5,4
				Q_{III}^{1}	Галечник плохо окатанный, в пересыпке с разнозернистым песком	107,0	65,0 / +8,40
				Q_{II}^{3}	Суглинок дымчатый, плотный, с редкими включениями гальки	125,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
4,0 / самоизлив	490 / 21,3	134 / 11,02	501 / 25,0	386 / 10,9	1856 / 38,64	482 / 7,9	$M_{3,88}$ $\frac{SO_4\,66\ Cl\,20\ HCO_3\,14}{Ca\,44\ Na\,38\ Mg\,18}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
8,2 / —	345 / 15,0	78 / 6,5	322 / 16,1	770 / 21,8	500 / 10,3	300 / 5,0	$M_{2,32}$ $\frac{Cl\,50\ SO_4\,32\ HCO_3\,18}{Na\,46\ Ca\,44\ Mg\,10}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
9,4 / 15,9 н 3,7 / 3,40	214,0 / 9,33	105,0 / 8,63	193,0 / 9,63	120,0 / 3,38	995,0 / 20,72	213,0 / 3,49	$M_{1,733}$ $\frac{SO_4\,76\ HCO_3\,12\ Cl\,12}{Ca\,34\ Na\,34\ Mg\,32}$
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
153*	Курган-Тюбинский район, в 7 км ЮЗ г. Курган-Тюбе, долина р. Вахш	23/III 1955 г.	405,83	Q^3_{III}	Супесь светло-бурая, тонкопесчанистая, пылеватая, в нижней части сменяющаяся суглинком с заметными признаками оглеения	8,0	—
				Q^3_{III}	Галечник аллювиальный с включением редких валунов, с гравием и песком	38,0	— 2,8
154*	Дангаринский район, в 25 км СВ г. Курган-Тюбе, Ташрабадская впадина	6/VII 1957 г.	675,0	Q^1_{III}	Суглинок серый, очень плотный, солоноватый на вкус, с редкими включениями гравия, гальки, валунов, песчаника и известняка	60,0	23,0 16,5
157*	Дангаринский район, у к. Алимтай, урочище Алимтай			Q_{IV}	Супесь коричневая	3,0	—
				Q_{II}	Суглинок различной окраски, плотный	25,0	—
				Q_{II}	Суглинок водоносный	27,0	— 18,0
		3/IV 1959 г.	735	Q_{II}	Суглинок различной окраски	175,0	—
				Q_I	Гипс кристаллический с прослойками суглинка	211,0	—
159*	Аральский район, пос. Арал, долина р Яксу	5/X 1957 г.		Q_{IV}	Супесь светло-коричневая, плотная	2,5	—
				Q_{IV}	Суглинок светло-коричневый с прослойками супеси, слюдистый, плотный	13,0	—
				Q_{IV}	Галечник с валунами, в пересыпке с гравием и песком	21,9	—
				Q^3_{III}	Суглинок коричневый, плотный	23,5	—
				Q^3_{III}	Супесь светло-серая, плотная, слюдистая	35,6	—
				Q^3_{III}	Суглинок коричневый, плотный, слюдистый	39,2	—
				Q^3_{III}	Галечник с валунами в пересыпке с гравием и песком	60,0	39,2 самоизлив
				Q^3_{III}	Песок мелкозернистый, слюдистый	65,4	—

Продолжение прилож.

Дебит, л/сек / Понижение м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na + K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
66,6 / 9,24	770,0 / 33,49	225,0 / 18,5	308,0 / 15,37	924,0 / 26,06	1835 / 38,2	189,0 / 3,1	$M_{4,566}$ $\frac{SO_4\ 58\ Cl\ 38}{Na\ 56\ Mg\ 28\ Ca\ 22}$
60,8 / 8,9 и 45,1 / 6,17							
0,008 / 24,76	17 804 / 774,0	1506 / 125,5	635 / 31,5	24 583 / 692,4	11 223 / 233,8	134 / 2,1	$M_{56,9}$ $\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 30}{Na\ 92\ Mg\ 8}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,2 / 11,0	21,0 / 0,9	7,0 / 0,6	39,0 / 2,0	10,0 / 0,3	51,0 / 1,1	128 / 3,0	$M_{0\ 22}$ $\frac{HCO_3\ 68\ SO_4\ 28}{Ca\ 60\ Na\ 30\ Mg\ 10}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
17 8 / 6,4	88 0 / 3,86	37,0 / 3 04	49,0 / 2,44	30,0 / 0,84	140,0 / 2,91	341,0 / 5,59	$M_{0,632}$ $\frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 30\ Cl\ 10}{Na\ 42\ Mg\ 32\ Ca\ 20}$
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
166*	Шаартузский район, в 15 км СЗ пос. Микоянабад, в своде Аруктауской структуры	1960 г.	574	Cr^{sn+t}	Глина темно-серая с пропластками известняков-ракушечников и серых известняков	747,0	572—683 / самоизлив
				Cr_2cm	Известняк серый окремненный, зеленая глина	925,0	794—826 / самоизлив
				Cr_1al	Глина серая и коричневаи с прослоями мелкозернистых песчаников	—	916—1023 / самоизлив
						1085,0	самоизлив
167*	Шаартузский район, в 3 км ССВ пос. Мнкоииабад, долина р. Кафирниган	21/I 1957 г.	425	Q^3_{III}	Песок светло-серый, слюдистый, плотный	19,0	—
				Q^1_{III}	Переслаивание дресвы с суглинком	25,0	—
				Q^1_{III}	Суглииок с редкимн включениями дресвы и щебня, серый, плотный	47,0	—
				Q^1_{III}	Супесь серая, плотная, слюдистая с включениями дресвы и щебня	54,0	47,5 / 37,5
				Q^1_{III}	Суглинок светло-коричневый, плотный, слюдистый	116,0	—
				Q^1_{III}	Галька в пересыпке с разнозернистым песком	130,0	—
168*	Колхозабадский район, в 12 км СЗ к. Джиликуль, урочище Ганауты	28/III 1957 г.		Q^2_{III}	Суглинок светло-серый, плотный, слюдистый с тонкой прослойкой песка и гальки	26,0	—
				Q^2_{III}	Глина светло-коричиевая с прослойкой песка и супеси	44,0	33,0 / —
				Q^2_{III}	Супесь светло-бурая, плотиая с прослойками песка и суглинка	74,0	—
				Q^2_{III}	Глнна темно-коричневая, плотная с прослойками песка, супеси, суглиика	100,0	—
169*	Колхозабадский район, в 3 км ЮВ пос. Колхозабад, южнаи часть возвышенности Кызылтумшук	1951 г.		Q	Лёссовидный суглииок	10,0	—
				N	Песчаник кирпично-красиый, массивный с прослоями кнрпично-красиых глин	201,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
0,01	77 195,3	6384	37 575	203 720,8	290,5	48,8	M_{325} Cl 100 / Na 58 Ca 32
—	3 356,3	532,0	1 878,7	5 738,6	6,05	0,1	
0,02	57 918	4534	17 482	132 454,6	798	49,0	M_{214} Cl 100 / Na 66 Ca 24 Mg 10
—	2 511,3	37,7	874,1	3 731,1	16,6	0,1	
0,001	16 891	89	6348	3 685	798	49,0	M_{61} Cl 98 / Na 70 Ca 30
—	733,4	7,4	312,4	103,8	16,6	0,1	
0,01	70 260	10 172	33 368	196 074	330	256	M_{312} Cl 100 / Na 56 Ca 30
—	3 054,7	847,6	1 868,4	5 523,2	6,9	4,2	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,2	900	306,0	667,0	1496	2495	232	$M_{6,4}$ SO_4 54 Cl 42 / Na 40 Ca 34 Mg 26
9,0	39,15	25,16	33,29	42,0	51,8	3,8	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	959	367	531	963	3259	122,0	$M_{6,3}$ SO_4 70 Cl 28 / Na 42 Mg 30 Ca 28
	40,26	30,1	26,5	27,16	67,7	2,0	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Pg_3^{sm}	Сумсарские слои верхняя часть — переслаивание гипсов с алевролитами, глина и песчаник, нижняя часть — коричнево-красная глина	295,0	—
				Pg_{2-3}^{ts-hn}	Исфара-ханабадские слои — глина светло-зеленая с редкими прослоями мергелей	415,0	—
				Pg_2^{rs}	Риштанские слои — глина коричнево-красная, плотная, гипс белый, мелкокристаллический, конгломерат мелкогалечный	487,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — глина зеленая, плотная, мергелистая	562,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои верхняя часть — переслаивание мергелей с желтовато-зелеными глинами с пластом мелкозернистого водоносного песчаника, средняя часть — переслаивание зеленых мергелей, красных глин и гипсов, нижняя часть — известняк-ракушечник водоносный с прослоями мергелей	717,0	425—700 / самоизлив
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — глина желтовато-зеленая, плотная, мергелистая, переслаивающаяся с серыми мергелями	785,0	—
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — известняк глинистый, трещиноватый, пористый, с прослоями ангидритов, мергелей, гипсов, доломитов	888,0	799—813 / 10,0 840—888 / 14,0
170*	Октябрьский район, в 30 км к ЮЮВ от г. Курган-Тюбе, западное крыло структуры Кичикдунгуз	1960 г.		Q_{I-V}	Суглинок, песчаник, глина	470,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — глина зеленая, плотная	551,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои — переслаивание известняков, глин, мергелей, песчаников	713,0	—
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — зеленая глина с прослоями мергелей	771,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
10—15	9260,0	283,3	709,4	9354,2	9384,5	170,8	$M_{29,16}$ Cl 58 SO_4 42
—	402,8	23,3	35,4	263,5	195,2	2,8	Na 88
—	—	—	—	—	—	—	
0,03	29 820	170	9030	61 240	1590	100	M_{102} Cl 98
239	1 297,11	13,97	450,6	1 726,97	33,07	1,64	Na 74 Ca 26
0,03	34 360	1990	7260	70 090	1900	290	Cl 98
16,0	1 494,97	163,58	362,27	1 976,54	39,52	4,76	$M_{115,6}$ Na 74 Ca 18
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — серый доломитизированный известняк	1012,0	845—870 / 105
						—	923—928 / 89,0
						—	958—980 / 86,1
				Cr_2^d	Гипс и ангидрит	1054,0	1029—1035 / 73,5
171*	Колхозабадский район, в 42 км к Ю от г. Курган-Тюбе, центральная часть свода структуры Акбашадыр	1960 г.	—	Q	Лёссовидный суглинок	15,0	—
				N	Чередование желтовато-серых алевролитов и красновато-бурых песчаников	405,0	—
				Pg_3^{sm}	Сумсарские слои — коричневато-красная глина	472,0	—
				Pg_{2-3}^{is-hn}	Исфара-ханабадские слои — зеленая известковистая глина	586,0	—
				Pg_2^{rs}	Риштаиские слои — красно-бурая глина и гипс	661,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — светло-зеленая глина	752,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои — чередование известняков, ангидритов, глин и песчаников	919,0	—
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — светло-зеленая глина, зеленовато-серый мергель	999,0	—
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — мергель, глина, известняк, ангидрит	1150,0	—
				Cr_2^d	Чередование известняков и белых ангидритов	1387,0	—
				Cr_2^{sn}	Глина с прослоями известняков и песчаников	1979,0	1970 / самоизлив
172*	Пянджский район, в 50 км к Ю от г. Курган-Тюбе, западное крыло структуры Кичнкбель	1960 г.		Q	Лёссовидный суглинок	20,0	—
				N	Кирпично-красный, разнозернистый, массивный, засоленный и загипсованный песчаник	571,0	—
				Pg_3^{sm}	Сумсарские слои — темно-коричневая глина	680,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, л/сек / Понижение, м	Химический состав, мг/л / мг-экв/л						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
0,61	57 214,6	3039,88	13 006,2	117 731,6	1196,6	184,5	$M_{193,4}$ Cl 100 / Na 72 Ca 20
395	2 442,4	25,3	650,3	3 316,4	24,9	3,0	
0,9	56 968,56	3449,1	13 391,6	118 954,3	823,0	244,1	M_{194} Cl 100 / Na 70 Ca 20
611,0	2 421,4	287,4	670,0	3 351,0	17,1	4,0	
1,56	57 202,86	3302,9	13 343,4	18 887,2	1127,5	133,0	M_{191} Cl 100 / Na 70 Ca 20
613,9	2 429,3	27,52	667,1	532,0	23,5	2,2	
0,44	62 779,56	2572,2	13 632,44	126 117	832,2	106,2	M_{207} Cl 100 / Na 74 Ca 20
526,4	2 680,0	21,4	681,6	3 603,3	20,0	1,74	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
4,3	58 430	3 200	20 310	134 530	470	73	M_{228} Cl 100 / Na 66 Ca 26
—	2 532,29	263,16	1 013,68	3 794,04	9,81	1,19	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Pg_{2-3}^{is-hn}	Исфара-ханабадские слои — зеленовато-серая мергелистая, загипсованная глина	790,0	—
				Pg_2^{rs}	Риштанские слои — малиновая, красная загипсованная глина	843,0	—
				Pg_2^{tr}	Туркестанские слои — серовато-зеленая мергелистая глина	920,0	—
				Pg_2^{a}	Алайские слои — светло-серый трещиноватый известняк, зеленовато-серый мергель, зеленая глина, серый песчаник, известняк	1070,0	985—1020 / самоизлив
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — зеленовато-серая глина	1142,0	1198—1204 / 56,0
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — серый трещиноватый известняк, белый ангидрит, светло-серый известняк	1274,0	—
				Cr_2^{d}	Гипс, ангидрит	1480,0	1287—1316 / 39,0
						—	1344—1388 / 72,0
173*	Пархарский район, в 13 км СВ от родника Джатырген, межгорная впадина Аузикенсай	14/IV 1956 г.	748	Q_{III}^{1}	Суглинок серый, плотный, слюдистый	41,8	—
				Q_{III}^{1}	Галечник мелкий с тонкими прослойками суглинка	82,3	41,8 / 4,5
				Q_{II}^{2}	Суглинок коричневый с *тонкими прослойками* коричневой глины, в верхней части с галькой	105,35	—
				Q_{II}^{2}	Глина песчанистая, коричневая, плотная с включением гнезд аморфного гипса	160,0	—
175*	Пархарский район, в 3 км СВ от пос. Пархар, долина р. Пяндж	17/V 1956 г.	506	Q_{III}^{2}	Суглинок светло-коричневый, плотный, слюдистый	47,0	46,0 / 45,4

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	2768,61 / 119,4	1084,42 / 90,3	1955,75 / 97,73	3159,8 / 89,0	10 110,56 / 210,6	311,59 / 5,72	M_{20} $\frac{SO_4\,70\ Cl\,22}{Na\,38\ Ca\,32\ Mg\,30}$
0,2 / 254	18 382,2 / 787,3	643,8 / 53,6	2 721,14 / 136,0	32 505,3 / 915,6	2 645,9 / 55,1	84 / 2,8	$M_{57,8}$ $\frac{Cl\,98}{Na\,78\ Ca\,14}$
—	—	—	—	—	—	—	—
2,64 / 297	53 455 / 2 299,45	2920 / 239,92	13 970 / 696,91	114 150 / 3 210,78	780 / 16,36	160 / 2,59	M_{188} $\frac{Cl\,100}{Na\,70\ Ca\,20}$
0,8 / 499	40 520 / 1 745,44	2060 / 165,69	10 400 / 519,02	85 350 / 2 406,81	1040 / 21,69	120 / 1,9	M_{141} $\frac{Cl\,100}{Na\,70\ Ca\,20}$
—	—	—	—	—	—	—	—
0,002 / 7,2	604 / 26,27	190 / 15,63	293 / 14,62	348 / 9,82	2093 / 43,5	195 / 3,2	$M_{3,74}$ $\frac{SO_4\,76\ Cl\,18}{Na\,46\ Mg\,24\ Ca\,26}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
7,5 / 5,1 / 5,7 / 3,4 / 3,3 / 1,7	223 / 9,7	29 / 2,38	66 / 3,29	184 / 5,19	341 / 7,08	189 / 3,1	$M_{0,90}$ $\frac{SO_4\,46\ Cl\,34\ HCO_3\,20}{Na\,62\ Ca\,22\ Mg\,16}$

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
				Q^2_{III}	Галечник хорошо окатанный, в пересыпке с разнозернистым песком	71,0	—
				Q^1_{III}	Суглинок серовато-коричневый, слюдистый, плотный	90,0	—
				Q^1_{III}	Песок серый, мелкозернистый, слюдистый	125,0	—
				Q^1_{III}	Суглинок светло-коричневый, плотный, слюдистый	135,0	—
179*	Шаартузский район, в 2 км к З от к. Айвадж, долина р. Кафирниган	19/XI 1956 г.	322	Q^1_{IV}	Лёссовидный суглинок, плотный, загипсованный	2,0	—
				Q^1_{IV}	Песок серый, средиезернистый, слюдистый с галькой и гравием	16,0	12,0 / 13,0
				Q^1_{IV}	Галечник окатанный в пересыпке с гравием и песком	32,0	—
				Q^1_{IV}	Гравий с редким включением гальки в пересыпке с песком	37,0	—
				Q^1_{IV}	Песок серый, разнозернистый с гравием и мелкой галькой	50,3	—
				Q^1_{IV}	Галька в пересыпке с песком и гравием	53,8	—
180*	Пянджский район, в 9 км к ЮЗ от пос. Нижний Пяндж, долина р. Пяндж	15/VII 1957 г.	326	Q^1_{IV}	Песок светло-желтый, мелкозернистый с включением суглинка	15,0	— / 6,0 / 5,1
				Q_{IV}	Суглинок тяжелый, плотный, слюдистый	20,0	—
				Q_{IV}	Песок серо-желтый, мелкозернистый, слюдистый	37,0	—
				Q_{IV}	Галечник с валунами, в пересыпке с мелкозернистым песком	49,0	—
				Q_{IV}	Песок серый, среднезернистый, слюдистый	75,0	—

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*						Формула Курлова
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
18,0 / 0,3	80 / 3,49	32 / 2,62	75 / 3,73	72 / 2,03	250 / 5,2	159 / 2,61	$M_{0,694}$ $\frac{SO_4\ 52\ HCO_3\ 26\ Cl\ 20}{Ca\ 38\ Na\ 36\ Mg\ 26}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
7,0 / 11,3 / 6,3 / 9,11 / 4,9 / 7,53	6585 / 286,31	532 / 43,37	844 / 42,11	10 261 / 289,05	3782 / 78,8	262 / 4,3	$M_{22,17}$ $\frac{Cl\ 78\ SO_4\ 20}{Na\ 78\ Mg\ 12\ Ca\ 10}$
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Номер на карте	Местоположение	Дата опробования	Абсолютная отметка устья скважины, м	Возраст водовмещающих пород	Литологический состав	Глубина залегания подошвы слоя, м	Уровень, м появившийся / установившийся
181*	Пянджский район, в 15 км к ЮЗ от г. Пяндж, сводовая часть структуры Карадум	1960 г.	460	Q	Песок серый	32,0	—
				Pg_2^a	Алайские слои — известняк, серый, глинистый, зеленовато-серый мергель, серый, плотный известняк	99,0	—
				Pg_2^{sk}	Сузакские слои — голубовато-зеленая глина, серо-зеленый мергель	179,0	—
				Pg_1^{bh}	Бухарские слои — темно-серый глинистый известняк, белый ангидрит	301,0	—
				Cr_2^d	Серый известняк с прослоями ангидритов	528,0	—
				Cr_2^{sn}	Серый известняк, доломит, глина с прослоями известняков, песчаников, ангидритов	840,0	—
				Cr_2^t	Переслаивание известняков, глин, гипса	1086,0	1077 / самоизлив
182*	Кировабадский район, территория Джутового совхоза, долина р. Пяндж	23/VIII 1956 г.	355	Q_{IV}	Суглинок коричневый, плотный, слюдистый	3,0	—
				Q_{IV}	Галечник хорошо окатанный, с валунами в пересыпке с мелкозернистым песком	12,0	9,0 / 7,0
				Q_{IV}	Суглинок красноватый, слюдистый, плотный	13,5	—
				Q	Галечник хорошо окатанный с валунами в пересыпке с мелкозернистым песком	39,4	—
184*	Кировабадский район, в 12 км к ЮВ от г. Кировабада, долина р. Пяндж	6/XII 1956 г.	381,27	Q	Переслаивание супесей и серовато-желтых суглинков	1,8	— / 2,4
				Q_{IV}	Галечник хорошо окатанный с включением валунов в пересыпке с разнозернистым песком и гравием	—	—

Продолжение прилож.

Дебит, *л/сек* / Понижение, *м*	Химический состав, *мг/л* / *мг-экв/л*: Na+K	Mg	Ca	Cl	SO_4	HCO_3	Формула Курлова
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
7,3	71 158,3	4516,7	24 811,9	166 872	359,6		$M_{284,0}$ Cl 100 / Na 64 Ca 28
—	3087,3	376,3	1 240,5	4 700,4	7,4	—	
—	—	—	—	—	—	—	—
10,0	1274,0	379,0	531	1429,0	31,89	390,0	$M_{7,1}$ SO_4 58 Cl 36 / Na 50 Mg 28 Ca 22
5,0	54,97	31,17	26,5	40,04	66,2	6,4	
8,0							
3,40							
6,0							
1,7							
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
14,8	76,0	34,0	81,0	76,0	126,0	317,0	$M_{0,6}$ HCO_3 52 SO_4 26 Cl 22 / Ca 40 Na 32 Mg 28
1,2	3,11	2,79	4,04	2,14	2,62	5,2	
—	—	—	—	—	—	—	—

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XLI

Таджикская ССР

Редактор издательства *Неманова Г. Ф.*

Технический редактор *Сычева Е. С.*

Корректор *Столярова Т. М.*

Сдано в набор 16/XII 1971 г. Подписано в печать 13/VII 1972 г. Т-10916. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1 и картограф. Печ. л. 30,0 (с 1 вкл.) +5,5 (3 карты)=35,5. Усл. печ. л. 49,70. Уч.-изд. л. 44,6. Тираж 1500 экз. Заказ 1301/11075—2. Цена 5 р. 19 к. с прилож.

Издательство «Недра», 103633. Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ