ЛЕНИНСКИЙ КОМСОМОЛ

ТОМ

ТУРКМЕНСКАЯ 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
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

■

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
СОВЕТА МИНИСТРОВ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXVIII

ТУРКМЕНСКАЯ ССР

РЕДАКТОР ТОМА
Б. Б. МИТГАРЦ

ЗАМЕСТИТЕЛЬ РЕДАКТОРА
Н. Г. ШЕВЧЕНКО

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» · МОСКВА, 1972

551.49

Г46

УДК 551.49(575.4)

Гидрогеология СССР Т. XXXXVIII Туркменская ССР Ред тома Б Б Митгарц. М., «Недра», 1972. 565 с. (И-т геологии Совета Министров Туркменской ССР).

Монография представляет собой общее гидрогеологическое описание территории Туркменской ССР. В ней детально описаны как естественно-исторические условия, определяющие распространение вод, так и сами подземные воды

Табл. 80, иллюстраций 62+3 л. цв прилож. (карты, усл. обозначения к ним и разрезы), список литературы — 275 назв.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
МОНОГРАФИИ
«ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т. П.
АХМЕДСАФИН У. М.
БАБИНЕЦ А. Е.
БУАЧИДЗЕ И. М.
ДУХАНИНА В. И
ЕФИМОВ А. И.
ЗАЙЦЕВ И. К.
ЗАЙЦЕВ Г. Н.
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 XXXVIII тома

ИОМУДСКИЙ К. Н., МИТГАРЦ Б. Б.,
РЯБЧИНСКИЙ Г. Я., ШЕВЧЕНКО Н. Г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие (*К. Н. Иомудский*) 9
Введение (*К. Н. Иомудский*) 10

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1. **Гидрогеологическая и инженерно-геологическая изученность** (*Н. Г. Шевченко* при участии *Л. Г. Соколовского*) 12

Глава 2. **Природные факторы и обстановки, влияющие на распределение и формирование подземных вод** 22

Климат (*Н. Я. Мягков*) 22
Гидрография (*Г. Т. Лещинский*) 29
Рельеф (Д. А. *Атакулиева*) 38
Почвы и растительность (*Д. А. Атакулиева*) 43
Геологическое строение (*А. Алланов и Э. И. Птушкин*) 44
Описание геологического разреза 45
Главные этапы тектонического развития 67
Основные тектонические элементы 73
Сведения о сейсмичности 77
Геоморфология (*Г. Б. Бердыев*) 77
Районы преобладающего развития денудационных типов рельефа . . 80
Районы преобладающего развития аккумулятивных типов рельефа . 83
Морские равнины 83
Озерные равнины 84
Аллювиальные равнины 85
Пролювиальные равнины 88
Районы развития эрозионно-аккумулятивных типов рельефа 89

ЧАСТЬ II

ВОДОНОСНОСТЬ

Глава 3. **Восточная часть Среднекаспийского артезианского бассейна** . . 94

Описание подземных вод (*М. М. Батыршин и Н. Г. Шевченко*) . . . 97
Водоносный комплекс верхнепалеозойско-триасовых отложений . . . 97
Водоносный комплекс нижне-среднеюрских отложений 98
Водоносный комплекс верхнеюрских отложений 98
Водоносный комплекс отложений неокома 98
Водоносный комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений . . 99
Водоносный комплекс турон-датских отложений 101
Водоносный комплекс средне- и верхнемиоценовых отложений . . . 102
Водоносный комплекс верхнего миоцена — нижнего — среднего плиоцена (кюрянынская свита) 103
Водоносный комплекс акчагыльских отложений 104
Водоносный комплекс апшеронских отложений 105
Водоносные комплексы четвертичных отложений 106
Движение и разгрузка подземных вод (*Н. Г. Шевченко*) 109
Температурные условия (*В. Ф. Борзасеков*) 110

Стр

Глава 4 **Складчатая область Большого Балхана и Куба-Дага** 111

Описание подземных вод (*Н Г. Шевченко*) 113
Водоносный комплекс среднеюрских отложений (байос и бат) 113
Водоносный комплекс верхнеюрских отложений 115
Водоносные комплексы меловых отложений 116
Водоносный комплекс отложений неокома 116
Водоносный комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений 118
Водоносный комплекс туронских сенонских и датских отложенин 118
Водоносные горизонты неогеновых отложений 119
Водоносный горизонт верхнего миоцена — нижнего и среднего плиоцена (кюрянинская свита) 119
Водоносный горизонт аллювиально пролювиальных четвертичных отложений долин и оврагов 119
Движение, гидрохимическая зональность и температурные условия подземных вод 120

Глава 5 **Западио-Туркменский артезианский бассейи** 121

Описание подземных вод 121
Воды плиоценовых отложении (*А В Кудельский А Акмамедов*) 122
Водоносный комплекс среднего плиоцена (челекенская толща) 122
Водоносный комплекс акчагыльских отложений 129
Водоносный комплекс апшеронских отложений 130
Воды четвертичных отложений (*М. М Батыршин*) 133
Водоносный комплекс бакинских отложений 133
Водоносный комплекс пролювиальных нижне и среднечетвертичных отложений 134
Водоносный комплекс хвалынских и хазарских отложений 135
Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных пролювиальных отложений 137
Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений 138
Водоносный комплекс современных четвертичных отложений 138
Общие закоиомерности формирования подземных вод (*А В Кудельскии, А Акмамедов*) 139
Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод 139
Движение подземных вод 141
Гидрохимическая зональность 145
Температурные условия 147

Глава 6 **Складчатая область Копет-Дага и Малого Балхана** 150

Описание подземных вод (*А. В Кудельский, М Р. Милькис, Г Р Келембет*) 153
Воды нижнемеловых отложений 153
Водоносный комплекс мальм неокома 153
Водоносный комплекс аптских отложений 156
Водоносный комплекс альбских отложений 157
Воды верхнемеловых отложений 159
Водоносный комплекс сеноманских отложений 159
Водоносный комплекс туронских и сенон датских отложении 161
Воды палеогеновых отложении 162
Водоносный комплекс палеоценовых отложений 163
Водоносный комплекс эоценовых и олигоценовых отложений 163
Воды неогеиовых отложений 163
Водоносный комплекс миоценовых отложений 165
Водоносный комплекс нижне- и среднеплиоценовых отложений 165
Водоносный комплекс верхнеплиоценовых отложений 166
Водоносный комплекс акчагыльских и апшеронских отложений 166
Водоносные комплексы четвертичных отложений 167
Водоносный комплекс аллювиальных отложений долин рек 168
Водоносный комплекс делювиальных отложений 173
Водоносный комплекс пролювиальных отложений 173
Воды пролювиальных отложений Предгорной равнины (*А И Шапиро*) 175
Общие закономерности формирования подземиых вод (*А В Кудельскии*) 176
Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод 176
Движение подземных вод 180
Гидрохимическая зональность 183
Температурные условия 185

Стр.

Глава 7 Каракумский артезианский бассейн 187

Описание подземных вод 190
Водоносный комплекс юрских отложений (*Я А Ходжакулиев А. А Аванесов*) 190
Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (*Я. А Ходжакулиев, А. А Аванесов*) 196
Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (*Я А Ходжакулиев В Ф Борзасеков*) 202
Водоносный комплекс палеогеновых отложений (*И Я Давыдов, Л Г Борзасекова, Я А Ходжакулиев*) 207
Водоносный комплекс неогеновых и четвертичных отложений (*Д А Александров, М. М Батыршин, В П Дорошенко, М Г Топалов, Н М Скоркина, И Я Давыдов, Л Е Климушко Н Г Шевченко*) 211
Водоносный комплекс тортонских отложений 211
Водоносный комплекс сарматских отложений 214
Водоносный комплекс верхнего миоцена — нижнего и среднего плиоцена 215
Водоносный комплекс верхнеплиоценовых озерных отложений 220
Водоносные комплексы нерасчлененных неоген четвертичных отложении 220
Водоносные комплексы и горизонты четвертичных отложений 231
Водоносный комплекс аллювиальных нижне и среднечетвертичных отложений каракумской свиты 231
Водоносный горизонт четвертичных отложений 237
Основные закономерности формирования подземных вод 238
Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод (*Я А Ходжакулиев*) 238
Движение подземных вод (*Я А Ходжакулиев, А А. Аванесов*) 243
Гидрохимическая зональность (*Я А Ходжакулиев, О П Абрамова*) 249
Температурные условия (*В Ф Борзасеков, Я А Ходжакулиев*) 256

Глава 8 Складчатая область отрогов Гиссара (Гаурдак-Кугитангский район) (*В. Ф. Казаков*) 266

Описание подземных вод 274
Водоносный комплекс интрузивных образований среднего карбона — перми (?) 274
Водоносный комплекс нижне и среднеюрских отложений 274
Водоносный комплекс верхнеюрских отложений 275
Водоносный комплекс нижнемеловых отложений 282
Водоносный комплекс четвертичных отложений 284
Общие закономерности формирования подземных вод 286
Палеогидрогеологические особенности района 286
Движение подземных вод 288
Гидрохимическая зональность 291

Глава 9 Режим подземных вод (*И М Андриенко, Г М Топалов В П Дорошенко*) 295

ЧАСТЬ III

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 10 Подземные воды в народном хозяйстве 313

Существующее водоснабжение и пути его улучшения (*К Н. Иомудский*) 313
Ресурсы (запасы) пресных подземных вод (*Р Н. Клышникова*) 319
Минеральные воды и лечебные грязи (*В Ф Казаков*) 331
Минеральные воды 331
Минеральные озера и лечебные грязи 336
Термальные воды (*А Я. Ходжакулиев В Ф Борзасеков*) 338
Гидрогеологические условия массивов существующего и перспективного орошения (*В П Дорошенко*) 341
Гидрогеологические условия месторождений твердых полезных ископаемых (*Н. С Еременко*) 357
Гидрогеологические условия размещения нефтяных и газовых месторождений (*Я А Ходжакулиев*) 360

Глава 11 Охрана подземных вод (*С Г Коробкин*) 363

Истощение подземных вод 363

Стр.

Глава 12 **Инженерно-геологические условия** (*И. Я Давыдов, И Ф Карякин*) 369

Регион. I. Эпигерцинскаи патформа (Туранская плита) 371
Регион II. Альпнйской складчатости 398
Регион II_1 Копетдагское горное складчатое сооруженне н Малый Балхаи 398
Регион II_2. Мегаитиклиналь Большого Балхана . 402
Регион II_3. Предкопетдагский краевой прогнб . . 403
Регион II_4. Западно-Туркменская впадина 404
Регнон III. Эпиплатформенный орогенический . 406
Регнон III_1. Складчатое поднятие отрогов Гиссарского хребта 406
Регион III_2. Кушкинская складчатая зона . 407

Заключение (*Б. Б Митгарц, Н Г Шевченко*) . . 408

Список лнтературы . 414

Приложение 424

Каталог химических аиализов проб воды . . . 424
Каталог опорных скважии к гидрогеологической карте . . 466

ПРЕДИСЛОВИЕ

Тридцать восьмой том монографии «Гидрогеология СССР» содержит описание подземных вод Туркменской ССР на основании обобщенного богатого фактического материала.

Общий план тома, его объем и содержание определялись специфическими гидрогеологическими условиями рассматриваемой территории. К тому прилагается гидрогеологическая карта, при составлении которой использованы данные гидрогеологических съемок, а также поисковых и разведочных работ последних лет. Карта составлена Н. Г. Шевченко при участии В. П. Выдумкиной. Общее редактирование тома выполнено Б. Б. Митгарц. В составлении тома принимал участие большой коллектив авторов. Поэтому естественно, что по некоторым спорным вопросам не могло быть единства и они приведены в авторском изложении.

По ряду важных вопросов генезиса подземных вод нет пока однозначного решения, что в первую очередь относится к линзовым водам и глубоким слабо изученным водоносным комплексам. Разрешение этих и ряда других вопросов — дело будущих исследований.

Настоящая монография является итогом исследований за большой период времени, что дает возможность ознакомить читателей с гидрогеологическими условиями, основными направлениями использования подземных вод в народном хозяйстве и будет способствовать дальнейшему изучению подземных вод республики.

ВВЕДЕНИЕ

Туркменская ССР расположена в южной части СССР на границе с Афганистаном и Ираном. На востоке республика граничит с Узбекской, а на севере с Казахской ССР. Западная ее граница совпадает с восточным побережьем Каспийского моря.

Бóльшая часть Туркмении представляет собой пустынную область. В ее пределах находится крупнейшая в СССР песчаная пустыня — Каракумы, которая протягивается через всю территорию от р. Амударьи до Каспийского моря. На северо-западе значительные площади занимают пустынные плато и низкогорья, на юго-западе расположена пустынная приморская равнина. Горы занимают относительно небольшую площадь, преимущественно на южной и восточной окраинах.

Рек в Туркмении мало, они расположены на окраинах республики. На востоке к Аральскому морю течет р. Амударья, на юго-западе к Каспийскому морю — р. Атрек с притоком Сумбар, на юге протекают реки Мургаб и Теджен, слепо заканчивающиеся в Каракумах.

Население Туркмении составляет 1,9 млн. человек. Средняя плотность 3 человека на 1 *км*^{2}. Население рассеяно очень неравномерно. Оно сосредоточено главным образом в оазисах, приуроченных к долинам и дельтам рек и предгорной равнине Копет-Дага.

Экономика Туркменской ССР характеризуется развитой промышленностью, которая в создании общественного продукта республики занимает преобладающую часть. Ведущее значение имеет нефтедобывающая промышленность. Развиты также электроэнергетика, химическая, легкая, пищевая, мясо-молочная промышленность, а также промышленность строительных материалов.

Большое значение в экономике республики имеет сельскохозяйственное производство. Ведущими отраслями сельского хозяйства являются хлопководство и животноводство.

На территории республики можно выделить шесть народнохозяйственных районов: Западный, Предкопетдагский, Мургаб-Теджен-ский, Среднеамударьинский, Нижнеамударьинский и Каракумский (рис. 1).

1. Западный район содержит месторождения нефти, газа, йод- и бромсодержащих вод. Большое значение имеет месторождение бентонитовых глин. В Красноводском районе имеются месторождения строительных материалов — известняков, гипсов, гранитов, бутового камня и т. п. Значительное место занимает рыбная промышленность.

2. Предкопетдагский район охватывает Копет-Даг и прилегающую к нему с севера предгорную равнину. Основное занятие населения — сельское хозяйство. В горах Копет-Дага содержатся неисчерпаемые богатства строительных материалов. Имеются месторождения барита

и витерита. На базе имеющегося здесь сырья развивается стекольная и цементная промышленность.

Вдоль Передового хребта Копет-Дага размещаются основные курорты и дома отдыха республиканского значения. Главным промышленным центром является столица республики г. Ашхабад.

3. Мургаб-Тедженский район занимает самую южную часть республики и в основном является сельскохозяйственным районом. Наряду с хлопком здесь выращиваются продовольственные культуры.

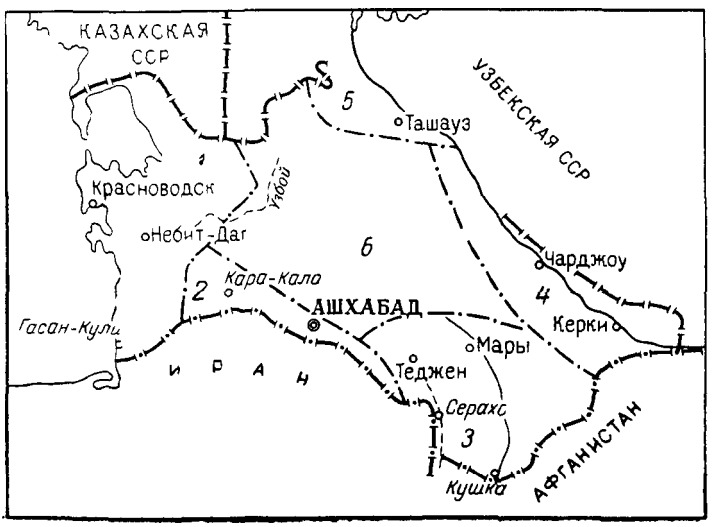


Рис. 1. Карта основных народнохозяйственных районов Туркменской ССР (по В. Б. Жмуйда)

1 — Западный, *2* — Предкопетдагский, *3* — Мургаб-Тедженский; *4* — Среднеамударьинский; *5* — Нижнеамударьинский; *6* — Каракумский

4. Среднеамударьинский район расположен в среднем течении р. Амударьи. В долине реки развито сельское хозяйство: хлопководство, бахчеводство и т. п. Промышленные предприятия имеются в г. Чарджоу. Здесь сравнительно недавно построен суперфосфатный завод.

В горных районах Кугитанга и Гаурдака имеются месторождения серы и калийных солей.

5. Нижнеамударьинский район характеризуется развитием сельскохозяйственных культур орошаемого земледелия — хлопка, риса, джугара, кунжута, люцерны и др.

6. Каракумский район по территории самый большой. Основное поголовье овец и верблюдов республики пасется на пастбищах пустыни Каракумы. В последние годы в Каракумах выявлены месторождения газа, результаты геологоразведочных работ дают основание предполагать, что в недалеком будущем здесь будут открыты месторождения нефти.

Часть I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глава 1

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гидрогеологическая изученность. Первые печатные труды, содержащие сведения о подземных водах вместе с физико-географическими и геологическими данными, явились результатом исследований конца XIX—начала XX веков. К ним относятся работы Э. Эйхвальда, М. Фелькнера, Ф. Г. Кошкуля, П. М. Лессара, И. В. Мушкетова, К. И. Богдановича, В. А. Обручева, П. И. Андрусова и др.

Маршрутные исследования на больших территориях давали обычно общие представления о подземных водах, большинство из которых в настоящее время представляет лишь исторический интерес.

Первые годы после Великой Октябрьской социалистической революции в связи с реконструкцией народного хозяйства характеризовались постановкой геологического и гидрогеологического картирования и специальных поисковых и разведочных работ, выявивших на территории Туркмении значительные запасы полезных ископаемых, в том числе и подземных вод. С 1923 г. началось систематическое изучение подземных вод. За период с 1923 по 1931 гг. была закончена гидрогеологическая съемка Копет-Дага, Прикаспийской равнины и запада Красноводского плато, а южный берег Кара-Богаз-Гола, Большой Балхан и Кюрен-Даг были изучены с большей детальностью. Восточная часть Красноводского плато и Каракумы подвергались только маршрутным пересечениям. Очень слабо изученными к тому времени оставались подземные воды восточного побережья Кара-Богаз-Гола, Устюрта, Северных и Юго-Восточных Каракумов и Гаурдак-Кугитангского района. В тот период были выяснены основные черты геологического строения и гидрогеологических условий перечисленных районов, данные по которым не потеряли практическую ценность до наших дней.

В следующем десятилетии (1931—1940 гг.) завершались рекогносцировочные исследования подземных вод и сбор общих гидрогеологических сведений, основанных преимущественно на описании колодцев, и в 1937 г. В. В. Дубровским была составлена сводка естественных выходов подземных вод. Он разделил территорию Туркмении по типам подземных вод на пять гидрогеологических районов, которые были охарактеризованы в зависимости от степени изученности подземных вод. К тому времени территория Туркмении была изучена в гидрогеологическом отношении крайне слабо. Только некоторые участки Копет-Дага подвергались более детальному изучению в связи с проведением геологических исследований, сопровождавшихся описанием естественных выходов подземных вод и изучением их химического состава.

Особенно большое значение в познании гидрогеологических условий Копет-Дага имели исследования И. И. Никшича, В. Н. Огнева,

В. В. Александрова, Г. И. Смолко, определившие общий характер водоносности геологического разреза с качественной и количественной характеристикой подземных вод. Выделенная тогда же И. И. Никшичем «Копетдагская линия термальных источников» в значительной степени определила направление дальнейших гидрогеологических исследований по выявлению питьевых и минеральных вод.

В 1940—1944 гг. В. Н. Кунин проанализировал и обобщил материалы по подземным водам и сделал важные выводы о происхождении, направлении движения подземных вод, формировании и закономерностях их состава, что позволило сделать ряд научных прогнозов и практических рекомендаций по Каракумам (1945—1948 гг.).

В период с 1940 по 1956 гг. одновременно с планомерной гидрогеологической съемкой проводились специальные гидрогеологические исследования, связанные с выявлением источников водоснабжения для обеспечения развивающейся промышленности, городов и поселков, с поисками минеральных вод, а также мелиоративными мероприятиями в сельском хозяйстве. К 1967 г. вся территория Туркмении была покрыта гидрогеологической съемкой, которая сопровождалась большим объемом буровых, лабораторных и опытных работ, благодаря чему были довольно детально освещены гидрогеологические условия первого от поверхности земли водоносного комплекса и получены сведения о глубоких водоносных комплексах и водоупорных слоях.

Со второй половины 1956 г. вместе с продолжавшимися специальными исследованиями на предгорной равнине Копет-Дага, в долинах и дельтах крупных рек, на линзах пресных вод, а также гидрогеологическими съемками значительно повысилась роль региональных комплексных гидрогеологических и гидрогеохимических исследований, связаиных с широко развернувшимися нефтепоисковыми и разведочными работами, которые сопровождались глубоким бурением. В изучение разных сторон этой проблемы включались многие производственные и научно-исследовательские организации.

Позднее большой удельный вес в изучении подземных вод заняли различные обобщающие работы по всей Туркмении. Состояние гидрогеологической изученности отдельных частей Туркмении неодинаково.

Северо-Западная Туркмения (включающая Туаркыр, Прикарабогазье, Устюрт с чинками Капланкыр и Челюнкыр, Чильмамедкумы, Красноводский полуостров и Большой Балхан). В этом районе изучение подземных вод началось в конце 20-х—начале 30-х годов. Общие сведения по гидрогеологии были получены при маршрутных геологических и географических исследованиях, сопровождавшихся регистрацией естественных выходов подземных вод (Васильевский, 1924; Никшич, Огнев, 1928; Луппов, 1932; Федорович, 1934; С. В. Колесников, О. С. Вялов и др.).

Специальные гидрогеологические исследования того времени были связаны с поисками источников водоснабжения и сопровождались съемками и бурением. В Прикарабогазье для водоснабжения предприятий пресной водой был проведен большой комплекс работ П. М. Васильевским, Г. В. Богачевым, Б. А. Бедером, В. В. Дубянским, В. П. Орловым и М. М. Иваницыным. Этими работами было выявлено распространение небольших скоплений пресных вод, плавающих на соленых (Ураз-Сакар, Кара-Кую, Бек-Даш, Таш-Кудук).

Разведочная скважина в Кызыл-Купе (М. М. Иваницын) также не вскрыла пресиых вод, но показала наличие в разрезе восьми горизонтов напорных соленых вод с небольшим дебитом.

На Красноводском полуострове гидрогеологической съемкой, проводившейся М. Ф. Двали, Г. А. Лебедевым, Л. В. Никитюк, было вы-

явлено широкое распространение подземных вод, питающихся за счет атмосферных осадков. Для водоснабжения железной дороги А. А. Бродским проводились разведочные работы. В горах Шах-Адам подземные воды изучались В. В. Лозовым и А. А. Солдатовым, а позднее Н. П. Лупповым, Е. Г. Зендриковой. На Туаркыре с этой же целью были проведены гидрогеологические исследования в пределах Аманбулакского угольного месторождения В. А. Захаревичем, М. М. Иваницыным, а Е. А. Репман — на Большом Балхане в районе Ягманских копей.

В период с 1940 по 1950 г. на Красноводском полуострове и южных предгорьях Большого Балхана продолжались поиски пресных вод. В песках Ок-Тум К. Н. Иомудским, В. А. Майвальдом, В. Н. Куниным и Г. Я. Рябчинским были выяснены условия распространения и определены динамические запасы пресных вод. На южной предгорной равнине Большого Балхана (участок Бала-Ишем-Джебел) детальные исследования, проведенные Н. А. Кудиновым, Б. Ф. Костиным и И. П. Лабутиным, сопровождавшиеся большим объемом буровых, опытных и лабораторных работ, позволили оценить динамические запасы пресных вод по отдельным перспективным участкам, на которых было построено городское и промышленное водоснабжение Западной Туркмении.

В период 1950—1960 гг. в разных районах Северо-Западной Туркмении проводились комплексные гидрогеологические исследования: в Туаркыре — Л. В. Нероновой, В. С. Курбатовым, М. П. Сукачевой, В. Ф. Людвигом, С. А. Глаголевым, на Узбойском варианте трассы Главного Туркменского канала — Е. Н. Дойч, Н. Г. Шевченко, Т. П. Кузнецовой, в Карашорской и Кумсебшенской впадинах — Н. П. Петровым, И. В. Воробьевым, В. Ф. Козицким, Ю. П. Вождаевым, в Чильмамедкумах — М. М. Батыршиным, Н. Г. Шевченко, Т. А. Березиной, В. В. Прусовым и И. В. Прусовой. Одновременно с указанными исследованиями в Чильмамедкумах проводилась оценка ресурсов подземных вод, а по другим районам определялись условия водоносности, в том числе и в целях водоснабжения конкретных участков, иногда с опробованием глубоких скважин. Результаты этих работ освещены в трудах В. Н. Кунина и Н Г. Шевченко, К. Н. Иомудского, В. С. Телкова и Н. Г. Шевченко, Н. Г. Шевченко и М. М. Батыршина и др., М. Г. Чмаро, В. Ф. Людвига и Ю. Д. Мухиева. С этим же периодом связаны исследования погребенных рассолов в заливе Кара-Богаз-Гол, выявившие интересные закономерности по подземным рассолам (Г. А. Васильев, Е. И. Ванюкова, М. Ю. Гаркави, Л. В. Еловская и Е. И. Ванюкова и М. Ю. Гаркави).

Исследования по проблеме перспектив нефтегазоносности запада Средней Азии, начатые с 1956 г., касались и изучения подземных вод Северо-Западной Туркмении. Результаты работ по Прикарабогазью охарактеризованы в трудах экспедиции АН СССР (А. И. Левин, А. В. Левин, Ю. А. Висковский и др.), а по Большому Балхану — в работах ВСЕГЕИ (Юргелянц, 1961). Позднее были опубликованы результаты исследований, проведенных Леннефтегазом, содержащих описание подземных вод Прикарабогазья (Ю. А. Висковский).

В отдельных районах северо-запада республики в это же время проводились детальные геологические исследования с одновременным изучением подземным вод, а на большей части района и специальные гидрогеологические работы (Г. И. Смолко, К. В. Тиунов, Э. И. Птушкин, Г. А. Борщевский, М. Г. Дубинин и М. М. Батыршин), сопровождавшиеся бурением, опытными и лабораторными исследованиями.

Региональные гидрогеологические исследования на обширной территории Северо-Западной Туркмении в последние годы выполнены

М. Г. Дубиным и М. М. Батыршиным. Дано детальное описание подземных вод района и направление по использованию их в народном хозяйстве республики. В 1967 г. на Красноводском полуострове (Аваза) получены минеральные лечебные воды (М. М. Батыршин).

В целом степень гидрогеологической изученности Северо-Западной Туркмении неодинакова в разных частях. Наиболее изучены подземные воды Большого Балхана и Чильмамедкумов, особенно с точки зрения использования их в целях водоснабжения. Остальная территория изучена слабо, за исключением первого от поверхности водоносного комплекса.

Западно-Туркменская низменность. Изучение подземных вод вместе с геологическими исследованиями началось еще М. Фелькнером (1838), Ф. Г. Кошкулем (1870), К. П. Калицким (1910), В. Н. Вебером и К. П. Калицким (1909, 1911) и другими, указавшими на отсутствие пресных подземных вод в глубоких горизонтах по побережью Каспия и на Челекене, что позднее было подтверждено работами В. Б. Порфирьева, Б. А. Бедера, А. В. Щербакова, Ю. В. Доброва и др.

В 20—30-х годах текущего столетия подземные воды изучались главным образом на нефтяных месторождениях преимущественно с целью выяснения причин обводнения, корреляции продуктивных горизонтов и использования вод в качестве йодо-бромного сырья. К исследованиям этого периода относятся работы К. П. Калицкого (1914 а, б, в, 1918, 1922), С. А. Ковалевского (1926, 1930, 1934), А. Е. Ферсмана (1929), Г. И. Смолко (1932 а), В. В. Александрова и др. (1934), К. Б. Аширова (1940), Н. В. Тагеевой (1934), В. Б. Порфирьева (1934), А. И. Косыгина (1935) и др. С целью водоснабжения изучались грунтовые воды первого от поверхности водоносного комплекса (Б. В. Уль, С. К. Калугин, Е. С. Рыбникова и др.).

Систематическое изучение гидрогеологии нефтяных месторождений началось с 1940 г. С периодом 1940—1950 гг. связаны работы Н. А. Плотникова и Е. С. Ермилова, Б. А. Бедера, В. Г. Малышева, Г. Л. Агаяна и И. А. Лазарева и А. В. Щербакова (1946). В это же время работы по водоснабжению промыслов проводили Б. Ф. Костин, Н. Г. Шевченко, К. Н. Иомудский и др. В таком же аспекте, но более детальные исследования, сопровождавшиеся съемочными, поисковыми и разведочными работами на йодо-бромные, питьевые и другие воды, проводились в период 1950—1960 гг. и позднее. Изучением йодо-бромных вод, закономерностями их распространения и геохимией занимались Ю. В. Добров, Б. А. Бедер, С. П. Воронков, П. Е. Граждан, Е. С. Ермилов, Л. М. Мальцев, З. Я. Кравчинский (1960 а, б), А. Курбанмурадов (1958), В. В. Семенович (1957, 1960), М. Ф. Молчанов, В. В. Колодий, Г. И. Антонов и М. М. Батыршин.

Результаты этих исследований показали, что Западно-Туркменская низменность является одним из наиболее перспективных районов на йодо-бромные воды. Вопросы термики вод нашли отражение в работах С. С. Джибути (1962).

В 1960 г. на территории Западно-Туркменской низменности была проведена гидрогеологическая съемка (Н. В. Соколов), сопровождавшаяся бурением с целью поисков и разведки питьевых и технических вод для водоснабжения нефтегазовых разведок.

Гидрогеологические исследования, связанные с выявлением перспектив нефтегазоносности, проводились А. Курбанмурадовым (1960), Э. Н. Юргелянцем (1961), В. В. Колодием (1961а, 1966), Ю. В. Добровым (1960, 1961), М. Е. Альтовским и др. и нашли отражение также в работах В. В. Семеновича (1957), А. Акмамедова (1962, 1965, 1967), Л. Г. Соколовского (1964) и др.

В целом для Западно-Туркменской низменности характерна достаточно хорошая изученность первого от поверхности водоносного комплекса, тогда как гидрогеология более глубоких горизонтов изучена еще слабо. До настоящего времени не имеется единой точки зрения на генезис, условия формирования, режим и динамику глубоких подземных вод.

Копет-Даг, особенно его центральная часть, является одним из наиболее обеспеченных водой районов Туркмении. Первые сведения о проявлениях здесь подземных вод имелись в литературных источниках IX—X вв. В конце прошлого столетия несколько маршрутных пересечений Копет-Дага К. И. Богдановичем (1887) и А. М. Коншиным (1886) с целью обеспечения водой Закаспийской железной дороги дали первые геологические материалы, включающие описание колодцев и источников.

Данные о подземных водах Копет-Дага и северной предгорной равнины имеются в работах Н. И. Андрусова (1889), Л. И. Цимбаленко и А. Д. Нацкого. Планомерное изучение Копет-Дага началось после Великой Октябрьской социалистической революции. В период 1923—1928 гг. осуществлялась пятиверстная съемка, сначала в Центральном, а затем и в Западном Копет-Даге (Никшич, 1924, 1925, 1926, 1932; Никшич, Огнев, 1928; Огнев, 1933; Александров, 1932; Смолко, 1932 б). В результате была дана характеристика отдельных водоносных горизонтов, выделена так называемая «Копетдагская линия термальных источников», дана оценка общей величины стока из известняков неокома и указано на исключительно важную роль этой толщи в гидрогеологии района (Никшич, 1925, 1927).

Начиная с 1929 г. проводились гидрогеологические работы с целью водоснабжения железнодорожных станций Кизыл-Арват, Искандер (П. И. Калугин) и Казанджик (Г. С. Чикрызов). Общие гидрогеологические условия Ашхабадского и Бахарденского районов выяснились при разведке на воду (Запрометов, 1932 и др.). В 1932 г. на основании обследования колодцев и родников Н. С. Волковой было составлено первое схематическое описание подземных вод Центрального и Западного Копет-Дага.

С 1935 г. в Копет-Даге проводилось гидрогеологическое картирование (П. И. Калугин, П. А. Панкратов, М. П. Сукачева, Г. К. Литвин, П. П. Малашкин, Г. И. Каляев, С. И. Рыбаков, Л. В. Неронова и др.). В результате была выделена система надвигов «термальной зоны» как основная дрена подземных вод (П. И. Калугин), участвующая в питании водоносных горизонтов пролювия предгорной равнины и содержащая значительные запасы пресных подземных вод. Учитывая это, в 1940—1942 гг. Туркменским геологическим управлением вместе с Центроспецпроектом и Трансводпроектом проводились работы с целью водоснабжения станций Ашхабадской железной дороги и продольного водовода в Небит-Даг (П. И. Калугин, Г. Я. Рябчинский и др.). В это же время написан ряд обобщающих работ по гидрогеологии Копет-Дага П. И. Калугиным, М. П. Сукачевой, Л. В. Неронова, П. Е. Гражданом и др. Вообще для выявления ресурсов питьевых подземных вод Копет-Дага особенно большое значение имели работы П. И. Калугина (1942—1945 гг.), в результате которых была дана оценка суммарного дебита источников «термальной зоны».

Кяризы северных предгорий Копет-Дага изучались К. Н. Иомудским. В период 1950—1960 гг. здесь и частично во внутренних районах проводились гидрогеологические исследования различной детальности с целью сельскохозяйственного водоснабжения и водообеспечения населенных пунктов и промышленных объектов (А. П. Иванова,

В. В. Кюнтцель, Г. А. Борщевский, А. Г. Езиашвили, А. И. Шапиро, М. Р. Милькис, О. М. Белоножко, С. Г. Коробкин и др.).

С 1960 г. начинается качественно новый этап в изучении гидрогеологии Копет-Дага. Широкое применение буровых и опытных работ позволило произвести здесь региональную оценку запасов подземных вод, обнаружить новые ранее неизвестные типы вод, установить ряд закономерностей в динамике подземных вод, их распространении и формировании (Л. Г. Громова, О. Я. Калугина, Г. Р. Келембет, Р. Н. Клышникова, А. В. Кудельский, М. Р. Милькис, Г. И. Морозов, А. А. Мрыхин, В. И. Сырцов и др.).

В 1960—1965 гг. в Копет-Даге проводились специальные поисково-разведочные работы на минеральные лечебные воды, сопровождавшиеся бурением скважин на Арчманском курорте (Азлях), в Фирюзинском ущелье (А. О. Шапиро), в Гяурс-Даге, в районе Ашхабада (А. А. Мрыхин), и везде были получены сероводородные воды, а для двух последних подсчитаны запасы. Месторождения минеральных вод открыты также в районах Берзенги и Арчмана—Бахардена (М. Р. Милькис).

Обобщил материалы многолетних режимных наблюдений в предгорной равнине Копет-Дага М. Р. Милькис.

Каракумы. Отрывочные сведения о подземных водах, собранные во время географических и геологических маршрутных пересечений Каракумов в конце XIX и начале XX вв., базируются на обследовании колодцев (Лессар, 1884; Коншин, 1886; Обручев, 1890; Нацкий, 1916, 1926).

Первые гидрогеологические исследования в Каракумах, сопровождавшиеся бурением, проводились комплексной экспедицией Академии наук СССР в 1929 г. (Д. А. Козловский), а также Каракумской географической экспедицией Академии наук СССР, в задачу которой входило обследование колодезных систем. Итоги последней экспедиции изложены в работах С. Ю Геллера (1934), Б. А. Федоровича (1935) и В. Н. Кунина (1934). Этими работами были уточнены площади распространения вод различной минерализации и глубины залегания их уровня. К тому времени создалась определенная концепция о наличии в гидравлическом отношении потока грунтовых вод, об источниках их питания, химическом составе и закономерностях его изменения. Отрывочные сведения о подземных водах Питнякского района были в работах А. Д. Архангельского, Ф. Ф. Мужчинкина, А. И. Дзенс-Литовского, А. И. Смолко и др.

В связи с необходимостью водоснабжения железной дороги большой интерес вызвали озера с пресной водой в долине Узбоя, которые П. А. Варенцовым еще в 1907 г. предлагалось использовать для этой цели. С данной проблемой были связаны многие гидрогеологические исследования как в долине Узбоя, так и в Приузбойских Каракумах (1933—1950 гг.).

В. В. Цинзерлинг дал оценку водного баланса с суммарным притоком грунтовых вод в пресные озера Ясхан, Топятан и Каратегелек.

А. А. Коноплянцевым, В. Н. Куниным, а позднее Б. Ф. Костиным (1940—1942 гг.) были проведены гидрогеологические исследования, позволившие установить условия, количественную оценку и мощность пресных подземных вод на меридиональном участке долины Узбоя (главным образом на участке между озерами Каратегелек и Ясхан, левобережья Узбоя).

Изучение пресных подземных вод района Узбоя продолжалось в 1950—1952 гг. и при инженерно-геологических исследованиях Узбойского варианта трассы Главного Туркменского канала, проводившихся под методическим руководством В. Л. Дубровкина (Е. Н. Дойч,

К Н Иомудский, Н. Г Шевченко и др), что способствовало дальнейшему развитию в Приузбойских Каракумах более детальных работ

Позже (1953—1969 гг.) разведкой была охвачена значительная площадь за пределами долины Узбоя Гидрогеологические исследования, сопровождавшиеся картированием, разведкой, опытными и режимными наблюдениями, затрагивали все более широкий круг вопросов по мере того, как выяснилось большое практическое значение выявленных ресурсов пресных подземных вод для организации крупного водоснабжения и их уникальный в условиях пустыни характер (Н Г Шевченко, Е Н Дойч, К И Иомудский). Большое значение имеют разработанные В Д. Бабушкиным и другими методы эксплуатации пресных вод, окруженных солеными

Было установлено, что пресные подземные воды «Ясханской линзы» выклиниваются в долину Узбоя и со всех сторон окружены солеными водами (Н Г Шевченко, 1963) Изучением генезиса скоплений *пресных подземных вод занимались С И Смирнов*, В Н Чубаров, Н Г Шевченко и др , а их микрокомпонентным составом — И Я Давыдов

В период 1950—1963 гг. вся территория Каракумов была покрыта гидрогеологической съемкой, которая в наиболее перспективных участках сопровождалась детальными исследованиями

Исследования на Ясхане и *в* Чильмамедкумах подтвердили наличие пресных вод в Каракумах. Поэтому гидрогеологические работы были расширены и крупные скопления пресных подземных вод обнаружены в песках Черкезли (В. Г. Бернштейн), в Северных Каракумах (В В Александров, М К Калдаров, А Д Александров), в Юго Восточных Каракумах (И Я Давыдов, Т П Лучкин и др), в песках Джилликум (М Г Дубинин и Г. Г Моргунов) Для всех перечисленных районов выполнен комплекс исследований, позволивший оценить площади распространения пресных подземных вод, в отдельных случаях определить их мощность и статические запасы, выделить наиболее перспективные из них для проведения детальной разведки и оценки эксплуатационных запасов Детальные гидрогеологические исследования продолжаются в Северных (Заунгузских) и Юго-Восточных Каракумах.

В районах оазисов (дельты и долины рек Амударьи, Мургаба и Теджена) выполнялся большой комплекс гидрогеологических и почвенно-мелиоративных исследований для обоснования проектирования орошения новых земель и осуществления мелиоративных мероприятий на массивах современного орошения Эти работы нередко проводились в комплексе с инженерно-геологическими исследованиями по трассам Главного Туркменского и Каракумского каналов и сопровождались режимными наблюдениями

Вопросам мелиоративной гидрогеологии посвящены труды Н В Роговской (1958, 1959), В П Дорошенко (1962, 1964), Б В Гоголя (1959), Н Н Фаворина, Н. Н. Островной (1959), Л М Мальцева (1959), С Н Алехина и Л М Мальцева (1962) и др

В пятидесятых годах комплексные гидромелиоративные исследования были сосредоточены *в* Мургабском оазисе Изучались режим грунтовых вод (Л. М Мальцев), гидрогеологические условия дельты (О Г Горбунова), формирование грунтовых вод и засоленности грунтов дельты и междуречья Мургаб—Амударья (И Я Давыдов) Первое обобщение в результате многолетних гидромелиоративных исследований и режимных наблюдений в Мургабском оазисе проведено в 1958 г Н В Роговской, А Т Морозовым и А А Поцелуевским, давшими и

первое гидрогеолого-мелиоративное районирование дельты (Роговская 1958, 1959 а, б).

В 1962—1963 гг. были проанализированы результаты освоения новых земель орошения и режим соленонакопления в водах и почвах массивов древнего орошения (Н. Г. Минашина, Ф. Ф. Трапезников).

Изучение глубоко залегающих подземных вод мезозойских отложений Каракумов началось в последнее десятилетие с развитием глубокого бурения и неразрывно связано с историей развития нефтегазопоисковых работ. Первые сведения о глубоких водах получены в 30-х годах, в основном на юго-востоке Каракумов Н. А. Билаловым, Г. А. Габриэлянцем, С. И. Ильиным, А. И. Смолко. В 1948 г. была опубликована статья Е. Я. Старобинца и Я. С. Эвентова, посвященная геологосъемочным работам, проведенным в Чарджоу-Питнянском районе, в которой авторы указывают на газирование ряда источников.

Впервые вопросам динамики глубоких вод были посвящены исследования М. И. Зайдельсона. На основе использования отрывочных сведений по замерам статических уровней им устанавливалось направление потока и намечались области питания подземных вод меловых и юрских отложений восточной части Амударьинской нефтегазоносной области.

Гидрогеология отдельных районов Каракумов, гидрогеохимия подземных вод мезозойских отложений и их динамика освещается в работах Ю. В. Доброва (1961), М. И. Зайдельсона, В. В. Колодия (1961 а, б, 1963 а, б), В. Н. Корценштейна (1964), Б. Б. Митгарц (1960), Л. Г. Соколовского (1964), В. М. Тарасова и др.

Материалы по геохимии подземных вод мезозойских отложений Керкидагской и Фарабской разведочных площадей обобщены в работах Ю. В. Доброва (1961) и В. В. Колодия (1961 а) и других, установивших гидрохимическую зональность.

В 1962 г. была опубликована статья Л. Г. Борзасековой, которая на основе анализа данных гидрохимии по неоген-четвертичным отложениям Дарвазинского района высказала гипотезу о скрытой разгрузке в этом районе глубоких вод. Впоследствии эта гипотеза отвергалась в работах Г. А. Габриэлянца (1962), Л. Г. Соколовского и И. Я. Давыдова.

В 1962—1965 гг. обобщением накопившегося материала по гидрогеологии платформенной части Туркмении и Западного Узбекистана занимались коллективы гидрогеологов центральных научно-исследовательских институтов и вузов (МИНХ и ГП им. Губкина, ВНИГНИ, ВНИПГаза, ВСЕГЕИ) и местных организаций (Институт геологии, тематические экспедиции управления геологии Туркменской ССР). В результате анализа и обобщения материалов были выявлены закономерности распространения подземных вод в мезозойских отложениях; прослежена гидрохимическая зональность, особенности динамики и геотермии подземных вод; произведен палеогидрогеологический анализ; рассмотрены возможности использования подземных вод как промышленного сырья, минеральных лечебных вод, гидрогеологических критериев нефтегазоносности и др. Основные результаты этих исследований приводятся в работах М. С. Гуревича (1960), В. Ф. Борзасекова (1964, 1967, 1968), Л. Г. Борзасековой (1962), А. А. Карцева (1963), В. В. Колодия (1964, 1966), Б. Б. Митгарц (1960), Л. Е. Михайлова (1960, 1961, 1962), Л. Г. Соколовского (1963, 1964), В. М. Тарасова (1960), Ходжакулиева (1966), Э. Н. Юргелянца (1961), Г. П. Якобсона (1965) и др.

В целом по Каракумам можно считать хорошо изученным первый от поверхности земли водоносный комплекс четвертичных и неогено-

вых отложений. Глубокие части разреза изучены слабо и неодинаково. Лучше изучены участки бурения глубоких скважин, вскрывших подземные воды, которые приурочены к разведочным площадям на нефтегазоносных структурах (Байрам-Али, Майская, Ахча-Кая, Фараб, Гагаринская, Модар, Сансыз, Казы и др.).

В Гаурдак-Кугитангском районе подземные воды до 1920 г. не изучались. Первые рекогносцировочные гидрогеологические исследования с целью определения возможности использования подземных и поверхностных вод для орошения и гидротехнического строительства были выполнены во второй половине 20-х годов М. П. Распоповым, Ф. И. Вороновым и Б. А. Бедером в бассейне р. Кугитангдарьи.

С установлением наличия серы на юго-западном крыле Гаурдакской антиклинали в 1932—1933 гг. были начаты изыскания с проведением гидрогеологической съемки. Основываясь на материалах съемки, П. И. Калугин впервые дал оценку ресурсов подземных вод района, характеризуя отдельные водоносные горизонты с точки зрения условий формирования подземных вод, водообильности, качества и использования для питьевого и технического водоснабжения. В 1939—1941 гг. по рекомендации П. И. Калугина на юго-западном крыле Гаурдакской антиклинали была пробурена скважина глубиной 968 *м*. Скважина пресных вод не вскрыла, но выявила наличие в проницаемых горизонтах разреза верхней и средней юры напорных рассольных вод (Р. И Фрейберг, В. В. Воинов).

С 1962 г. в Гаурдак-Кугитангском районе широко развернулись работы по комплексному изучению подземных вод. В 1962—1963 гг. С. Н. Алехиным на площади западного и восточного склонов хребта Кугитангтау выполнены гидрогеологические исследования с целью обоснования гидрогеохимических критериев поисков рудных месторождений. Большой вклад в изучение гидрогеохимии района внесли работы, осуществленные в 1962—1966 гг. ВСЕГЕИ совместно с Управлением геологии ТССР под научным руководством М. С. Гуревича. Результаты исследований изложены в работах В. Ф. Казакова, М. С. Гуревича, Л Б. Померанц, А. П. Поспелова, Г. А. Беленицкой. В этих работах впервые дается схема гидрогеологического районирования территории и гидрогеологического расчленения разреза от палеозоя до современных отложений включительно, а также гидрогеохимической зональности подземных вод, рассматриваются гидродинамические и палеогидрогеологические условия района, обосновывается поисковое и народнохозяйственное значение подземных вод. Такому широкому обобщению материалов по гидрохимии района способствовало выполнение в 1963—1965 гг. значительного объема картировочного, структурного, поискового и разведочного бурения (В. И. Черненко, А. А. Байков, Е. С. Парникель, В. И. Седлецкий), в результате которого по отдельным площадям были получены ценные сведения о водоносности мезозойских отложений (Л. Г. Соколовский, В. И. Седлецкий).

В 1966 г. в юго-восточной части района Н. С. Еременко завершены детальные исследования с целью изучения обводненности Карлюкского месторождения калийных солей. Освещаются условия водоносности юры и отложений валанжина, а также самый водообильный горизонт в отложениях четвертичного возраста.

В целом подземные воды Гаурдак-Кугитангского района изучены преимущественно по естественным выходам их на поверхность и скважинам на отдельных участках. Сведения о подземных водах синклинальных прогибов отсутствуют.

В 1963 г. вышла в свет монография «Линзы пресных вод пустынь», составленная большим коллективом специалистов под редакцией

В. Н. Кунина. В ней обобщены материалы по крупным подпесчаным линзам пресных вод пустыни и излагается комплекс работ, выполненных на месторождении пресных вод — Ясханской линзе. Большее внимание уделено впервые разработанной наиболее эффективной методике эксплуатации линзовых вод спаренными скважинами. Предложенный метод эксплуатации надежен при борьбе с вторжением нижележащих соленых вод. Он может быть применен не только в пустынях, но и в других районах (на морских побережьях), где решение проблемы вторжения соленых вод имеет большое практическое значение. В работе имеются материалы по геофизическим методам поисков линз пресных вод. Эти исследования показали эффективность применения геофизических разведок при поисках и разведке линз пресных вод в пустынях. В отдельных статьях излагаются возможные пути формирования линз пресных вод: конденсация паров воздуха, реликтовой воды и т. д.

В 1960—1967 гг. для всей территории Туркмении были составлены сводки по минеральным лечебным водам (В. Ф. Казаков).

Вопросы динамики глубоких подземных вод республики нашли отражение в работах Г. А. Борщевского, П. П. Иванчука, Л. Г. Соколовского, Л. И. Ланге, Я. А. Ходжакулиева.

Результаты анализа и обобщения режимных наблюдений по оазисным районам Туркмении, которые проводятся уже более 20 лет, имеются в работах И. М. Андриенко, В. П. Дорошенко, С. В. Кореновой, С. Г. Коробкина, Б. Ф. Костина, Л. М. Мальцева, М. Р. Милькиса, Г. М. Топалова и др.

В 1965 г. К. Н. Иомудским был опубликован материал о себестоимости питьевых вод в Туркмении, которым по существу положено начало изучению экономики подземных вод с целью изыскания путей ее удешевления.

В 1967 г. составлена сводка по гидрогеологической изученности территории Туркмении (Н. Г. Шевченко, В. П. Выдумкина, О. Я. Ивашенко и И. В. Лыкова), в которой проанализирован весь материал о подземных водах, инженерно-геологических условиях и мелиорации, сделаны критические замечания и обобщающие выводы.

Инженерно-геологическая изученность. До 1940 г. на территории Туркмении инженерно-геологические исследования носили эпизодический характер, проводились в небольших объемах и были в основном связаны с изучением грунтов для строительства площадок, насосных установок, водопроводов, железных дорог, мелиоративных и гидротехнических мероприятий.

Начиная с 1941 г. круг вопросов, связанных с инженерно-геологическими исследованиями, все больше и больше расширялся и достиг наибольшего развития в 1952—1957 гг. Инженерно-геологические исследования приняли многогранный характер и проводились в следующих направлениях: для обоснования крупного гидротехнического строительства, мелиоративных мероприятий, под гражданское строительство, по микросейсморайонированию (Б. Ф. Костин и др.).

Наиболее крупными изысканиями под гидротехническое строительство были гидрогеологические и инженерно-геологические исследования по трассе Большого Каракумского канала, начатые в 1940 г. Туркменводхозом и продолженные Туркменским геологическим управлением. Исходные данные для обоснования строительства Каракумского канала были получены путем выполнения большого объема буровых, опытных, лабораторных и съемочных работ, результаты которых обработаны и частично опубликованы в работах В. Л. Дубров-

кина, К Н Иомудского, А В Лебедева, В А Матвеева, А А Петрова, Е. В Шашкова и др

Инженерно-геологические исследования с 1947 г. по трассе Главного Туркменского канала приняли еще больший размах по объему шурфования, бурения, опытных, съемочных и лабораторных работ. На основании большого материала, собранного многочисленными организациями республики и головных институтов Союза, были составлены обобщающие работы (Н К Гиринский, В Л Дубровкин, Л Ф Ильин, К Н. Иомудский, С С Коробкин, В Н Кунин, А А Федотов, М Ф Котов, Г. Я Рябчинский, М С Салмин, Н В Тагеева и др)

Инженерно-геологические исследования с целью районирования, обоснования проектирования орошения новых земель и осуществления мелиоративных мероприятий на массивах существующего орошения проводились в дельтах и долинах рек Амударьи, Теджена и Мургаба, на предгорной равнине Копет-Дага и в дельте р Атрек Разрешению этой проблемы посвящено множество работ, выполненных различными организациями (ВСЕГИНГЕО, Управление геологии ТССР, Гипроводхоз, Институт геологии).

Н. В Роговской (1959 а) написана монография, в которой приведена характеристика различных типов орошаемых земель и применительно к ним даны рекомендации различных видов исследований На примере дельты Мургаба ею предлагается методика гидромелиоративного районирования для обоснования мелиорации

Одновременно проводились работы для проектирования ирригационных систем (А Н Вахтанова, И Ф Карякина), по районированию с целью применения дренажных мероприятий (Л М Мальцева, В. В Колосова, Н. П. Борисенко, В П Дорошенко и др), а также изучались инженерно-геологические условия водохранилищ и массивов орошения (И Ф Карякин, 1960, 1961, 1963) Разработаны методы районирования орошаемых земель, составлялись инженерно геологические карты (И. Ф. Карякин)

Большой комплекс инженерно-геологических исследований выполнен для обоснования промышленно-гражданского строительства в Ашхабаде, Красноводске, Чарджоу, Небит-Даге, Мары, Байрам-Али, Ташауз е

Значительное место среди специальных инженерно-геологических работ занимает детальное изучение сейсмостойкости грунтов при городском строительстве, особенно при восстановлении г Ашхабада и его окрестностей после землетрясения

Глава 2

ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ И ОБСТАНОВКИ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

КЛИМАТ

Расположение Туркмении внутри материка обусловливает резкую континентальность климата, которая проявляется в больших суточных и годовых колебаниях метеорологических факторов.

Влияние Каспия незначительно и сказывается в небольшой зоне В зависимости от характера рельефа оно может проявляться на расстоянии до 150 *км* в сторону суши в повышении влажности воздуха, не-

котором снижении летних температур, смещении максимальных температур воздуха на август против июля на континенте. Малая облачность создает предпосылки для получения земной поверхностью большого количества тепла. Величина суммарной радиации колеблется от 130 *ккал/см²* в заливе Кара-Богаз-Гол до 169 *ккал/см²* в Чарджоу. Минимальные значения суммарной радиации приходятся на декабрь, когда высота Солнца наименьшая, максимальные — на июль. В соответствии с большими значениями суммарной радиации находятся величины радиационного баланса. Годовые суммы радиационного баланса изменяются в среднем от 50 *ккал/см²* на севере до 75 *ккал/см²* на востоке Максимальные величины радиационного баланса приходятся на лето (табл. 1).

Таблица 1

Годовой ход радиационного баланса (в *ккал/см²*)

Станция	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Ашхабад	1,2	2	2,9	5,3	7,1	7,2	6,8	5,9	4	2,5	1,2	0,7	46,8
Беки-Бент	0,7	2,2	3,6	5,8	7,9	8	7,8	6,2	4,1	2,4	1,4	1	51,1
Гасан-Кули . . .	1,8	2,4	4,6	6,3	8,7	9,2	8,7	7,1	5,5	3,6	1,4	1	60,3
Тахиаташ	1,1	2,2	4,2	5,8	8,5	9	8,2	7	5,1	3	1,1	0,6	55,8
Чарджоу	1,5	2,9	4,5	7,4	10,2	10,8	11,7	10,5	7,9	4,1	2,8	0,8	75,3

Поскольку затраты тепла на испарение невелики, так как открытых водоемов мало, основная масса его идет на нагревание почвы и воздуха. В июле, например, в Зеагли турбулентный теплообмен между почвой и воздухом составляет 90% радиационного баланса, теплообмен с почвой 9%, а затраты тепла на испарение составляют лишь 1%.

В Ашхабаде, где больше растительности и почва увлажнена сильнее, на испарение затрачивается уже 8% радиационного баланса, на турбулентный теплообмен между почвой и воздухом 86% и на теплообмен с почвой 6%. Максимальных значений турбулентный теплообмен (более 6 *ккал/см²*) достигает в июле, максимальные затраты тепла на испарение (2—3 *ккал/см²*) приходятся на апрель при годовых величинах 10 *ккал/см²*. Максимальные значения величин теплообмена в почве (1 *ккал/см²*) приходятся на май—июнь (Мягков, 1961, 1962).

Положительные значения теплообмена в почве наблюдаются примерно с марта по сентябрь, наибольшие отрицательные обычно приурочены к декабрю.

Важным климатообразующим фактором служит атмосферная циркуляция. В холодную половину года Туркмения находится под влиянием юго-западной периферии сибирского антициклона при наличии северных и северо-западных холодных вторжений. Циклонические прорывы с юга вызывают в этот период неустойчивость погоды, сопровождаясь понижением температуры, увеличением облачности, осадками В летний период погода отличается большой устойчивостью. Главную роль начинают играть радиационные факторы. Преобладает сухая жаркая погода. Над юго-восточной частью республики часто формируется «термическая депрессия» — область с высокими температурами, низким давлением, мглой и затишьем.

Холодные вторжения с севера, северо-запада и запада довольно обычны для летнего периода, однако они мало эффективны и проявляются чаще всего в усилении ветра, образовании пыльных бурь и не-

котором снижении температур воздуха. При слабых и редких холодных вторжениях воздуха в холодный период осадков выпадает меньше нормы и зимы бывают теплыми. Очень интенсивные и часто повторяющиеся холодные ветры способствуют образованию холодных зим. Суровые зимы были в 1899—1900 гг., 1905 г., 1949—1955 гг., 1968—1969 гг.

Быстрота смены процессов в холодный период является важной особеностью климата Туркмении. Например, 6 января 1950 г. днем в Ашхабаде было 20° С тепла при максимальной температуре +25° С. Во второй половине дня пронеслась сильная пыльная буря, ночью выпал дождь, давший 23 *мм* осадков, а утром следующего дня пошел снег. За одни сутки произошла смена четырех времен года (Мягков, 1959).

По количеству солнечных дней Туркмения стоит на одном месте с Калифорнией (США) и АРЕ. Здесь около 180, а местами и более солнечных дней в году. Общая продолжительность солнечного сияния 2700—3000 *ч/год*.

Продолжительность безморозного периода составляет для Кизыл-Арвата 271, для Иолотани 218 дней. В отдельные годы на юго-западе республики продолжительность безморозного периода достигает 350 дней.

Четко выраженные сезоны года в Туркмении, как и вообще на территории Средней Азии, выделить трудно, так как в каждом из них можно видеть климатические оттенки сразу нескольких сезонов. Несмотря на это, для равнинной территории Средней Азии общепринято считать за начало зимы дату устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через +5° С в сторону понижения, а датой начала весны — дату устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через +5° в сторону повышения.

Соответственно этому началом лета можно считать дату устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через +20° С в сторону повышения, а началом осени — дату устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха +20° С в сторону ее понижения. Эти критерии, определяющие продолжительность климатических сезонов года, не случайны и хорошо согласуются с вегетацией растительности (Балашова и др., 1960).

Следует, однако, заметить, что сроки наступления сезонов выведены на основании материалов, полученных в результате многолетних наблюдений и являются в какой-то степени идеальными Для практических расчетов целесообразнее говорить о пятидневке или декаде месяца, в котором наступает определенный климатический сезон.

Зима в Туркмении продолжается от 127 дней на севере до 20 дней в субтропиках (Кара-Кала), лето — от 174 (Чаршанга) до 120 дней (Ташауз). Обращает на себя внимание довольно значительная растянутость переходных сезонов года. Так, весна продолжается от 54 дней на севере (Ташауз) до 96 дней в субтропиках (Гасан-Кули, Кизыл-Атрек), осень соответственно — от 55 (Зеагли) до 95 дней (Кара-Кала).

Характеристика климата по отдельным элементам в настоящее время может быть дана довольно точно, так как сеть станций достаточно густа и охватывает все районы Туркмении (рис. 2).

Температура. Средние годовые значения изменяются от 11° С на севере до 17° С на юге. Годовой ход ярко выражен и носит широтный характер. Абсолютный максимум +49,4° С (Репетек 9 июля 1944 г., Уч-Аджи 8 июля 1944 г. +49,3° С). Абсолютный минимум минус 33,8° С отмечен в Кушке 9 января 1905 г. Самый холодный месяц — январь,

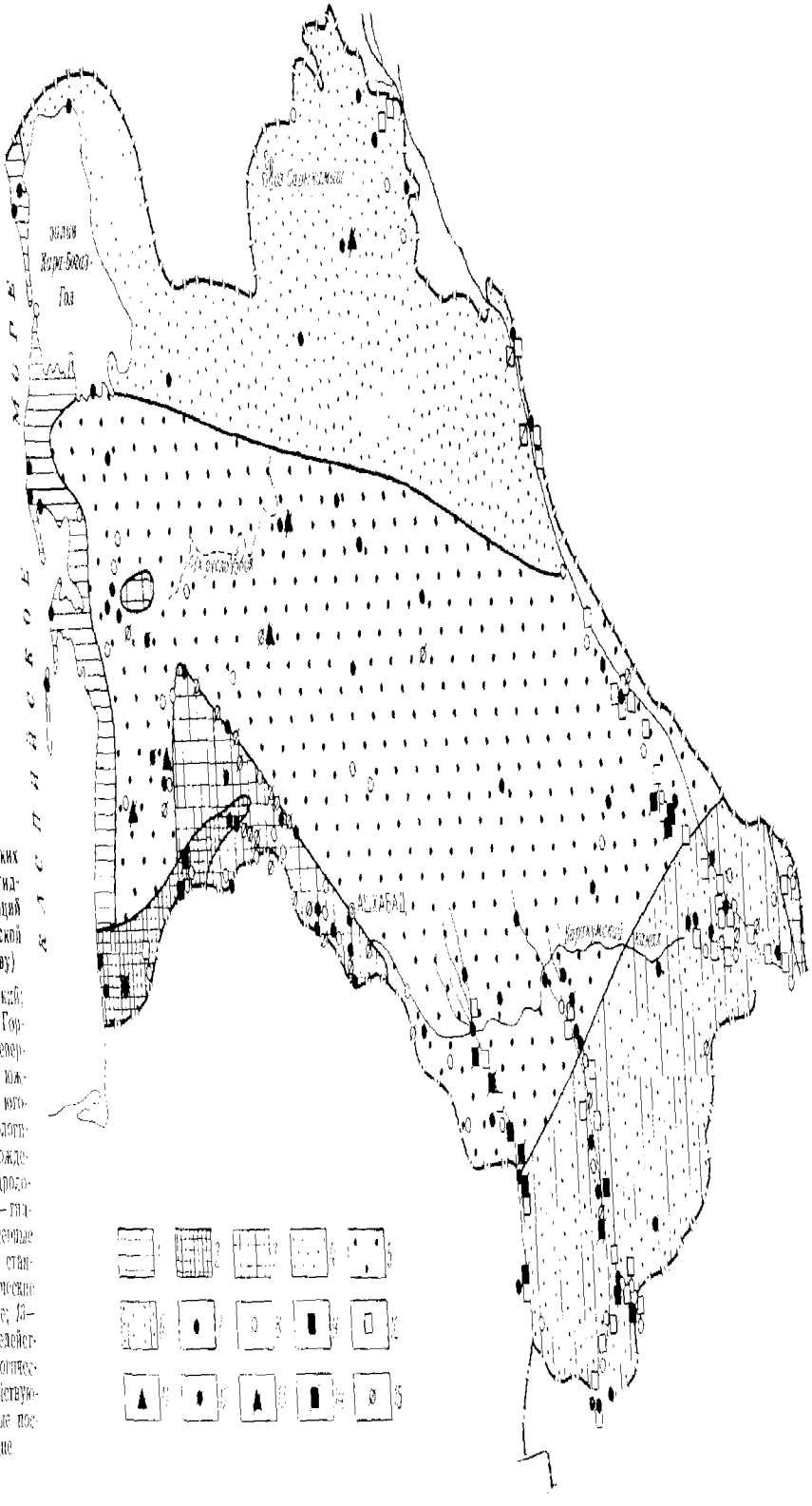


Рис. 2. Схема климатических районов и размещение гидрометеорологических станций на территории Туркменской ССР (по Н. Я. Мягкову)

Районы: 1 – Прикаспийский; 2 – Субтропический; 3 – Горный; 4 – Каракумский северный; 5 – Каракумский южный; 6 – Каракумский юго-восточный; 7 – метеорологические станции; 8 – дождемерные посты; 9 – гидрологические станции; 10 – гидрологические дождемерные посты; 11 – сточные станции; 12 – метеорологические станции недействующие; 13 – сточные станции недействующие; 14 – гидрологические станции недействующие; 15 – дождемерные посты недействующие

самый теплый — июль. Только в прибрежных районах Каспийского моря максимум температур смещается на август.

Весной часто наблюдаются возвраты холодов, вызывающих заморозки. Этому способствует открытость территории республики с севера, где находятся области с низкими температурами.

Влажность воздуха. В пустынной зоне влажность воздуха находится в пределах 6—7 *мб*, и только в оазисах повышается до 8—9 *мб*. В приморской части годовые значения влажности достигают 11—14 *мб*. Относительная влажность уменьшается с запада на восток и с юга на север. В Центральных Каракумах она имеет величину 44—46%, а в долине Амударьи и на побережье Каспийского моря 57—60%. Летом в дневное время относительная влажность падает до 5—10%. Годовые величины испарения составляют 130—150 *см* в оазисах и 200—250 *см* в пустыне. Среднее испарение с поверхности почвы равно количеству выпадающих осадков.

Недостаток насыщения воздуха влагой приводит к очень большому испарению (табл. 2).

Таблица 2

Испаряемость с поверхности воды за год

Район	Испаряемость, *мм*	Превышение испаряемости над суммой годовых осадков
Прикаспийский	1221	В 10 раз
Субтропический	1461	„ 6 „
Каракумский юго-восточный .	2155	„ 10 „
Горный	1348	„ 4 раза
Каракумский северный . . .	1700	„ 20 раз
Каракумский южный	2248	„ 16 „

Из приведенных данных видно, что испаряемость даже в горных районах во много раз превышает годовую сумму выпадающих осадков.

Ветер. В холодный период года на территории Туркмении преобладают северо-восточные и восточные ветры, в теплый — северные и северо-западные. Наибольшие скорости ветра отмечаются в Западной Туркмении и Центральных Каракумах (средняя годовая 4—6 *м/сек*).

Атмосферные осадки. Вся территория республики за исключением юго-западной ее части и горных районов характеризуется очень малым количеством атмосферных осадков, в результате чего земледелие возможно лишь при искусственном орошении.

Большая часть территории республики, занятая пустыней, получает за год около 100 *мм* осадков, подгорная зона и юго-восточная часть — около 250 *мм* и горная часть — более 300 *мм* (Семенова, 1961).

Особенностью атмосферных осадков Туркмении является крайне неравномерное распределение их во времени. В теплое время осадков почти не выпадает, а главная масса их приходится на весенние и осенне-зимние месяцы, что находится в прямой связи с атмосферной циркуляцией (наибольшая циклоническая деятельность).

В Байрам-Али, например, в течение шестидесяти лет за три месяца (июль, август и сентябрь) в общей сложности выпадало 23 *мм* осадков. В Иолотани в течение тридцати лет за эти же месяцы выпадало только 6 *мм*. В засушливый 1917 г. в Репетеке выпало за год всего 24 *мм* осадков, причем за семь месяцев с апреля по октябрь дождя не было.

Относительно равномернее в течение года выпадают осадки в горных и предгорных местах, а также на юго-западе Туркмении, хотя и здесь отчетливо заметны весенний и осенне-зимний максимумы.

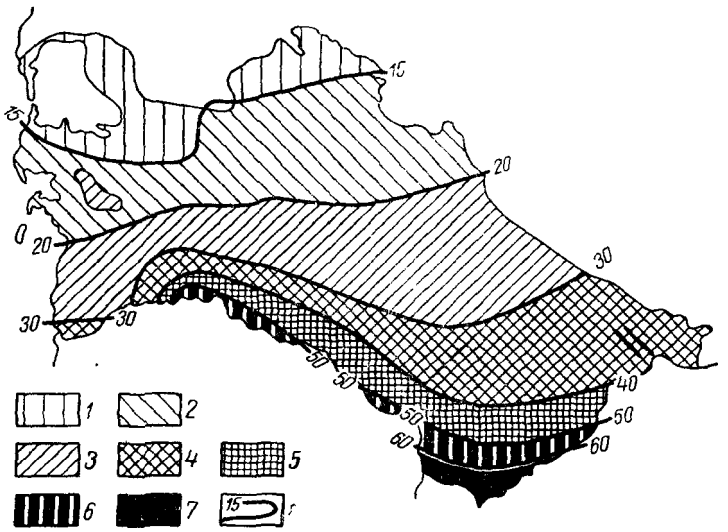


Рис. 3. Распределение осадков на территории Туркменской ССР в марте (по многолетним наблюдениям)

1 — 15 *мм*, *2* — 15—20 *мм*, *3* — 20—30 *мм*, *4* — 30—40 *мм*, *5* — 40—50 *мм*, *6* — 50—60 *мм*, *7* — более 60 *мм*, *8* — линии равного количества осадков (в *мм*)

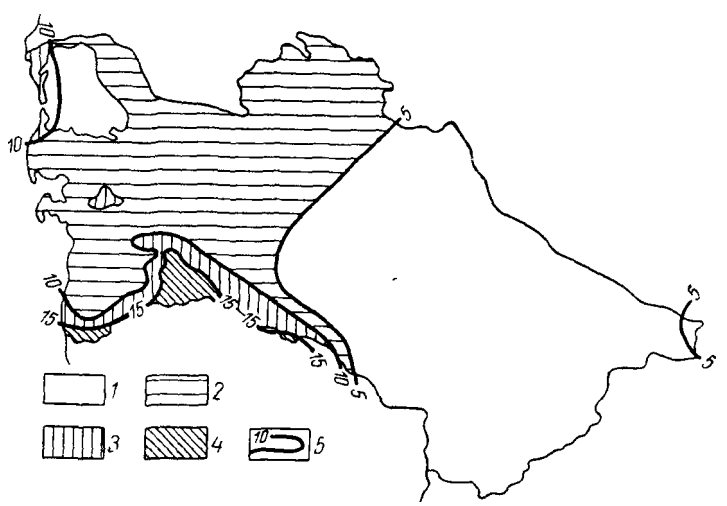


Рис. 4. Распределение осадков на территории Туркменской ССР в июле (по многолетним наблюдениям)

1 — 5 *мм*, *2* — 5—10 *мм*, *3* — 10—15 *мм*, *4* — 15 *мм*, *5* — линии равного количества осадков (в *мм*)

Количество осадков заметно уменьшается с запада на восток при одинаковом периоде наблюдений. Разница между количеством осадков на западе и востоке доходит в год до 75 *мм*, что связано с господствующим направлением воздушных потоков с бассейна Атлантики (рис. 3, 4).

В изменении количества осадков большую роль играет высота над уровнем моря. Чем она больше, тем больше количество осадков и число дней с осадками. Несмотря на малое месячное и годовое количество осадков суточные их количества иногда могут достигать величин, превышающих месячную норму.

Характерными особенностями атмосферных осадков являются также большая изменчивость их от года к году и большое отклонение в результате этого от годовых норм. Отношение максимальных годовых количеств осадков к минимальным составляет 9 : 1.

Таблица 3

Продолжительность осадков (в часах) в разных климатических районах Туркменской ССР (1941—1960 гг.)

Климатический район	Виды осадков	Месяц												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Прикаспийский	Дождь	17	17	26	26	4	2	1	1	2	9	14	14	133
	Ливень	4	4	3	6	7	4	6	4	4	5	3	3	53
	Морось	10	6	6	4	1	0	0	0	0	1	3	5	36
	Снег	11	17	7	—	—	—	—	—	—	—	3	18	56
	Мокрый снег	1	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4
Субтропический	Дождь	30	26	51	33	14	8	5	5	4	16	24	26	242
	Ливень	1	1	2	2	4	4	3	2	2	3	2	1	27
	Морось	3	2	4	3	1	0	0	0	0	1	2	3	19
	Снег	8	10	6	—	—	0	—	—	—	—	1	4	29
	Мокрый снег	1	3	1	—	—	—	—	—	—	—	1	0	6
Каракумский северный	Дождь	10	11	20	23	8	3	2	2	3	7	9	8	106
	Ливень	0	1	4	3	5	3	2	2	1	2	0	1	24
	Морось	9	6	6	2	0	0	0	0	0	0	3	7	33
	Снег	22	19	13	—	—	—	—	—	—	—	2	14	70
	Мокрый снег	1	0	2	—	—	—	—	—	—	—	1	0	4
Каракумский южный	Дождь	13	13	32	26	9	4	1	1	2	10	13	14	138
	Ливень	2	2	4	5	5	4	2	1	1	2	1	1	30
	Морось	9	3	4	3	0	0	0	0	0	2	3	11	35
	Снег	17	17	9	—	—	—	—	—	—	—	4	13	60
	Мокрый снег	1	2	3	—	—	—	—	—	—	—	1	1	8
Горный	Дождь	5	6	20	31	29	7	2	2	2	12	10	5	131
	Ливень	0	1	2	8	9	5	2	2	1	3	1	1	35
	Морось	1	3	7	20	9	5	1	2	3	9	6	2	68
	Снег	55	54	58	15	1	—	—	—	—	2	23	46	254
	Мокрый снег	3	5	5	5	—	—	—	—	—	1	2	3	24
Каракумский юго-восточный	Дождь	30	22	44	27	7	1	0	0	0	6	14	23	174
	Ливень	3	4	9	9	5	0	0	0	0	0	2	2	34
	Морось	7	5	10	2	1	0	0	0	0	1	3	7	36
	Снег	19	16	10	—	—	—	—	—	—	—	5	17	67
	Мокрый снег	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—	1	1	7

Аналогичная картина повышенной дисперсности наблюдается и с месячными количествами осадков с той лишь разницей, что отношение максимума к минимуму значительно больше. В Ашхабаде в марте 1943 г. сумма осадков за месяц составила 122 *мм*, а в марте следующего 1944 г. всего лишь 1 *мм*. Как правило, по всей территории Туркмении преобладают маломощные осадки. Ливни обычно приурочены к теплому периоду года. Инструментальные наблюдения над интенсивностью ливней показали, что за 1 *мин* может выпасть в среднем от 0,6

до 1,5 *мм* осадков при средней продолжительности около 10 *мин.* Однако зарегистрирована интенсивность ливня до 3 *мм/мин.*

В период ливней в горных и подгорных местах возникают мощные грязе-каменные потоки, приводящие часто к разрушениям транспортных магистралей.

Осадки в виде снега, несмотря на наличие частых холодных вторжений, в Туркмении незначительны, и вся республика, за исключением горных частей и крайних северных районов, относится к областям с неежегодным и неустойчивым снежным покровом. Только в отдельные годы бывают обильные снегопады, например в 1969 г., охватившие даже те районы, где они бывают редко. На юго-западе республики дней со снежным покровом бывает до 6, на севере в среднем 11—15, в предгорьях Паропамиза 21, в горной части — до 100 дней.

Максимальные мощности снежного покрова в Центральных Каракумах достигают 50 *см*, в Юго-Восточных Каракумах 70 *см.*

Продолжительность выпадения различных видов атмосферных осадков, имеющая большое практическое значение, приведена в табл. 3.

Изучением химического состава атмосферных осадков занимался И. Я. Давыдов. По собранным им данным минерализация атмосферных осадков изменяется от 0,03 до 0,25 *г/л*, осадки по составу преимущественно гидрокарбонатные и сульфатные кальциево-натриевые (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав атмосферных осадков

Пункт	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
			Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Чагыл	0,047	*мг/л*	8,28	8,62	—	5,68	16	18,3
		экв/%	45,5	54,5	—	20,5	41,5	38
Душак	0,03	То же	4,83	6,01	—	2,34	2,4	24
			39,8	60,2	—	15,4	9,4	75,4
Ашхабад	0,11	„ „	6,49	21,64	7,89	4,26	42,78	61
			14,6	53,6	31,8	5,96	44,54	49,5
„	0,25	„ „	19,55	50,10	10,09	28,4	75,69	109,0
			21	59,4	19,6	19	38	43
Небит-Даг	0,048	„ „	150,19	51,96	10,46	220,1	112,72	87,84
			66	25,4	8,6	62,0	23,8	14,2

ГИДРОГРАФИЯ

Гидрографическая сеть в Туркмении распределена неравномерно и принадлежит бассейнам Каспийского и Аральского морей. На Копет-Даге и в предгорной равнине она развита хорошо. С его склонов стекает множество рек, из которых наиболее крупной является р. Атрек, впадающая в Каспийское море. По восточной границе Туркмении протекает р. Амударья, впадающая в Аральское море.

Равнинная большая часть республики почти лишена постоянно действующих водотоков. Только в юго-восточной ее части стекающие с Паропамиза реки Мургаб и Теджен прорезают равнину, образуют сухие дельты и теряются в Каракумах. К восточным водосборам относятся также многочисленные такырные и такыровидные водосборы, на которых формируется поверхностный сток. Между р. Амударьей и г. Безмеин проложен Каракумский канал, являющийся крупной водной артерией Туркмении.

К бассейну Каспийского моря относится *р Атрек*, берущая начало в Центральном Копет-Даге на высоте 2000 *м* Площадь ее бассейна 26 720 *км²*, расположена она в горной системе с высотами гребней около 3000 *м* Длина реки от слияния рек Себаза и Эироу 635 *км* В нижнем течении р Атрек на протяжении 72 *км* протекает по территории Туркмении Питается она за счет дождей, таяния снега и характеризуется невысокой водоносностью Средний годовой расход реки у г Кизыл-Атрек 9,8 *м³/сек* при максимальном 23,2 *м³/сек* (1934 г) и минимальном 4,34 *м³/сек* (1947 г). Воды реки интенсивно разбираются на орошение Средний годовой модуль стока (табл 5) равен 0,37 *л/сек*

Таблица 5

Внутригодовое распределение стока основных рек Туркмении в % от годового (по данным Б. Т. Кирста, 1963)

Река, пункт	Месяц						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Атрек — г Кизыл-Атрек	8,8	9 9	14,8	19,0	14,2	7 0	3,2
Сумбар — устье	(0,9)	(8,9)	(20,0)	(32,6)	(18,3)	(4,2)	(0,4)
Теджен — Пуль-и-Хатум	4,6	7,6	15,3	32,0	30,8	6,7	0 5
Мургаб — Тахта-Базар	5,6	6 2	8,6	14,9	17,4	11,9	7,3
Кашан — Кульджа	6,0	12 5	24,6	33,1	13,8	0,9	0,1
Кушка — ур Талач-Или	4 8	10 8	28 9	39,8	9,3	0,6	0,0
Амударья — Керки	3 2	3 1	3,8	6,8	11,2	16,1	18,5
Кугитангтау	4 5	4,8	7,4	15,7	19,6	14,1	7,4

Продолжение табл 5

Река пункт	Месяц					Холодный период XI — III	Теплый период IV — X
	VIII	IX	X	XI	XII		
Атрек — г Кизыл Атрек	3,3	3,3	3,9	5,3	7,3	46,1	53 9
Сумбар — устье	(0,5)	(0,4)	(1,1)	(2,1)	(2,1)	(42 6)	(57,4)
Теджен — Пуль-и-Хатум	0,0	0,0	0,0	0,4	2,1	30,0	70,0
Мургаб — Тахта-Базар	5,6	6,4	5,6	5,7	5,8	31,9	68,1
Кашан — Кульджа	0,0	0,1	0,4	2,8	5,7	51,6	48,4
Кушка — ур Талач-Или	0,0	0,0	0 3	1,4	4,1	49 9	50,1
Амударья — Керки	15,4	9,6	5,0	3,8	3,5	17,4	82,6
Кугитангтау	5,9	4,1	4,8	5,9	5,8	28 4	71,6

Примечание Цифры в скобках восстановлены по среднему стоку р Атрек у г Кизыл Атрек

с 1 *км²* В Л Шульц (1958) указывает, что если учесть и разбор воды на орошение, то и тогда средний модуль не будет превышать 0,7 *л/сек* с 1 *км²* Средние расходы воды изменяются от значений, близких к нулю (июнь, октябрь, а в отдельные годы река пересыхает на 1,5 месяца), до 68—73 *м³/сек* (апрель и май).

Максимальные расходы реки у г. Кизыл-Атрек достигают 120 *м³/сек* (1934 г) во время весенних половодий, а иногда при ливневых дождях они бывают летом и осенью Наименьший годовой максимальный расход 15,6 *м³/сек* (1945 г)

Внутригодовое распределение стока у г Кизыл-Атрек (см табл 5) сильно искажено в сравнении с действительным режимом вследствие интенсивного забора воды на орошение За период март—май проходит 48,2%, за июнь—сентябрь 16,8% и за октябрь—февраль 35% годового стока

Средняя мутность воды в реке составляет 18 *кг/м*^{3}, а в период паводка доходит до 200 *кг/м*^{3}, минерализация изменяется в широких пределах. В период максимальных расходов она несколько превышает 1,4 *г/л*, а в период межени — максимальная более 12 *г/л*. С изменением минерализации воды происходит и изменение ее состава. При невысокой минерализации воды имеют сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый состав, а при высокой минерализации — хлоридно-сульфатный натриевый (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав поверхностных вод

Река	Общая минерализация, *г/л*	Содержание, $\frac{мг/л}{экв\%}$					
		Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Атрек	1,35	237,8	122,8	56,7	286,7	426,3	227,5
		47,8	29,6	22,6	39,0	43,0	18,0
»	12,2	3261,1	495,3	498,9	4786,0	3111,2	106,8
		67,4	12,2	20,4	67,0	32,2	0,8
Сумбар	1,4	353,05	85,68	43,43	468,05	478,05	124,25
		55,8	24,1	20,1	55,9	20,0	24,1
Амударья (пос. Керки)	0,28	34,5	38,9	9,8	38,6	77,5	86,6
		33,4	47,0	19,6	26,4	39,0	34,4
То же	0,87	192,2	78,0	23,0	261,1	179,5	144,0
		57,2	28,8	14,0	54,6	27,8	17,6
Амударья (пос. Тюя-Муюн)	0,37	49,0	52,1	10,8	60,0	94,1	109,3
		36,0	47,6	16,4	31,2	36,0	32,8
Теджен	0,6	105,0	47,5	21,5	88,9	117,0	206,8
		50,4	28,4	21,2	30,2	29,2	40,6
»	3,4	847,4	104,2	132,7	634,1	1270,7	430,0
		68,6	10,2	21,2	34,8	51,4	13,8
Мургаб	0,29	12,5	44,5	16,5	18,7	49,5	153,7
		12,2	54,4	33,4	13,0	25,2	61,8
»	0,68	92,5	80,6	26,4	84,7	228,9	162,9
		37,4	40,6	22,0	24,2	48,2	27,0
»	2,6	876,5	75,2	57,9	1164,2	361,9	283,0
		81,0	8,4	10,6	73,0	16,8	10,2
оз. Ясхан (пресное)	3,7	1214,9	99,8	81,5	1662,9	484,5	322,4
		80,6	8,2	10,8	75,4	16,2	84,4

Река Сумбар, наиболее крупный правый приток р. Атрек, имеет площадь бассейна 8517 *км*^{2}, длину 247 *км*. Средняя взвешенная высота бассейна, по данным В. Л. Шульц (1958), составляет 697 *м*. Наибольшая высота хребтов в бассейне 2247 *м*. Высоты более 1600 *м* занимают 2,8%, а ниже 800 *м* — 60,2% от общей площади. Хотя высоты в бассейне незначительны, хребты защищают бассейн от вторжения в него холодных воздушных масс, а для влажных атлантических воздушных масс преград нет. Поэтому здесь осадки преимущественно выпадают в виде дождя и на 20—30% больше, чем в других районах Копет-Дага с такими же высотами. Дожди являются основным источником питания реки.

Водность р. Сумбар несколько ниже, чем других водотоков центрального Копет-Дага, что обусловлено характером почв и пород, а также интенсивным расходованием влаги на испарение и транспирацию, разбором на орошение. В среднем за год в устье расход воды составляет около 1 *м*^{3}/*сек*.

Максимальные расходы, обусловленные ливневыми дождями, достигают 100 *м*^{3}/*сек*, а минимальные равны нулю. По водному режиму р. Сумбар типична для засушливых территорий. Внутригодовое рас-

пределение стока р. Сумбар неравномерно (см. табл. 4). По данным Б. Т. Кирста (1963), в период июль—октябрь сток часто отсутствует, за май—август проходит до 20—25%, а за отдельные паводки — до 10—15% годового стока. Мутность воды значительна, а минерализация изменяется в широких пределах, при малых расходах она обычно высокая (4—5 *г/л*).

К бассейну Аральского моря принадлежит *р. Амударья*. Она является самой полноводной рекой в Средней Азии, имеет длину 2540 *км*, площадь водосброса в створе г. Керки 227 000 *км*^{2}. Площадь фактического водосбора, по данным О. П. Щегловой (1960), составляет 186 400 *км*^{2}, охватывая горы Памиро-Алая и Гиндукуша с высотами хребтов, достигающими 7500 *м*. Здесь широко развиты вечные снега и ледники, занимающие площадь около 10 000 *км*^{2} (Шульц, 1958).

За исток р. Амударьи принимается р. Вахджир, берущая начало из ледника Еревского на северном склоне восточных отрогов Гиндукуша, в Афганистане, на высоте 4900 *м*. В нижнем течении р. Вахджир называется Вахандарья, а после впадения в нее р. Памир — Пяндж. Далее по течению в Пяндж впадает шесть правобережных притоков. Ниже впадения в р. Пяндж р. Вахш река называется Амударьей. В нее впадают реки Кундуздарья, Кафирниган и Сурхандарья. Далее на протяжении 1175 *км* до Аральского моря количество воды в Амударье уменьшается вследствие забора ее на орошение, потерь на инфильтрацию и испарение. Потери расхода воды р. Амударьи на участке Керки — Нукус, по данным А. К. Проскурякова (1953), составляют 24% от годового стока, из которых около 10% идет на инфильтрацию. В. Н. Кунин (1955) считает, что фильтрация из Амударьи в сторону Каракумов исчисляется 150 *м*^{3}/*сек*.

По данным О. М. Щегловой (1960), ледниковое питание составляет 24%, снеговое и сезонное 35%, подземный сток 40% и дождевое 1% годового стока. Это дало основание отнести Амударью к рекам снего-ледникового питания.

Водный режим р. Амударьи характеризуется длительным половодьем летом, при максимуме уровней и расходов воды в июне—августе, т. е. в период интенсивного таяния высокогорных снегов и ледников, и устойчивой меженью в остальную часть года. Годовая амплитуда уровней равна 1—2 *м*, а в низовьях реки увеличивается до 3 *м*. Среднегодовой расход Амударьи у г. Керки 2000 *м*^{3}/*сек*, при минимальном значении 1580 *м*^{3}/*сек* (1917 г.) и максимальном 2540 *м*^{3}/*сек* (1914 г.). Максимальный расход (9060 *м*^{3}/*сек*) наблюдался в 1958 г., а минимальный (410 *м*^{3}/*сек*) — в 1916 г. Внутригодовое распределение стока приведено в табл. 5.

Воды Амударьи содержат много взвешенных наносов. Средняя годовая мутность, по А. К. Давыдову (1955), в нижнем течении реки уменьшается; так у г. Керки она составляет 3590 *г/м*^{3}, а у г. Нукуса 2600 *г/м*^{3}, а минерализация воды изменяется от 0,29 до 0,88 *г/л* (см табл. 6).

Следующее место по водности после Амударьи занимает искусственная река — *Каракумский канал* — уникальная ирригационная магистраль Советского Союза, которая по морфологическим и динамическим параметрам превосходит многие реки Туркмении. Среднегодовой расход воды в голове канала за 1959 г. составил 105 *м*^{3}/*сек*, за 1960 121 *м*^{3}/*сек* и за 1961 г. 132 *м*^{3}/*сек*, что больше суммарного среднегодового расхода всех рек Туркмении без Амударьи.

При полном завершении строительства канал пересечет в широтном направлении всю территорию Туркменистана от Амударьи до Каспия. Тогда его общая длина составит около 1445 *км*, а водозабор из

Амударьи 800 *м³/сек*. Первые 31 *км* канал проходит по расширенному руслу бывшего Бассага-Керкинского канала, затем он прорезает приамударьинскую барханную полосу и с 38 *км* вступает в шоровые понижения Келифского Узбоя. От 105 *км* канал проходит по песчано-глинистой равнине Обручевской степи, а от 180 *км* — по пескам Юго-Восточных Каракумов. Начиная с 308 *км* канал проложен по равнинам дельт Теджена и Мургаба, а далее до г. Безмеин по подгорной равнине Копет-Дага.

Расчеты показывают, что уже в 1962 г. по Каракумскому каналу в зону орошения подано воды почти в 1,5 раза больше, чем по всем другим бессточным водным источникам. Гидрогеологические параметры Каракумского канала (табл. 7), запланированного на круглогодич-

Таблица 7

Водный баланс канала на участке от пос. Бассага до пос. Захмет ($L = 320$ *км*) за 1959—1961 гг.

Показатели	Год		
	1959	1960	1961
Приходная часть, м³/сек			
Расход воды в начале участка	105	121	131,6
Расход воды от выпавших осадков на водную поверхность канала	0,6	0,4	0,4
Итого	105,6	121,4	132,0
Расходная часть, м³/сек			
Расход воды в конце участка	32,7	50,3	63,8
Водозабор	8,7	10,6	9,9
Испарение и транспирация	5,7	8,0	6,0
Расход воды на регулирование в озерах .	—1,1	+2,3	+0,4
Фильтрация	59,6	50,2	51,0
Итого	105,7	121,4	131,1

ную работу, определяются величиной забора воды из Амударьи и в общем похожи на ее режим.

Коэффициент полезного действия канала на указанном участке в первые годы его эксплуатации составил 0,36 (1959 г.), 0,51 (1960 г.) и 0,56 (1961 г.).

К бессточным бассейнам относятся водосборы рек Теджен, Мургаб, около 30 малых речек и большое число периодически действующих водотоков, стекающих со склонов Копет-Дага, а также многочисленные такырные и такыровидные водосборы, расположенные в пределах равнины.

Река Теджен берет начало в горах Паропамиза в Афганистане на высоте 3000 *м*. Площадь водосбора 70 620 *км²*, длина 1124 *км*. Ниже г. Серахс она протекает по территории Туркмении, орошая Серахский, а ниже Тедженский оазисы. Сухая дельта р. Теджен теряется в Каракумах. Река получает питание за счет дождей и таяния снегов. Для гидрогеологического режима характерно весеннее половодье с интенсивным подъемом и плавным спадом. На волну половодья накладываются отдельные пики дождевых паводков. Начало половодья обычно

в марте, а конец — в мае. В июне—ноябре река пересыхает. В отдельные годы пересыхание наступает и раньше. Начиная с ноября, декабря, а иногда и позже сток в реке возобновляется, что связано с выпадением дождей. Летом дождевые паводки отсутствуют.

Среднегодовой расход р. Теджен у сел. Пуль-и-Хатум составляет 32 *м*³/*сек*, что соответствует модулю стока 0,45 *л*/*сек* с 1 *км*². В маловодные годы расход воды понижается до 3,9 *м*³/*сек*, а в многоводные повышается до 85 *м*³/*сек*. Максимальные расходы колеблются от 991 (1956 г.) до 26 *м*³/*сек* (1917 г.).

За период март—май проходит 78%, за июнь—ноябрь 7,6% и за декабрь—февраль 14,4% годового стока (см. табл. 4). Такое внутригодовое распределение стока неблагоприятно для развития поливного земледелия в Теджен ском оазисе. Для лучшего использования водных ресурсов реки в 1950 г. построено первое Теджен ское водохранилище объемом 143 млн. *м*³, а в 1961 г. — второе, объемом 180 млн. *м*³. Поскольку воды р. Теджен транспортируют до 13 млн. *т* в год взвешенных наносов, то первое Теджен ское водохранилище быстро заиляется, его объем на начало 1961 г. с учетом ранее наращенной плотины составлял 111 млн. *м*³. В 1959 г. построено Хорхорское наливное водохранилище объемом 20,5 млн. *м*³. Кроме того ниже г. Теджен построена плотина Карры-Бент, обеспечивающая водозабор в оросительные каналы. Средняя годовая мутность р. Теджен у аула Ата составляет 12 *кг*/*м*³. В многоводные годы сбросовые расходы воды из водохранилищ достигают 500 *м*³/*сек* и более при скоростях течения 1,5—2 *м*/*сек*. Минерализация воды изменяется от 0,6 до 3,4 *г*/*л*. По составу воды смешанные и сульфатно-хлоридные натриевые (см. табл. 6).

Фильтрационные воды водохранилищ, оросительных каналов и орошаемых площадей пополняют запасы грунтовых вод междуречья Мургаб — Теджен. Однако после прекращения сброса больших расходов из водохранилищ в реку выклиниваются подземные воды. Так, например, в 85 *км* ниже первого Теджен ского водохранилища в среднем за январь—август 1958 г. расход воды за счет поступления в реку подземных вод увеличился на 1,3 *м*³/*сек*, что соответствует 24 млн. *м*³ (Лещинский, Балакоев, 1961).

Река Мургаб берет начало на высокогорном плоскогорье между хребтами Сафедкох и Тирбанди-Туркестан в Афганистане на высоте 2600 *м*. Длина ее до сел Каущут-Бент 852 *км*, а площадь бассейна до Ташкепринского водохранилища 46 880 *км*². В пределах Афганистана р. Мургаб течет в узкой долине, расширяющейся в Туркмении до 8 *км*. Ниже р. Иолотань сухая обширная дельта р. Мургаб теряется в Каракумах.

Благодаря теплому климату и низким отметкам поверхности в течение зимы нередко тают снега и идут дожди, являющиеся основным источником питания реки. Для режима р. Мургаб характерно весеннее половодье, обычно начинающееся в марте, а иногда в феврале или в апреле. Гидрограф р. Мургаб по форме аналогичен гидрографу р. Теджен, но в Мургабе устойчивее межень, обусловленная подземным питанием. Средний расход р. Мургаб у г. Тахта-Базар 52 *м*³/*сек* при максимуме 89 *м*³/*сек* и минимуме 27 *м*³/*сек*. Среднегодовой модуль стока равен 1,1 *л*/*сек* с 1 *км*². Максимальные расходы воды изменяются от 12—15 *м*³/*сек* в маловодные до 350—400 *м*³/*сек* в многоводные годы.

Минерализация воды изменяется от 0,29 до 0,68 *г*/*л* и более, по составу воды гидрокарбонатные кальциевые и сульфатные кальциево-натриевые (см. табл. 6).

Левобережные притоки Мургаба *реки Кашан* и *Кушка* маловодны, их средний расход соответственно равен 1,15 и 3,5 *м*³/*сек*, а в сумме

составляет около 9% от годового стока р. Мургаб. Однако они оказывают большое влияние на формирование весенних паводков. В этот период уровень воды в реках достигает 3—4 *м* высоты с максимальными расходами примерно 150 (р. Кашан) и 500 *м*³/*сек* (р. Кушка).

Сток р. Мургаб ниже устья р. Кушка регулируется восемью водохранилищами, которые интенсивно заиляются вследствие большой мутности воды р. Мургаб. Средняя годовая мутность р. Мургаб у г. Тахта-Базар, по данным Б. Т. Кирста (1961), составляет 3,8 *кг*/*м*³, р. Кашан у аула Культджа 94,5 *кг*/*см*³ и р. Кушка у урочища Палач-Пая 28,1 *кг*/*м*³. Б. Т. Кирста (1961) вычислил, что первоначальный суммарный объем всех водохранилищ 724 млн. *м*³ по состоянию на 31 декабря 1960 г. уменьшился на 46%.

Наличие водохранилищ, густой сети каналов и больших орошаемых площадей способствует пополнению инфильтрационными водами запасов подземных вод. Большое количество воды из водохранилищ Мургаба и Теджена теряется на испарение, составляющее около 2000 *мм* в год.

Малые реки, стекающие со склонов Копет-Дага, в большинстве случаев имеют площадь водосбора от десятков до нескольких сотен квадратных километров. Площадь бассейна наибольшей из них (р. Дурунгяр) не превышает 3150 *км*² (Кирста, 1958). Длина указанных рек изменяется от 5,5 до 137 *км*. Длину более 100 *км* имеет только р. Дурунгяр. Все реки протекают в долинах небольшой ширины, часто переходящих в ущелья и каньоны. Лишь в западной части Копет-Дага они имеют более низкие и пологие склоны.

По выходе на равнину сухие русла большинства рек прослеживаются на протяжении нескольких километров, а далее теряются в рельефе подгорной равнины. Только русла крупных рек достигают границы южной кромки песков. Эти русла наполняются водой лишь в период дождевых паводков. Скорости течения воды в большинстве рек незначительны, но в паводок они доходят до 1 *м*/*сек* и более.

Реки северо-восточного склона Копет-Дага по режиму Б. Т. Кирста (1958) разделяет на три группы:

1. Реки с незначительным постоянным стоком и несколькими дождевыми паводками в течение года (Данта, Обой-Чай, Барсли-Чай, Авгез, Алжи-Дере и др.). Меженные расходы этих рек не превышают нескольких кубометров в секунду, а максимальные, обусловленные ливневыми дождями, исчисляются сотнями кубометров.

2. Реки с относительно высоким меженным стоком и несколькими дождевыми паводками в году. Сюда относятся все реки центральной части Копет-Дага и некоторые другие (Алты-Яб, Секиз-Яб, Мегенсу, Сунча и др.). Водосборы этих рек частично сложены водопроницаемыми породами, что обеспечивает хорошую инфильтрацию атмосферных осадков. Средние расходы рек изменяются от десятков до сотен литров в секунду.

Максимальные расходы, обусловленные ливневыми дождями, исчисляются десятками кубометров в секунду, а на отдельных реках превышают 100 *м*³/*сек*. Основную роль в питании этой группы рек играют подземные воды, которые в свою очередь пополняются в основном талыми водами и частично дождевыми.

3. Реки со значительным меженным стоком и ежегодным прохождением нескольких паводков. К этой группе принадлежат реки восточной части Копет-Дага (Чаача-Чай, Меана-Чай, Келята-Чай, Лаинсу, Казган-Чай и Дурунгяр). По режиму большинство из них похожи на реки второй группы. Их отличают паводки в марте (в отдельные годы и в феврале, по-видимому, за счет снеготаяния), а также интенсивный

разбор на орошение. Средние расходы воды рек изменяются от 0,3 до 1,1 *м*^{3}/*сек*.

Гидрографическая сеть периодически действующих водотоков густо развита в горах и предгорьях Копет-Дага, в Большом и Малом Балханах и на других возвышенностях. Водосборы водотоков колеблются от нескольких до десятков и тысяч квадратных километров. Объем стока, величина максимальных расходов и условия их формирования изучены очень слабо. По весьма приближенным расчетам максимальные расходы исчисляются сотнями кубометров в секунду.

Средний годовой сток основных рек и логов, стекающих с западного склона Копет-Дага (Даиата-Обой), получены расчетным путем, а стекающих с северо-восточного склона — по данным наблюдений, приведенных в работе Б. Т. Кирста (1958). Общий средний годовой расход водотоков (табл. 8) составляет 6,1 *м*^{3}/*сек*. Если учитывать сток и основных источников типа Ашхабадка, Арчман и других, то средний годовой сток всех основных водотоков Копет-Дага составит 8,1 *м*^{3}/*сек* (см. табл. 8). Часть стока путем инфильтрации идет на пополнение запасов подземных вод. Следует иметь в виду, что эти водные ресурсы заниженные, так как не учитывают сток многих мелких водотоков и иногда разбор воды на орошение.

Суммарный средний расход рек и логов рассматриваемой горной системы за 1927—1935 гг., по данным В. Л. Шульц (1958), равен 11,8 *м*^{3}/*сек*. Средний модуль стока рек Копет-Дага составляет около 0,8 *л*/*сек* с 1 *км*^{2}, а некоторых 5 *л*/*сек* с 1 *км*^{2} (например, р. Алты-Яб).

Водные ресурсы рек и родников горной системы полностью используются для орошения. Однако очень мало используются паводковые воды рек и логов. Паводки, повторяющиеся несколько раз в год, наносят огромный ущерб народному хозяйству.

Путем регулирования стока наиболее крупных периодически действующих водотоков можно увеличить водные ресурсы этого района. Зарегулированный сток можно направить в Каракумский канал для увеличения его расхода, на орошение пустующих земель подгорной равнины, на подпитывание существующих и искусственно создаваемых линз пресных вод. Последние могут быть использованы для различных видов водоснабжения.

На глинистых поверхностях (такырах) в Каракумах формируется временный поверхностный сток, который является единственным источником получения пресных вод в ряде районов Каракумов. Общая их площадь в Каракумах, по данным А. П. Лаврова (1961), исчисляется 12 тыс. *км*^{2}, а в сумме с такыровидными водосборами 28 тыс. *км*^{2}. Данные расчета показывают, что в зависимости от географического расположения такырных водосборов средние годовые объемы стока изменяются в пределах 5—20 тыс. *м*^{3} с 1 *км*^{2}.

Несколько севернее линии Чагыл — Екедже и далее по направлению к Зеагли годовой сток составляет не менее 5 тыс. *м*^{3}; по направлению к югу он возрастает и на линии Кошаба — Давали и далее южнее Ербента достигает 10 тыс. *м*^{3}. Примерно по линии южной границы песков сток увеличивается до 15 тыс. *м*^{3}. В таких же пределах сток наблюдается к западу от Казанджика, в северной части западной подгорной равнины, и на предгорных равнинах западного и северо-восточного склонов Копет-Дага он составляет 20 тыс. *м*^{3} с 1 *км*^{2} (Лещинский, 1963).

Объем годового стока может быть увеличен примерно на 25% путем создания на водосборах, сложенных такырными и такыровидными почвами, искусственной гидрографической сети в виде неглубоких канав.

Таблица 8

Средний годовой сток основных рек, логов и источников Копет-Дага

Река или лог	Пункт наблюдения	Площадь водосбора, км²	Сток, тыс. м³
Дивана	69,1 км от истока	560	132
Камен-Дере	68,8 „ „	514	257
Ахча-Белек	30,3 „ „	132	280
Беки	8,2 „ „	13,6	52
Шор-Куб	32,7 „ „	185	554
Чеглык	12,6 „ „	48	307
Ала-Дере	35,0 „ „	310	680
Гяурлн	103 „ „	1484	2 136
Ягит	22 „ „	47	307
Дар	5 „ „	11	6
Даната	7,7 „ „	14	8
Ортагез	10,4 „ „	13	8
Барсли	9,9 „ „	33	16
Коробко	14,7 „ „	34	17
Обой	11,2 „ „	181	359
Авгез (Узуису)	У выхода на равнину	424	382
Аджи-Дере	„ „ „	3000	1 911
Кизыл-Арват	г. Кизыл-Арват	156	1 544
Кодж	Аул Кодж	—	576
Бами	Ст. Бами	28	1 354
Беурма	Аул Беурма	82	2 235
Сунча	„ Сунча	77	914
Ипай	Устье	39	3 780
Арваз	Устье р. Ипай	197	7 560
Мегису	Ст. Келята	244	4 410
Мерген-Улья	Аул Куркулыб	344	694
Секиз-Яб	Устье	949	25 000
Алты-Яб	„	252	19 530
Фирюзинка	с. Фирюза	350	11 025
Кельте-Чинар	У выхода на равнину	356	4 095
Гяурс	Аул Гяурс	158	1 858
Баба-Дурмаз	Ст. Баба-Дурмаз	53	662
Казган-Чай	Аул Казган-Кала	1320	34 335
Арчиньянсу	„ Арчиньяи	358	8 820
Лаинсу	„ Хинсабад	226	20 160
Келат-Чай	Ст. Душак	470	10 400
Меана-Чай	Аул Меана	975	14 500
Чаача-Чай	„ Чаача	1397	12 600
Бекмурад			505
Геамису I			3 150
Геамису II			1 350
Ашхабадка			6 300
Кешинка			13 500
Карасу			14 800
Багирка			4 400
Коу			1 900
Паитыш			2 020
Арчман			3 100

Временный поверхностный сток в Каракумах и в Копет-Даге, преобразованный в подземные воды, может служить для обводнения пустыни, что подтверждается опытами по искусственному формированию пресных подземных вод, проведенными в пустыни Каракум (Кунин и Лещинский, 1960).

Озер в Туркмении очень мало. Значительное количество их прослеживается по окраине дельты Амударьи, где они занимают межгрядовые понижения и образуются за счет сбросных вод из оросительных

каналов. Ряд озер приурочен к выходам подземных вод в долине древнего Узбоя. Среди них наиболее изучены озера Ясхан и Кара-Тегелек (Н. Г. Шевченко).

Озеро Ясхан располагается в подковообразной старице, находящейся намного ниже уровня подземных вод прилегающего берега. В старице имеется два озера: южное, заполненное пресной водой, и северное с соленой водой. Максимальная глубина пресного озера 5,8 *м*, длина его 1170 *м*, ширина 220 *м*. Объем воды примерно равен 600 тыс. $м^3$. Максимальная глубина соленого озера 4,14 *м*, длина 2300 *м*, ширина 200 *м*. Зимой и ранней весной происходит повышение горизонта воды в озерах. В это время из пресного озера осуществляется сток в соленое озеро и в русло Узбоя.

Минерализация воды в пресном озере в течение года изменяется от 2,6 до 3,7 *г/л*. По составу воды хлоридные натриевые. В соленом озере минерализация меняется от 30 до 50 *г/л*, а состав остается постоянным хлоридным натрневым.

Озеро Кара-Тегелек, имеющее длину 125 *м*, ширину 75 *м*, объем воды около 19 тыс. $м^3$ и глубину 4,5—4,8 *м*, расположено в 12 *км* к северо-востоку от оз. Ясхан. Вода в озере пресная (до 1 *г/л*) в течение круглого года. Из озера временами осуществляется сток.

РЕЛЬЕФ

Более трех четвертей поверхности Туркменской ССР занято равнинами. Горы и возвышенности поднимаются только на южной окраине республики и небольшими островками на западе. Горы нигде не достигают снеговой линии. Абсолютные высотные отметки на территории Туркмении колеблются от +3137 *м* в горах Кугитангтау до —92 *м* во впадине Ахчакая у северо-западной окраины Заунгузских Каракумов.

Большая часть Туркменских равнин находится на высотах 50—200 *м*. Нже этой отметки опускаются только Прикаспийская низменность и дно некоторых впадин, а выше располагаются восточная и юго-восточная части Каракумов и отдельные участки Красноводского плато и Устюрта (рис. 5).

Основные хребты Туркмении превышают 1500 *м*. Так, хребет Большой Балхан поднимается до 1880 *м*, хребет Кугитангтау — до 3137 *м*, гора Чапан в Копет-Даге имеет высоту 2872 *м*. Остальные горы, возвышенности (Малый Балхан, Карабиль и др.) не достигают 1000 *м*.

Копет-Даг представляет собой северную горную цепь Туркмено-Хоросанской горной системы. На территории республики находится северная часть Копет-Дага, ширина которой на востоке не превышает 10 *км*, а на западе достигает 100—120 *км*. В пределах Туркмении Копет-Даг состоит из ряда отдельных хребтов, носящих разные названия. Большая часть хребтов имеет антиклинальное строение и сложена меловыми отложениями. Обнаженность всюду очень хорошая.

Вдоль всего Копет-Дага протягивается цепь передовых хребтов (Передовая цепь) с высотами от 700 до 2000 *м*. Южные склоны хребтов обычно пологие, северные — крутые, часто обрывистые. Передовая цепь рассекается поперечными долинами и ущельями, по которым стекают на равнину горные речки.

К югу от Передовой цепи вдоль границы поднимается горная цепь с мощным Гауданским хребтом, часть которого расположена в пределах Ирана. Западнее ст. Арчман между Передовой цепью и границей протянулись три параллельные цепи гор, разделенные продольными долинами, по которым текут реки Сумбар и Чандыр. Еще за-

Рис. 5. Схематическая гипсометрическая карта Туркменской ССР (по П. П. Померанцеву)

паднее расположена область мелких гор и грядовых возвышенностей, сложенных главным образом третичными отложениями.

С северной стороны Копет-Даг окаймляется предгорной наклонной равниной, сложенной пролювием, который покрыт лёссом. Ширина ее колеблется в пределах 10—40 *км*; высотные отметки понижаются к западу (от 300 до 50 *м*). К предгорной равнине приурочены основные поселения республики и многочисленные земледельческие оазисы. К северо-западу от Копет-Дага расположены изолированные горы Бо́льшой и Малый Балхан.

Малый Балхан представляет собой небольшой антиклинальный хребет, вытянутый в направлении ЗЮЗ—ВСВ и сложенный меловыми и третичными отложениями. Хребет достигает 955 *м* абсолютной высоты и имеет несимметричное строение. Северный склон круто возвышается над предгорной наклонной равниной, южный — более растянут и состоит из нескольких моноклинальных гряд, параллельных основному хребту. Оба склона сильно рассечены оврагами. С обеих сторон Малый Балхан ограничен понижениями (коридорами), по которым Прикаспийская низменность сообщается с равниной Центральных Каракумов.

Большой Балхан представляет собой целую систему горных возвышенностей. Это размытая антиклиналь, ядро которой сложено юрскими, а крылья — меловыми отложениями. Наибольшей высоты (до 1880 *м*) достигает собственно Большой Балхан, вытянутый в широтном направлении горный хребет, на севере и на западе ограниченный крутыми обрывами. На севере к Большому Балхану примыкает узкая прямолинейная гряда Коша-Сейра-Порсух (Огланлинская гряда) с максимальной высотой 811 *м*. Между этой грядой и собственно Большим Балханом расположен холмистый пониженный участок — Курт-Любиль.

Горная система окаймляется наклонной предгорной равниной, которая на юге сливается с Прикаспийской низменностью, а на севере переходит в Красноводское плато.

Прикаспийская (Западно-Туркменская) низменность расположена к западу от Копет-Дага и Большого Балхана. Это приморская низменность, вышедшая из-под уровня моря лишь в четвертичное время. Высотные отметки колеблются от 27,6* до 100 *м*. В прибрежной полосе море очень мелководное и его уровень постепенно понижается. Почти вся низменность занята грядовыми и барханными песками, солончаками и такырами. На севере среди огромного солончака Баба-Ходжа, или Келькор, поднимается гора Небит-Даг (45 *м*), восточнее расположены горы Монжуклы, Боя-Даг (133 *м*) и Сыртланли. На Челекене поднимается возвышенность Чокрак (92 *м*), южнее видны грязевые сопки. На юге низменности расположена дельта р. Атрек.

Красноводский полуостров разделяется на два района: бо́льшую, восточную часть, представляющую собой плато, и меньшую, западную часть образованную приморской низменностью.

Красноводское плато, расположенное между Кара-Богаз-Голом и ныне сухим Балханским заливом, характеризуется комплексом останцовых возвышенностей и котловин. Средняя высота плато 200 *м*, но отдельные точки на юге достигают 320 *м*. Плато обрывается высокими чинками (Кюрянын-Кюре на юге, Сары-Ченграк на севере) и только на северо-западе постепенно спускается к приморской низменности.

Красноводско-Карабогазская намывная приморская низменность занята грядово-котловинными песками, а вдоль берега моря протяги-

* Современный уровень Каспийского моря.

вается полоса солончаков. На юге низменность переходит в узкую и длинную Красноводскую косу, отделяющую Красноводский залив от Каспийского моря, а на севере — в аналогичную Южную Карабогазскую косу. Юго-восточнее г. Красноводска протягивается узкая гряда Куба-Даг, сложенная юрскими и меловыми отложениями. Южнее на вдающихся в залив полуостровах поднимаются возвышенности Шах-Адам и Кара-Даг, состоящие из изверженных пород.

Туаркыр и соседние с ним районы — разнообразная по орографии территория, расположенная между Красноводским полуостровом и заливом Кара-Богаз-Гол на западе, Устюртом на севере, Большим Балханом и Узбоем на юге и юго-востоке. Наиболее сложен по рельефу район Туаркыра, представленный дислоцированными юрскими и меловыми породами.

Здесь развиты узкие моноклинальные гряды, высокие чинки, замкнутые котловины и останцовые возвышенности. Отдельные горы (Беги-Арслан, Аккыр) поднимаются выше 300—400 *м*. Пески и солончаки приурочены только к днищам замкнутых котловин. Обнаженность коренных пород всюду хорошая.

Между Туаркырским районом и Большим Балханом расположены пески Чильмамед. Абсолютные высоты этих песков повышаются в северо-западном направлении от 0 до 200 *м*. Пески собраны в гряды высотой 30—35 *м*. С северо-востока песчаный массив окаймляется Кемаль-Узбойским солончаком, древним заливом хвалынского моря.

К востоку от Туаркыра лежат пески Учтаган, отделенные от него плато Челюнкыр. Абсолютные высоты песков возрастают к северо-западу от 22 до 120 *м*. Рельеф выражен чередованием высоких гряд с большими долинообразными котловинами, заполненными мелкогрядовыми песками. В некоторых местах из-под песков обнажаются породы заунгузской свиты и миоцена.

Между песками Учтаган и плато Капланкыр находится глубокая депрессия, занятая солончаком Карашор. Дно ее лежит на уровне от —19 до +20 *м*. Аналогична ей впадина Кум-Себшен, расположенная северо-западнее Карашора.

Устюрт и Южно-Мангышлакское плато заходят на территорию Туркменской ССР только южными окраинами.

Южно-Мангышлакское плато окаймляет с севера залив Кара-Богаз-Гол, обрываясь к нему крутым чинком. Средняя высота плато 100—130 *м*. На юго-западе плато сменяется песчаной косой, отделяющей северную часть залива Кара-Богаз-Гол от Каспийского моря. На поверхности косы развиты небольшие соленые озера и солончаки.

Устюрт окаймляет Кара-Богаз-Гол с востока и заканчивается на юге двумя отрогами — плато Челюнкыр и Капланкыр. На западе и юге нередки высокие (до 300—320 *м*) чинки, обнажающие разрезы третичных и мезозойских отложений. В среднем Устюрт в пределах Туркмении лежит на высотах 200—250 *м* и наклонен на восток и северо-восток.

Между Устюртом и Южно-Мангышлакским плато лежит высокая перемычка из коренных пород, отгораживающая от Кара-Богаз-Гола обширную котловину Карын-Ярык.

Сарыкамышско-Хорезмская низменность состоит из Сарыкамышской котловины на западе и аллювиальной равнины на востоке. Сарыкамышская впадина опускается до уровня —45 *м*. Галечные валы, дюнные пески, древние русла и озерные осадки свидетельствуют о существовавшем здесь огромном озере. Коренные третичные породы обнажаются в уступах Устюрта и участками на дне котловины.

Аллювиальная равнина наклонена от р. Амударьи на запад. Высотные отметки здесь снижаются от 70—80 до 50—55 *м*. На равнине встречаются многочисленные древние русла, по которым текла амударьинская вода и происходило питание древнего озера Сарыкамыш.

Узбой — сухое русло, по которому воды из Сарыкамышского озера текли в Каспийское море. Протяжение Узбоя 550 *км* при ширине долины 2—3 *км* и максимальной глубине 40 *м*. Долина Узбоя уходит в Прикаспийскую низменность между Большим и Малым Балханами и теряется в солончаках Келькор.

Туркменские, или Закаспийские, Каракумы — громадная песчаная пустыня, занимающая пространство 350 тыс. *км*^{2} от Узбоя на западе до р. Амударьи на востоке, от Копет-Дага и предгорьев Паропамиза на юге до Хорезма на севере. Эту территорию разделяют на Северные (Заунгузские) Каракумы и Южные, или Низменные, Каракумы, которые в свою очередь разделяются на Центральные и Юго-Восточные Каракумы.

Центральные Каракумы простираются на север от предгорной равнины Копет-Дага. Абсолютные отметки повышаются от 20 *м* на западе до 200 *м* на востоке. Сразу за предгорной равниной начинаются грядовые пески, часто с твердыми глинистыми такырами в межгрядовых понижениях. В центральной и западной частях ширина полосы такыров 30—80 *км*. К такырам приурочены колодцы и аулы.

В южной части Центральных Каракумов хорошо выдерживается полоса шоров или солончаков шириной до 40—45 *км*. Севернее этой полосы распространены грядовые пески, тянущиеся до самого Унгуза. Унгуз разделяет Центральные и Северные Каракумы и представляет собой цепь разнообразных линейно вытянутых впадин, отделенных одна от другой перемычками коренных пород.

От Унгузского понижения на север простираются Северные, или Заунгузские, Каракумы. Рельеф Северных Каракумов сильно расчленен, для него характерны меридиональные кыры высотой 20—40 *м*, сложенные верхнетретичными породами. Между ними расположены широкие понижения, заполненные песками или занятые такырами. К северу коренные кыры уходят под грядовые пески. Абсолютные высоты Заунгузских Каракумов колеблются от 100 *м* на севере до 220 *м* на юго-востоке. На северо-западе расположена равнина Эшеканкренкыр, сложенная третичными породами, со средней высотой 90—110 *м*. На юге Эшеканкренкыр обрывается к глубоким впадинам Ахчакая, западная из которых имеет относительную глубину до 190 *м* и наименьшую абсолютную высоту (—92 *м*) и является самой глубокой депрессией Туркмении.

Вдоль восточного края Каракумов параллельно долине Амударьи тянется полоса сыпучих песков шириной от 10 до 50 *км*. Слепо в Каракумах оканчиваются реки Мургаб и Теджен, образуя обширные субаэральные дельты.

Юго-Восточные Каракумы лежат на отметках от 200 до 300—350 *м*. От Центральных Каракумов они отделены железной дорогой Чарджоу—Ашхабад, природные рубежи отсутствуют. Между низовьями рек Теджен и Мургаб протянулись глинистые равнины, а южнее рельеф приобретает грядово-песчаный характер. Восточнее простирается песчаная степь («Обручевская степь») с небольшим эрозионным или эоловым расчленением. Здесь в Юго-Восточные Каракумы далеко вдается полоса шоров, так называемый Келифский Узбой.

Предгорья Паропамиза возвышаются вдоль государственной границы к востоку от Теджена и разделяются на две части: Бадхыз и Карабиль. Бадхыз поднимается до высоты 1225 *м*, Карабиль — до 950 *м*.

Это пустынные возвышенности с преобладающими мягкими формами рельефа.

Правобережье Амударьи в пределах Туркмении по рельефу мало отличается от Каракумов. Здесь равнина занята песками Сундуклы; у долины реки выделяются барханные цепи. Против г. Чарджоу оканчивается сухая дельта Зеравшана, где наблюдаются сухие понижения, котловины и четкие русла. Восточнее Керки преобладают ровные глинистые пространства. Абсолютные высоты правобережья Амударьи (400—200 *м*) уменьшаются с юго-востока на северо-запад.

Горы Гаурдак-Кугитангского района, относящиеся к Гиссарской горной системе, поднимаются на крайнем востоке Туркмении. Наибольшей высоты (3137 *м*) достигает хребет Кугитанг, сложенный юрскими и палеозойскими отложениями. К западу и югу от Кугитанга располагаются менее высокие возвышенности, образованные меловыми, частью юрскими породами и постепенно понижающиеся к юго-западу.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Почвенно-растительный покров Туркменской ССР отличается характерными особенностями, связанными с сухим и жарким климатом. Из почв преобладают сероземы, бедные гумусом и богатые карбонатами. Темные сероземы приурочены к горно-степным ландшафтам, светлые слагают почвенный покров равнины.

По всей Туркмении развита пустынная и полупустынная растительность, приспособленная к условиям жизни при недостатке влаги и высокой температуре.

По характеру почвенно-растительного покрова различаются четыре основные типа ландшафтов: 1) щебенистое плато, 2) песчаные пустыни, 3) лёссовые предгорные равнины и 4) горные ландшафты.

Третичным плато свойственны структурные сероземы — солонцевато-солончаковые щебенистые почвы с гипсовым слоем в нижнем горизонте. На них развиты карликовые полукустарники. Наиболее характерна полынь, а также солянки, боялыч, биюргун и др. Весной обычны эфемеры и эфемероиды, главным образом пустынная осока. В песчаных пустынях, где пески закреплены растительностью, развиты примитивные песчаные почвы, в остальных местах почвенный покров отсутствует.

В Каракумах характерны заросли белого саксаула с полукустарниками кандымов, черкеза и астрагалов. На закрепленных песках растет пустынная осока (илак), корни которой защищают пески от развевания. Весной появляется большое количество эфемеров и эфемероидов. Из злаков на грядовых песках характерны пырей и костер. В межгрядовых понижениях, особенно в Северных Каракумах и песках Учтаган, развит черный пустынный мох. В депрессиях в древних речных руслах имеются густые заросли черного саксаула. Такыры не имеют растительного покрова.

На лёссовых предгорных равнинах развиты типичные сероземы, очень плодородные почвы, на которых при орошении развивается богатая растительность. Для предгорной полосы Копет-Дага характерны эфемеры, поднимающиеся по склонам до высоты 400 *м*. Фоновыми растениями являются пустынная осока и луковичный мятлик.

В горных областях заметна вертикальная зональность. В нижних поясах развиты сероземы, которые выше 1800 *м* сменяются темно-серыми и горнолуговыми почвами.

По растительности нижний пояс мало отличается от предгорной равнины, и только в его верхней части появляются полынь и злаки, главным образом пырей. На высотах 700—800 *м* в юго-западной части Копет-Дага развита бородачевая степь.

В Большом Балхане пырейно-разнотравная степь сменяется сухими степями из пустынного пырея. В Копет-Даге на высотах 1200—2400 *м* лежат горные злаковые степи с типчаком и перистым ковылем, а выше 2400 *м* господствуют лугово-степные ландшафты. Альпийская растительность представлена только небольшими клочками.

В Копет-Даге и Большом Балхане из хвойных известна только туркменская арча; растут также туркменский клен, инжир, жимолости, барбарис и миндальники. В бассейне р. Сумбар к ним прибавляются дикий виноград, грецкий орех, алыча, гранат и др.

В Кугитангтау сильно развиты полыни, ковыли перистые заменяются ковылями-волосатиками. Туркменская арча заменяется зеравшанской, туркменский клен — пушистым. Высокогорный пояс представлен нагорными ксерофитами.

В Бадхызе и Карабиле в нижней части развита эфемерная пустыня, выше появляются полыни и эндемичный вид ферулы. Степи отсутствуют.

В долинах крупных рек развиты тугайные заросли с тополями, ивами, джидой и др. В более сухих местах растут тамариски, шиповник и жимолость На безлесных участках развиваются луга, а на затопленных — заросли тростника.

Оазисы, приуроченные к аллювиальным равнинам, существуют за счет искусственного орошения. Из почв характерны разные виды примитивных светлых сероземов.

Среди дикой флоры господствует верблюжья колючка, развиты солянки. Вдоль каналов растут ивы, шелковичное дерево, тополи, у озер обычны тростниковые заросли.

На первое место в оазисах выдвигается культурная растительность, среди которой ведущей является хлопок, значительные площади заняты под бобовыми и злаковыми. Виноградарство развито в прикопетдагских оазисах, в Марыйском оазисе и на Амударье. В Юго-Западной Туркмении внедряются субтропические культуры, в частности цитрусовые.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Современные представления о геологическом строении Туркменистана сложились в результате длительных исследований и эволюции взглядов по мере накопления фактов при маршрутных исследованиях края, геологических съемках, тематических и научных исследованиях, бурении скважин, региональных и детальных геофизических работах. В этом процессе принимали участие отдельные исследователи и крупные коллективы. История геологических исследований с исчерпывающей полнотой изложена в ряде печатных работ. Принимая это во внимание, ограничимся лишь двумя замечаниями общего характера.

1. Многолетняя практика геологоразведочных работ блестяще подтвердила принципиальную достоверность общих построений по региональной тектонике и стратиграфии, сделанных на ранних этапах исследования территории Н. И. Андрусовым, Н. П. Лупповым, Ю. Н. Годиным и др.

Сюда относится разделение территории Туркмении на две различные части: альпийскую складчатую область и эпигерцинскую платформу, а также выделение в пределах платформы Центрально-Кара-

кумской области поднятий и Восточно-Туркменской области опусканий и обоснование в пределах Туркменистана отложений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

2. Основной фактический материал по глубинному геологическому строению и закономерностям размещения полезных ископаемых получен в последнее десятилетие, когда практически на всей территории были выполнены комплексные геологоразведочные работы. В них принимали участие крупные производственные и научно-исследовательские коллективы геологов, геофизиков, гидрогеологов и геохимиков. В геологическом строении принимают участие породы от палеозойского возраста до современных включительно. Абсолютное преобладание на поверхности имеют осадочные отложения мезозоя и кайнозоя. Характер распространения и взаимоотношения их приведены на гидрогеологической карте.

Наиболее древними образованиями, обнажающимися на поверхности, являются условно выделяемые породы палеозойского возраста. Развиты они на Туаркыре и представлены метаморфическими породами, состоящими из пепельно-серых, глинистых и черных кремнистых сланцев, а также кварцитов. Видимая мощность 200 *м*. Более широко развиты изверженные породы. Обнажаются они на Куба-Даге, в Туаркыре и на Большом Балхане. В их составе преобладают гранитоидные разности. Основные и ультраосновные породы имеют подчиненное развитие. Бо́льшое участие в строении массивов, выходящих на поверхность, имеют эффузивные образования.

К настоящему времени палеозой вскрыт рядом скважин в различных районах. Абсолютный возраст изверженных пород 440—275 млн. лет, что соответствует интервалу от ордовика до карбона включительно. Палеозойские образования слагают фундамент эпигерцинской платформы. Залегают они на различных глубинах, иногда более 10 *км*. В связи с большой степенью метаморфизма осадочных толщ и незначительной первичной трещиноватостью изверженных пород палеозойские образования повсеместно практически безводны, за исключением участков возможного развития достаточно мощных кор выветривания.

ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Верхнепалеозойский и триасовый комплекс отложений обнажается лишь в пределах Туаркыра, где он представлен пестроцветной толщей конгломератов, песчаников и аргиллитов мощностью более 4500 *м*. В верхней нижнетриасовой части разреза (около 700 *м*) большое участие принимают лагунные и морские образования, тогда как нижняя часть сложена породами континентального генезиса. Скважинами верхнепалеозойско-триасовые отложения вскрыты в Центральной и Северной Туркмении. Наиболее полные разрезы установлены в последнем районе. Здесь они в нижней части сложены конгломератами мощностью более 100 *м* и 200-метровой толщей аргиллитов в верхней. К югу в первом из указанных районов отложения данного комплекса замещаются эффузивными и пирокластическими разностями пород. Близкие к ним образования вскрыты скважинами в Приамударьинском районе (Фараб). Некоторые исследователи склонны считать их синхронными описываемым. По геофизическим материалам отложения данного комплекса широко развиты в Низменных и Юго-Восточных Каракумах. Здесь в крупных впадинах между заведомо кристаллическим фундаментом и юрскими образованиями залегает многоки-

лометровая толща, характеризующаяся физическими параметрами, близкими к параметрам осадочного чехла. Очевидно, верхнепалеозойско-триасовые отложения сформированы преимущественно в континентальных условиях резко расчлененного рельефа фундамента.

При оценке гидрогеологического значения отложений верхнепалеозойско-триасового комплекса необходимо принимать во внимание резкую изменчивость состава, мощностей и степени метаморфизма пород. Например, более чем 4-километровая толща образований этого возраста на Туаркыре не представляет практического интереса для гидрогеологов в связи со слабой трещиноватостью и высокой степенью их метаморфизма. В Центральной же и особенно в Северной Туркмении развиты значительно менее мощные, но практически не метаморфизованные породы, способные играть определенную роль в гидрогеологии.

Нижне- и среднеюрские отложения обнажаются на Большом Балхане, в Туаркыре и на юго-западных отрогах Гиссара. Бурением они вскрыты на Предкопетдагской равнине, в Центральной и Северной Туркмении. Очевидно, отложения этого возраста имеют широкое развитие в Копет-Даге и в Юго-Восточной Туркмении. Более широко развиты среднеюрские отложения. Отложения нижней юры обнажены в двух пунктах: в Кугитангском районе, где они представлены 300-метровой толщей, состоящей из грубообломочных и песчано-глинистых пород с прослоями угля, и на Туаркыре, где представлены чередованием глин, песчаников и алевролитов с прослоями угля; мощность толщи менее 50 *м*. Среднеюрские отложения выражены в терригенных фациях, характеризуются большими мощностями и различием в строении разрезов. Так, на Большом Балхане разрез средней юры сложен аргиллитами во вскрытой нижней части (байосский ярус — 2500 *м*), чередованием аргиллитов и песчаников с прослоями гравелитов — в верхней (батский ярус — до 2000 *м*). На Туаркыре разрез состоит из песчаников, глин и алевролитов, содержащих тонкие прослои угля. Общая мощность 600—800 *м*. В Кугитангском районе среднеюрские отложения мощностью 400 *м* представлены песчаниками с прослоями алевролитов, глин и углей. В верхней части разреза кроме того развиты известняки.

Вскрытые скважинами нижне-среднеюрские отложения состоят из песчаников, алевролитов, а также прослоев угля и углистого материала. Мощности колеблются в больших пределах На поднятиях они составляют 200—400 *м*, в наиболее погруженных участках достигают 600—800 *м*. Таким образом, в пределах Туркмении нижне-среднеюрские отложения представлены в основном терригенным комплексом пород, которые образовались как в континентальных, так и в морских условиях. В районе Большого Балхана осадки формировались в условиях глубокого моря. В Кугитангском районе отложения нижней части комплекса образовались в континентальных условиях, а выше — в прибрежно-морских мелководных. На Туаркыре и на остальной части территории осадконакопление происходило в континентальных условиях, периодически сменявшихся озерно-морскими и, возможно, лагунными. Некоторые же участки представляли собой сушу, например Карабогазский свод в течение всего описанного периода и Центрально-Каракумский свод в его начале (ранняя юра). Климатические условия благоприятствовали развитию пышной растительности, о чем свидетельствует региональное развитие угленосных фаций, бокситов и каолинитовых кор выветривания. Нижне-среднеюрские отложения характеризуются широким развитием пород-коллекторов в виде мощных пластов и отсутствием регионально выдержанных водоупоров.

Сведения об источниках сноса, условиях осадконакопления, полноте и характере разрезов, изменении мощностей отложений, их распространении и составе отражены на рис. 6.

Верхнеюрские отложения обнажаются в тех же пунктах, что и нижне-среднеюрские, а также на отдельных участках в Копет-Даге и на Красноводском полуострове. Скважинами они вскрыты на территории Центральной, Северной и Восточной Туркмении. Верхнеюрские отложения залегают почти повсеместно согласно на среднеюрских. Отличительной особенностью верхнеюрских отложений является их преимущественно карбонатный состав с общей тенденцией замещения к верхам толщи гипсоносными, соленосными и красноцветными образованиями.

Разрезы отдельных районов, иногда незначительно удаленных друг от друга, существенно разнятся. Например, на Большом Балхане разрез верхней юры в нижней части мощностью до 400 *м* представлен песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, выше залегает мощная (до 700 *м*) однообразная толща известняков (оксфорд — кимеридж), сменяющихся доломитами, песчаниками, конгломератами, мергелями и гипсами титона, развитыми локально. Обычно мощность не более 100 *м* и лишь в одном пункте — Ламма-Бурун — достигает 300 *м*. На смежной структуре Куба-Дага разрезы верхней юры имеют резко отличное строение. Разрез начинается с отложений оксфорда, представленных на западе 60-метровой толщей известняков, сменяющихся к востоку красноцветными косослоистыми конгломератами и песчаниками. Выше разрез сложен известняками и доломитами мощностью до 120 *м*, заканчивается он гипсами с прослоями глин, алевролитов и песчаников на западе и красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, доломитами, мергелями на востоке. Из приведенной краткой характеристики явствует, что если на Большом Балхане верхняя юра представлена в основном нормально морскими карбонатами, то на Куба-Даге преобладают хемогенные и терригенные породы, образовавшиеся в прибрежных, лагунных и даже континентальных условиях. Разрез Копет-Дага (Келята) принципиально не отличается от большебалханского.

На Туаркыре разрезы верхней юры маломощные и неполные. В нижней части выделяется терригенный комплекс: чередование алевролитов, глин и песчаников мощностью до 100 *м*, выше карбонаты небольшой мощности (до 40 *м*), на которых трансгрессивно залегают неокомские красноцветные и пестроцветные образования.

Характер верхнеюрских отложений в скважинах Центральной и Северной Туркмении имеет много общего с туаркырскими. В восточном направлении отложения верхней юры претерпевают существенные изменения, связанные с резким увеличением мощностей и бо́льшим участием мощных соленосных образований. Наиболее типичными и изученными для этой территории являются разрезы Гаурдак-Кугитангского и Приамударьинского районов. Они состоят из трех частей. Нижняя сложена песчаниками и глинами с пластами известняков вверху; средняя — разнообразными известняками (оксфорд); верхняя — галогенными отложениями (галит, гипс, ангидрит) и венчающими их красноцветными образованиями (карабильская свита) *. Такое строение разрезов наблюдается и в центральных частях Восточной Туркмении, где наблюдается увеличение мощности. Если в Приамударьинском и Кугитаигском районах мощности верхней юры составляют 600—1400 *м*,

* Возраст отложений карабильской свиты дискуссионный, нами он принимается как юрский.

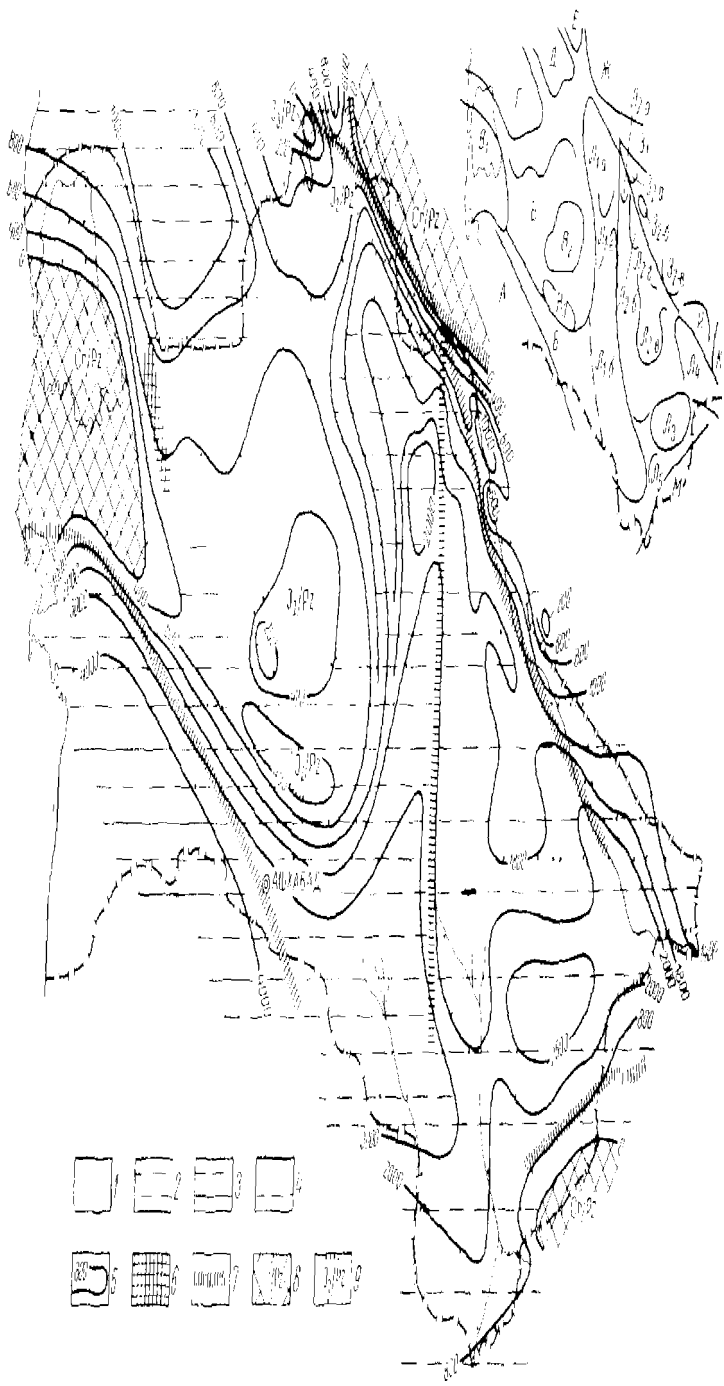


Рис 6 Схема распространения литологических комплексов и структурных элементов ранне- и среднеюрского времени

Литологические комплексы 1 – песчаный 2 – песчано-глинистый 3 – глинистый в нижней части песчано-глинистый в верхней 4 – песчано-глинистый в нижней части и песчаный в верхней 5 – изолинии равных мощностей 3 и 6 – районы послеааленского размыва нижне- и среднеюрских отложений 7 – зоны изменения мощностей и состава пород над погребенными разрывными нарушениями 8 – районы поднятий и денудации (штрихи залегания меловых отложений на палеозое) 9 – сокращение нижней части комплекса и залегание отложений средней юры на палеозое *Структурные элементы* А – Копетдагский геосинклинальный прогиб Б – Восточная зона В – Центрально-Туркменская область поднятий $В_1$ – Кубадаг-Карабогазское поднятие $В_2$ – Центрально-Каракумское поднятие $В_3$ – Бухардинское поднятие Г – Южно-Мангышлакский прогиб Д – Мангышлакско-Аяубугирская зона поднятий Е – Барсакельмесский прогиб $Ж_1$ – Казалинская область поднятий Приаральская ступенчато-моноклинальная область З – Бухарская ступень $З_1$ – Чарджоуская ступень $З_{1-1}$ – Слатинско-каракырское вал-образное поднятие $З_{1-2}$ – Гаурдакское поднятие $З_{2-3}$ – Чарджоуское поднятие И – Бешкентский прогиб К – Кугитанг-Байсунское поднятие Восточно-Туркменская область опускания Заалтынтагтауским зоны прогибов $Л_{1-1}$ – Балхушский прогиб $Л_{1-2}$ – Шлямско-Северный прогиб $Л_{1-3}$ – Карлаганская перемычка Восточно-Заунгузская структурная терраса $Л_{2-2}$ – Кошунский уступ $Л_{2-1}$ – Мергенский уступ $Л_{2-3}$ – Бельдинско-Учаджинское поднятие $Л_{2-4}$ – Дейданский прогиб $Л_3$ – Северо-Карабильская впадина $Л_4$ – Кандыгезульский прогиб $Л_5$ – Карабиль-Балканская моноклинальная зона М – Мейманинское поднятие

то в центральных частях Восточной Туркмении они увеличиваются до 1400—1600 *м*.

В северной части Восточной Туркмении разрезы верхней юры претерпевают изменения. Так, в Питнякском районе и в северной части Заунгузья большая роль принадлежит терригенным образованиям. Основная часть разрезов сложена песчаниками, алевролитами и глинами. Встречающиеся известняки в значительной степени обогащаются песчано-алевритовым материалом. Мощности сокращаются до 200—400 *м*, а в районе Ташауза эти отложения отсутствуют. Здесь отложения неокома трансгрессивно перекрывают образования средней юры. К югу от Байрамалийского района мощность разреза верхней юры сокращается, на Кушке неокомская толща залегает на разных горизонтах средней юры.

Из краткого обзора верхнеюрских отложений можно сделать некоторые выводы по палеогеографической обстановке и условиям осадконакопления. Начавшаяся трансгрессия в конце среднеюрской эпохи продолжалась с нараставшей интенсивностью. В результате в начале поздней юры произошло полное вытеснение терригенного осадконакопления карбонатным. Нормально морские условия осадконакопления установились почти на всей территории Туркмении. Устойчивым поднятием оставался Карабогазский свод. Во второй половине позднеюрской эпохи процесс общего прогибания территории был нарушен общим воздыманием, началось формирование прибрежных, лагунных и даже континентальных отложений на большей части территории. Сведения о составе отложений, их изменчивости по площади, мощностях, распределении суши и областей седиментации приведены на рис. 7.

В составе нижней части верхней юры преобладают терригенные образования. Это характеризует их как возможные коллекторы с высокими показателями водообильности, особенно для Центральной, Северной и Западной Туркмении. Исключительно важный гидрогеологический интерес представляет наличие на востоке мощной толщи солей гаурдакской свиты, являющейся экраном и практически непроницаемым водоупором.

Карбонатная толща, тяготеющая к средней части верхней юры, почти на всей территории имеет экранирующее значение. В тектонически активных зонах (зонах глубинных разломов и складчатости) карбонатные породы за счет трещиноватости могут быть водообильными и играть роль проводников глубинных вод.

Меловые отложения распространены по всей территории Туркмении, за исключением районов, где они размыты в неогеновое и четвертичное время. Полные их разрезы обнажены в Копет-Даге, на Туаркыре, Большом и Малом Балханах и в Гаурдак-Кугитанге. Они вскрыты большим количеством скважин. В южных и юго-восточных районах меловые отложения залегают согласно на юрских, на Туаркыре, на Большом Балхане, на Красноводском полуострове, в Центральной и Северной Туркмении и в Приамударьинском районе — со стратиграфическим несогласием. Меловые отложения по преобладающему составу подразделяются на три литологических комплекса: неокомский карбонатный на юге и западе, терригенный пестроцветный на остальной территории, апт-сеноманский сероцветный терригенный и сенонский глинисто-карбонатный на западе и терригенный на востоке.

Неокомский комплекс в Центральном и Западном Копет-Даге, на Малом Балхане и южном склоне Большого Балхана представлен карбонатной толщей, сложенной мощными разнообразными известняками. В Копет-Даге эта толща расчленяется на ряд хорошо прослеживаемых

Рис. 7. Схема распространения литологических комплексов и структурных элементов позднеюрской эпохи

Литологические комплексы: *1* – карбонатно-терригенный в нижней части, карбонатный в средней и верхней, *2* – карбонатно-терригенный в нижней части, карбонатный в средней и сульфатно-карбонатный в верхней, *3* – терригенный в нижней части, карбонатный в средней и сульфатно-карбонатно-терригенный в верхней, *4* – карбонатно-терригенный в нижней части карбонатный в средней и соленосный в верхней, *5* – песчано-глинистый в нижней части, карбонатный в средней, соленосный в верхней, *6* – песчано-глинистый в нижней части, карбонатный в средней и отсутствие комплекса в верхней, *7* – песчано-глинистый в нижней части и отсутствие комплексов в средней и верхней, *8* – изолинии разных мощностей, *9* – районы последующего размыва верхнеюрских отложений, *10* – зоны изменения мощностей и литологического состава комплексов под погребенными разрывными нарушениями, *11* – районы полигий и денудаций (за пределами меловых отложений на палеозое).

Структурные элементы: *А* – Копетдагский геосинклинальный прогиб, *Б* – Переходная зона Центрально-Туркменская область поднятий, *В* – Кубадаг-Карабогазское поднятие, $В_1$ – Туаркыр-Кассакырская структурная терраса, $В_2$ – Центрально-Каракумское поднятие, *Г* – Южно-Мангышлакский прогиб, *Д* – Мангышлакско-Центрально-Устюртская зона поднятий, *Е* – Карыкумская область поднятий, Предаудырьинская ступенчато-моноклинальная область, $Ж_1$ – Бухарская ступень, Чарджоуская ступень, $Ж_{2-3}$ – Сватанасыльское валообразное поднятие, $Ж_{2-6}$ – Чарджоуское поднятие, *З* – Бесшкинский прогиб, Восточно-Туркменская область опусканий, Западно-Заунгузская зона прогибов, $И_{1-а}$ – Балкунский прогиб, $И_{1-б}$ – Плинско-Серахский прогиб, $И_{1-в}$ – Кирпичлинское перемычка, Восточно-Заунгузская структурная терраса, $И_{2-а}$ – Конгурский уступ, $И_{2-б}$ – Мергенский уступ, $И_{2-в}$ – Багаджинско-Уладжинское поднятие, $И_{2-г}$ – Дейнеульский прогиб, *К* – Северо-Карабильская впадина, $К_1$ – Карабекаульский прогиб, *Л* – Карабильская моноклинальная зона, *М* – Мейданлинское поднятие, *Н* – Афгано-Таджикская впадина.

свит разного состава. Полный разрез вскрыт эрозией в Центральном Копет-Даге, где суммарная их мощность достигает 1600 *м*. Судя по изменению мощностей верхней части толщи, можно предполагать, что общая мощность к востоку постепенно уменьшается.

Низы толщи (валанжин) представлены черными известняками, мергелями, песчаниками и алевролитами мощностью 300 *м*. Средняя часть (готерив) сложена известняками, доломитами с прослоями песчаников, алевролитов и глин мощностью 700—800 *м*. Верхняя часть (баррем, низы апта) представлена известняками (внизу), мергелями и глинистыми известняками (вверху). Мощность этой части достигает 600 *м*. К востоку (районы Гяурс-Дага, Душака) нижняя часть толщи состоит из известняков, но часто загипсованных; средняя часть представлена чередованием пачек ангидритов, известняков, доломитов и красноцветных глин. В верхней пачке появляются слои песчаников и алевролитов.

На обширной территории Низменных, Заунгузских и Юго-Восточных Каракумов карбонатная толща переходит в карбонатно-терригенную мощностью от 100 до 500 *м*. Разрез толщи также имеет трехчленное строение. Нижняя (валанжин) сложена глинами, алевролитами и известняками мощностью 60—70 *м* на Центрально-Каракумском своде и 130—170 *м* в районах Ербента и Бахардока. На западе, в районах Куба-Дага и особенно Большого Балхана разрез преимущественно карбонатный и мощность его увеличивается до 500 *м*. На северо-востоке эта часть разреза сложена в основном красноцветными континентальными образованиями (песчаники, алевролиты, глины). В Восточной Туркмении эта часть сложена глинами и известняками мощностью от 15—50 на Кушке до 150 *м* в Байрам-Али. Средняя часть (готерив) представлена красноцветными и пестроцветными преимущественно континентальными образованиями. Ее низы на всей территории сложены песчаниками и алевролитами, в верхах встречаются прослои известняков, доломитов и ангидритов. Мощность средней части рассматриваемой толщи в Северной Туркмении составляет 90—100 *м*, южнее 160—180 *м*; в районе Байрам-Али она увеличивается до 200 *м*, южнее убывает до 40—80 *м* (район Кушки).

Верхняя часть (баррем) сложена карбонатными образованиями. Только верхи ее характеризуются смешанным карбонатно-терригенным составом. На территории Восточной Туркмении верхняя часть представлена внизу известняками, в средней части — мергелями и вверху — глинами. Общая мощность верхней части испытывает значительные колебания, изменяясь от 120 *м* в районе Ахчакая и 250 *м* в районе Серного Завода и Кушки до 360 *м* в Восточном Заунгузье и свыше 500 *м* в районах Бахардока и Байрам-Али. В Северном Прикарабогазье (скважина Чагала-Сор) мощность верхней части составляет около 100 *м*. Далее к северу, в центральной части Южно-Мангышлакского прогиба, она, вероятно, превышает 400 *м*.

К западу от Центральной Туркмении карбонатно-терригенная толща переходит в сульфатно-карбонатно-терригенную. В возрастном отношении она соответствует готерив-баррему, а местами только баррему (Северный Туаркыр, склоны Карабогазского свода). Толща состоит из двух частей. Нижняя сложена красноцветными образованиями: песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями конгломератов в основании. На севере Туаркыра они постепенно переходят в пестроцветные породы. Южнее в разрезе красноцветов появляются прослои доломитов, гипсов и известняков. Подобный характер разреза наблюдается и на Карашоре. Мощность сульфатно-карбонатно-терригенной толщи на территории Северо-Западной Туркмении изменяется от 21 *м* на се-

вере Туаркыра, 37 *м* на Карашоре до 140 *м* в южной части Туаркырского района.

Терригенный комплекс мела распространен на всей территории Туркмении, имеет значительные мощности и различный возраст в разных районах. Если нижняя граница комплекса находится на более или менее одном стратиграфическом уровне, приуроченном к кровле неокома или низам апта, то верхняя характеризуется значительными возрастными колебаниями. Так, отложения терригенного комплекса в районах Туаркыра, Большого Балхана охватывают отрезок времени от апта до сеномана, в Центральной и Северной Туркмении — от апта до турона, в Восточном Заунгузье — по сантон, а в Байрам-Али, При-

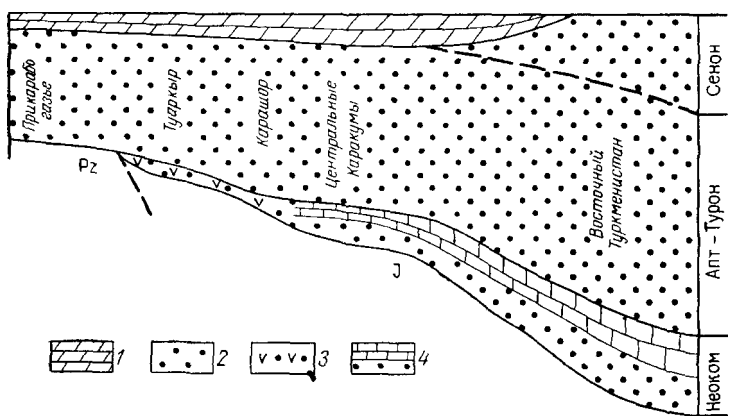


Рис. 8 Соотношение литологических комплексов мелового периода
1 — глинисто-карбонатный, *2* — терригенный, *3* — сульфатно карбонатно терригенный *4* — карбонатно терригенный

амударьинской области и в Гаурдак-Кугитангском районе верхняя граница поднимается до маастрихта (рис. 8).

В разных частях Копет-Дага терригенный комплекс отложений также имеет различный возраст, хотя это и менее выражено, чем на равнине. В Западном и Центральном Копет-Даге верхняя граница проходит по кровле нижнего турона, в Восточном Копет-Даге и Горном Бадхызе она уже приурочена к верхам турона. В районе Кушки возраст терригенного комплекса отложений охватывает время от апта до коньяка. Таким образом, на территории Туркмении четко наблюдается изменение во времени и тенденция к охвату этим комплексом все более молодых отложений с запада на восток.

Терригенный комплекс отложений начинается с апта, а местами и с альба и имеет в целом трансгрессивное залегание. В пределах Карабогазского свода, Султануиздагского поднятия аптские и альбские отложения залегают на различных частях палеозоя. Несогласие наблюдается и в районе Кушки, где апт-альбские отложения налегают на разные горизонты неокома, а южнее на территории Афганистана — палеозоя.

В целом терригенный комплекс отложений имеет морское происхождение и представлен сероцветными породами. На западе Туркмении аптские отложения представлены алевролитами, глинами и песчаниками с прослоями известняков-ракушечников. Мощность апта 250—400 *м*.

В Центральной и Северной Туркмении апт делится на две части. Для нижней характерно переслаивание с частым замещением песчани-

ков, алевролитов, глин с прослоями известняков и конгломератов, для верхней — преобладание глин с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность апта 280—340 *м*. Максимальная мощность аптских отложений наблюдается в Копет-Даге и достигает 600—1200 *м*, к востоку она сокращается до 400 *м* (*район Душака*). Отложения апта Западного и Центрального Копет-Дага представлены песчаниками и алевролитами с прослоями известняков и мергелей. В Восточном Копет-Даге нижняя часть сложена глинами с прослоями мергелей, верхняя — алевролитами и песчаниками. В Горном Бадхызе мощность апта сокращается до 130 *м* и разрез сложен глинами. В районе Кушки аптские отложения совместно с альбскими образуют однообразную толщу глин мощностью 130 *м*. Далее к востоку апт становится более песчаным и менее мощным. В Гаурдак-Кугитангском и Приамударьинском районах разрезы апта представлены переслаиванием глин, алевролитов, песчаников и известняков мощностью 50—100 *м* Подобный разрез апта наблюдается и в центральных частях Восточной Туркмении. К северу он обогащается песчаными породами при незначительном колебании мощностей.

Альбские отложения в Западной, Центральной и Северной Туркмении представлены переслаиванием глин, алевролитов и песчаников с горизонтами конгломератов. По всей этой территории мощности их близкие и составляют в Туаркыре и на Красноводском полуострове около 330 *м*, на Большом Балхане — 420 *м*, в Центральной и Северной Туркмении — 270—345 *м*. Значительное увеличение мощности наблюдается в Копет-Даге (от 570 до 950 *м*). Отложения представлены песчаниками и алевролитами, реже глинами. В Восточном Копет-Даге роль песчаников и алевролитов уменьшается и в нижней части разреза преобладают глины. На территории Восточной Туркмении альбские отложения представлены глинами в нижней части (до 300 *м*) и переслаиванием глин, алевролитов и песчаников в верхней. В районах Гаурдака, Кугитанга, Чарджоу и Байрам-Али в среднем альбе отмечаются прослои известняков и мергелей, к северу они замещаются алевролитами и песчаниками. Глины нижней части характеризуются заметным постоянством и прослеживаются на огромной территории Восточной Туркмении. Максимальная мощность альбских отложений наблюдается в Байрам-Али (630 *м*), средними значениями характеризуются разрезы Приамударьинского района (300—500 *м*), минимальными — районы Кушки и Горного Бадхыза (100—180 *м*).

Отложения сеномана состоят из глин, алевролитов и прослоев известняков. В пределах Красноводского полуострова и Прикарабогазья отложения сеномана мощностью 40—160 *м* представлены алевролитами с пластами песчаников в средней части. Подобный характер разреза сохраняется в Центральных и Низменных Каракумах. В Северных Каракумах разрезы сеномана становятся более глинистыми Мощность их колеблется от 45 до 160 *м*. Максимальные мощности сеномана наблюдаются в Копет-Даге, особенно в долине р. Сумбар (710 *м*). На восток мощности резко сокращаются и составляют 280 *м* в центральной части Копет-Дага, 206 *м* в Гяурс-Даге и 90 *м* в Восточном Копет-Даге. Разрезы пород представлены переслаиванием глин, алевролитов и песчаников, лишь разрез Малого Балхана сложен глинами и алевролитами. В пределах Гаурдак-Кугитангского района сеноман представлен алевролитами с прослоями известняков и песчаников, реже мергелями и глинами. Такое строение разреза сохраняется до Чарджоу, но с некоторым уменьшением мощности (от 340 *м* в районе Гаурдака до 270 *м* на Фарабе). Далее, в сторону Питнякского района, разрезы сеномана представлены песчаниками, алевро-

литами, реже глинами мощностью от 235 *м* (Кабаклы) до 175 *м* (Коша-Булак). В Заунгузье отложения сеномана представлены алевролитами с прослоями песчаников и глин мощностью около 300 *м*. Наибольшая мощность сеноманских алевролитов и глин в районе Байрам-Али (450 *м*), минимальная — в Горном Бадхызе и в районе Кушки (85—130 *м*, в основном глины).

Отложения турона на территории Центральной и Северной Туркмении состоят из глин, алевролитов, реже песчаников. Мощность их в центральной части Каракумов 170—212 *м*, к югу уменьшается до 120—40 *м*, а к северу — до 120—80 *м*. В районах Малого и Большого Балханов мощность туронских отложений не более 10 *м*, в районе Данаты 25 *м*. В Восточном Копет-Даге они представлены алевролитами и глинами мощностью 53 *м*. В Восточном Заунгузье туронские отложения, увеличиваясь в мощности до 300 *м*, представлены глинами (нижняя часть), чередованием алевролитов, глин, песчаников и известняков. В Питнякском, Чарджоуском и Байрамалийском районах строение разрезов турона сохраняется. Наибольшей изменчивостью отложения турона характеризуются в Горном Бадхызе (132 *м*), где они представлены алевролитами с пластами песчаников, глин и мергелей. В Кушкинском районе турон мощностью 100 *м* представлен алевролитами и глинами с прослоями мергелей, а на территории Гаурдак-Кугитангского района почти исключительно глинами с максимальной мощностью 470 *м*.

Сенонская часть терригенного комплекса отложений в различных районах Туркмении имеет неодинаковый стратиграфический объем. Полные ее разрезы находятся в Байрамалийском, Гаурдак-Кугитангском и Приамударьинском районах. Здесь весь разрез отложений представлен толщей переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников. Завершается комплекс красноцветными песчаниками, алевролитами, доломитами, гипсами и ангидритами (верхняя часть маастрихта). Максимальная мощность терригенного комплекса наблюдается к западу от Гаурдак-Кугитангского района и достигает 650—700 *м*. К северу и далее к западу мощности сокращаются и составляют в Фарабском районе 430 *м*, в Питнякском — 240 *м*, а в райне Байрам-Али — 450 *м*. В Восточном Заунгузье разрезы отложений терригенного комплекса менее полные по объему. Здесь к нему относится только толща коньякских и сантонских отложений мощностью 140—200 *м* (переслаивание алевролитов, глин и песчаников).

Глинисто-карбонатный комплекс отложений распространен в Западной, Центральной, Северной и Южной Туркмении. В районе Туаркыра, Куба-Дага, Малого Балхана и в Копет-Даге граница с нижележащим терригенным комплексом отложений совпадает с основанием турона, к востоку она поднимается до подошвы верхнего сантона (район Карашора). В Центральной и Северной Туркмении эта граница проходит в основании сенона. Вышележащие образования дания и палеогена залегают в большинстве случаев на размытой поверхности маастрихта. Отмечаются случаи и более глубокого размыва, достигающего кампанских отложений (например, Туаркыр). В пределах Копет-Дага, Большого и Малого Балхана и Бадхыза мощности глинисто-карбонатного комплекса изменяются от 600 до 1300 *м*. Исключение составляет Большой Балхан, где из-за отсутствия коньякских, сантонских и низов нижнекампанских отложений мощность сохранившейся части комплекса достигает 300—350 *м*. Значительно меньшие мощности комплекса наблюдаются к северу. В Туаркырском районе максимальная мощность глинисто-карбонатных отложений достигает 260 *м*, на Карашоре 180 *м*, в центральной части Каракумов

160—170 *м*. К северу и югу от центральной части наблюдается постепенное увеличение мощностей, причем более интенсивное в южном направлении (до 300 *м*). В пределах Западного Копет-Дага глинисто-карбонатный комплекс отложений представлен в преобладающей части мергелями с прослоями известняков. Подобный характер отложений сохраняется и в Центральном Копет-Даге с той лишь разницей, что в разрезе увеличивается доля мергелей. Кроме того граница комплекса приурочена уже к подошве верхнего турона.

Далее к востоку, в Гяурс-Даге и Восточном Копет-Даге разрез испытывает значительные изменения. Больше чем на половину разрез слагают глины, роль мергелей уменьшается. Значительная роль здесь принадлежит известнякам (верхняя часть маастрихта). В Восточном Копет-Даге и Горном Бадхызе в верхах разреза залегает толща красноцветных пород — песчаников, алевролитов, глин с прослоями гипса, имеющая по мнению ряда исследователей, маастрихтский возраст. Для платформенного типа разреза глинисто-карбонатного комплекса отложений характерно преобладание мергелей в нижней половине и известняков — в верхней, и только в восточной части Заунгузских Каракумов и в низовьях Амударьи кампан и маастрихт представлены карбонатно-терригенными отложениями в виде переслаивания мергелей, глин, алевролитов, доломитов, известняков и песчаников.

Из рассмотрения вещественного состава меловых отложений можно сделать следующие выводы. Для начального этапа мелового периода был характерен засушливый климат, о чем свидетельствует состав пород неокома. Широко развиты континентальные, лагунно-континентальные и лагунно-морские образования на платформе и карбонатные — в геосинклинали. В дальнейшем происходила региональная трансгрессия моря, климат стал гумидным. С континентов поступала огромная масса обломочного материала, который разносился по всему бассейну. Преобладали в основном нормально морские условия осадконакопления. К концу мелового периода, как и в его начале, наблюдалась аридизация климата, которая нашла отражение в литологических комплексах отложений. Большая часть территории Туркмении испытала поднятие, приведшее к образованию лагун с повышенной соленостью, участков размывавшейся суши и мелководных морей.

Разделение меловых отложений на три самостоятельных литологических комплекса имеет определенное значение, так как каждый из них имеет широкое распространение и специфические гидрогеологические особенности. Нижний (неокомский) комплекс представлен на юге преимущественно карбонатными породами и носит черты водоупора. Однако в зонах интенсивной складчатости и особенно в верхней части разреза, где развиты благоприятные разности известняков, часто встречаются трещинные коллекторы с высокой водообильностью. Указанные особенности изменения отложений комплекса к северу (замещение карбонатных пород терригенными) приводят к появлению коллекторов и местных водоупоров. К примеру, в Байрамалийском разрезе готеривские красноцветные песчаники являются толщей коллекторов, содержащих воду, нефть и газ, тогда как вышележащие карбонатные образования служат надежным экраном. Очевидно, такой тип гидрогеологического разреза развит широкой полосой вдоль южного склона платформы. Далее к северу в неокомских отложениях абсолютное преобладание имеют песчаники и алевролиты.

При гидрогеологических построениях следует обратить внимание на районы развития сульфатно-карбонатно-терригенных образований. Наибольший интерес для гидрогеологов представляет терригенный комплекс отложений. Поэтому описанию и характеристике их уделено

большое внимание. На преобладающей части территории Туркмении комплекс выступает в роли водовмещающей толщи. Редким исключением являются отложения, развитые на юго-востоке, где благодаря замещению песчаников и алевролитов нижнего альба и нижнего турона мощными толщами глин комплекс приобретает характер чередования двух водовмещающих толщ (средний альб—сеноман, верхний турон—маастрихт) и двух водоупоров (нижний альб—нижний турон).

Верхний глинисто-карбонатный комплекс меловых отложений, развитый в западной половине Туркмении, может рассматриваться в качестве регионального водоупора.

Характер распространения и состав меловых отложений, их изменения, мощности, полнота разрезов, районы последующих размывов отражены на рис. 9.

Палеогеновые отложения распространены почти по всей территории Туркмении, кроме тех районов, где в дальнейшем они были размыты. Полные разрезы обнажаются на Туаркыре, Красноводском полуострове, на Большом и Малом Балханах, в Копет-Даге и Бадхызе, на юго-восточных отрогах Гиссара, в низовьях Амударьи и Северных Каракумах. Палеогеновые отложения, а в западной и центральной частях Туркмении вместе с датскими, образуют единую серию пород. Нижняя граница этой серии почти повсеместно отделяется региональным размывом от кровли верхнемеловых, в большинстве случаев маастрихтских отложений. Положение верхней границы этой серии в ряде районов дискуссионное. Рассматриваемые отложения на территории Туркмении имеют морское происхождение и подразделяются на четыре основных литологических комплекса: глинисто-карбонатный, карбонатно-терригенный, глинистый, глинисто-песчаный и песчаный.

Глинисто-карбонатный комплекс отложений широко развит в Западной, Центральной и Северной Туркмении, в Западном и Центральном Копет-Даге. Представлен он мергелями, глинистыми известняками, реже органогенными разностями известняков. К востоку отложения этого комплекса сменяются карбонатно-терригенными (палеоцен) и глинистыми (эоцен) образованиями.

Карбонатно-терригенный комплекс отложений развит в Юго-Восточной Туркмении, сложен он известняками, доломитами, алевролитами и глинами мощностью 100—150 *м*. В Восточном Копет-Даге мощность палеоценовых отложений достигает 400—599 *м*. В районах Кушки, Бадхыза и юго-западных отрогов Гиссара в разрезах существенное значение приобретают гипсы. Мощность отложений колеблется от 40 (Бадхыз) до 150 *м*. В Заунгузских Каракумах нижняя часть разреза сложена песчано-алевритовыми известняками, верхняя — алевролитами. На севере Приамударьинского района преобладающая роль принадлежит алевролитам, песчаникам, а известняки обогащены обломочным материалом. Среди песчаников наблюдаются прослои грубозернистых разностей пород. Общая мощность палеоцена в этом районе составляет всего 5—20 *м*.

Глинистые породы развиты в основном на территории Восточной и Северной Туркмении, а также в Копет-Даге. В западных и северных районах глинистый комплекс по возрасту соответствует верхней части эоцена и нижнему олигоцену, в восточных — почти всему эоцену. Представлены отложения преимущественно глинами с редкими прослоями мергелей и алевролитов. Мощность их значительно колеблется и составляет несколько десятков метров в районах Прикарабогазья и Красноводского полуострова, 200—300 *м* на севере Туркмении, 200—800 *м* в Центральном Копет-Даге и Восточной Туркмении, 1200—

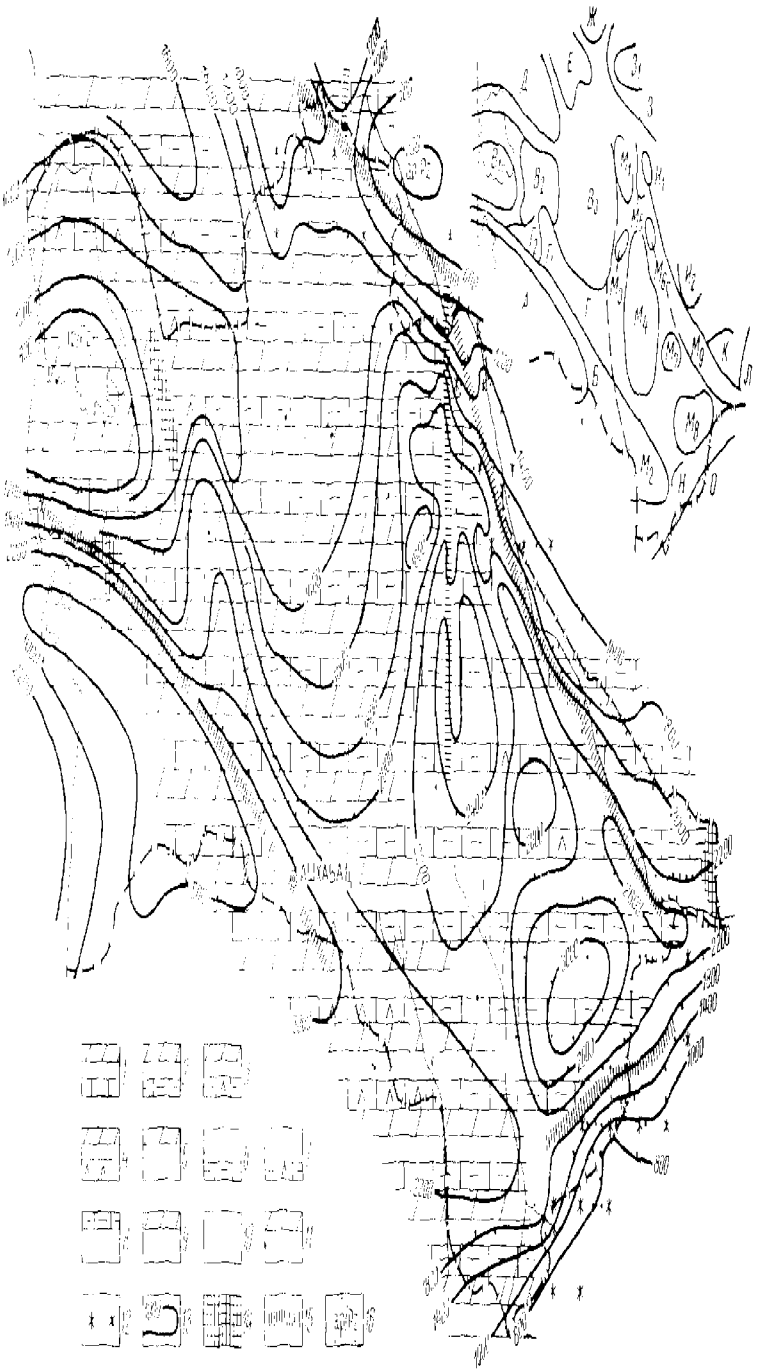


Рис 9 Схема распространения литологических комплексов и структурных элементов мелового периода

Литологические комплексы 1 – карбонатный в нижней части терригенный в средней и глинисто-карбонатный в верхней 2 – карбонатно-терригенный в нижней части терригенный в средней и глинисто-карбонатный в верхней 3 – сульфатно-карбонатно-терригенный в нижней части терригенный в средней и глинисто-карбонатный в верхней 4 – сульфатно-карбонатный в нижней части терригенный в средней и глинисто-карбонатный в верхней 5 – терригенный в нижней в средней частях глинисто-карбонатный в верхней 6 – карбонатно-терригенный в нижней части терригенный в средней и верхней 7 – сульфатно-карбонатно-терригенный в нижней части терригенный в средней и верхней 8 – терригенный в нижней и средней частях и карбонатно-терригенный в верхней 9 – терригенный в нижней и средней частях и глинисто-карбонатный в верхней 10 – терригенный в нижней средней и верхней частях 11 – терригенный в средней части глинисто-карбонатный в верхнем и сульфатные комплексы в нижнем 12 – отложения с перерывом красноцветностью 13 – площадь с различной мощностью 14 – площадь равных мощностей 15 – границы площадей различных мощностей и состав пород над возобновленными размывами 16 – отсутствие комплекса в нижней части разреза и субаэральные отложения

Структурные элементы А – Копетдагский геосинклинальный прогиб Б – Передовая зона Центральные Туркменская область поднятий Э – Карабогазский свод В – Туаркырско-Кандымская зона поднятия $В_1$ – Центральная Каракумская структурная терраса Бахардокская моноклиналь Г – Учинальский прогиб $Г_1$ – Кюсляратский выступ Д – Южно-Мангышлакский прогиб Е – Мангышлакско-Уйгинская зона поднятий Ж – Барсакельмесский прогиб З – Кашкакумская область поднятий З – Сарыкамышское поднятие Прикаспийская зона мобильности погружения И – Сагындыкский прогиб $И_1$ – Чаржоуское поднятие К – Бельтенгинский прогиб Л – Аффаро-Гаджиевская впадина Восточно-Туранская область поднятий М – Балхано-Окарский прогиб $М_1$ – Сорский прогиб $М_2$ – Кирпичлинское поднятие $М_3$ – Западная впадина $М_4$ – Кавдинский уступ $М_5$ Мортукское поднятие $М_6$ – Учаджинское поднятие $М_7$ – Северо-Карабильская впадина $М_8$ – Карабекаульский прогиб Н – Устюрт Бозашская зона мелкоамплитудного погружения О – Мейденекское поднятие

1700 *м* в районах Западного Копет-Дага (Кюрен-Даг, Чаалджа, Уйля).

В районах Бадхыза и Кушки глины замещаются глинисто-песчаными породами, состоящими из чередования глин, алевролитов, песчаников, мощных толщ туфов, туфопесчаников и туфобрекчий общей мощностью 600—1000 *м*. Глинисто-песчаный комплекс отложений, преимущественно среднеолигоцен-нижнемиоценового возраста, развит в Юго-Восточной и Северной Туркмении. Представлен он алевролитами, глинами, реже песчаниками мощностью до нескольких десятков метров. В Низменных Каракумах отложения этого комплекса замещаются в основном алевролитами и песчаниками мощностью до 100 *м*. В Западном Копет-Даге песчаные образования обогащаются глинами, а в Западно-Туркменской низменности они представлены глинами мощностью от 100 до 400 *м*. Песчано-глинистые отложения небольшой мощности развиты на Красноводском полуострове. В погружениях Северной Туркмении среднеолигоценовые—нижнемиоценовые отложения состоят преимущественно из глин мощностью 400 *м*. В Центральной части Туркмении, в районах Прикарабогазья, Туаркыра, Карашора и Кумсебшена отложения этого возраста отсутствуют. По-видимому, данные районы представляли собой размываемую сушу.

В истории осадконакопления датско-раннемиоценового времени можно выделить два этапа. Первый, датско-раннеолигоценовый, связан с региональным опусканием территории и трансгрессией моря в начале и поднятием в конце периода. Второй этап охватывает среднеолигоценово-раннемиоценовое время. Начался он с опускания территории и трансгрессии моря на значительной площади, сменившейся интенсивным поднятием, регрессией моря и широким развитием континентальных условий осадконакопления.

Поднятия в конце мелового периода нередко приводили к перерывам, лагунно-морским и континентальным условиям осадконакопления. Отложения палеогена и дания залегают на разных горизонтах маастрихта. Датско-палеоценовое время на территории Туркмении характеризовалось на западе морскими, на востоке — лагунно-морскими условиями осадконакопления. В условиях жаркого климата и незначительной глубины бассейна шло накопление карбонатно-глинистых илов, доломитов, известняков и гипсов.

Дальнейшее погружение территории и расширение трансгрессий привели к нормально морским условиям осадконакопления. Максимальное опускание и трансгрессия связаны с эоценовой эпохой, что нашло отражение в формировании сравнительно глубоководных глинистых илов (Восточная Туркмения). В Бадхызе опускание дна бассейна сопровождалось мощной вулканической деятельностью. В конце позднего эоцена и раннего олигоцена произошли воздымание территории и регрессия моря. Морской бассейн находился в районах Западного Копет-Дага, Предкопетдагского прогиба и в центральных частях Юго-Восточной Туркмении (рис. 10).

Начало среднего олигоцена ознаменовалось опусканием территории и трансгрессией моря. В Предкопетдагском прогибе, Юго-Восточной Туркмении и Заунгузье происходило накопление пестроцветных образований морского и лагунно-морского происхождения. В конце олигоцена и раннего миоцена произошли новое поднятие территории и регрессия моря. На большей части территории шло накопление красноцветных образований континентального генезиса (рис. 11).

С гидрогеологической точки зрения всю толщу палеогеновых отложений следует рассматривать как региональный водоупор. Особенно это касается территории Центральной, Северной и Западной Туркме-

нии, Западного и Центрального Копет-Дага, где широко развиты глинисто-карбонатный и глинистый комплексы отложений, и только на юге Восточной Туркмении (районы Бадхыза и Кушки) палеогеновая толща может содержать местные водовмещающие горизонты. В качестве водовмещающей толщи следует рассматривать также карбонатно-терригенные образования палеоцена Восточного Копет-Дага и некоторых районов Восточной Туркмении. Не исключено наличие местных горизонтов с хорошими гранулярными коллекторами в комплексе песчаных отложений олигоцена на некоторых участках Предкопетдагского прогиба и Низменных Каракумов.

Неогеновые отложения имеют преобладающее развитие на всей территории (рис. 12). Для региональных гидрогеологических построений, выявления ресурсов питьевых, технических, бальнеологических и промышленных вод, а также решения вопросов мелиорации и инженерной геологии эти отложения имеют исключительно важное значение.

Почти повсеместно неогеновые и четвертичные отложения залегают трансгрессивно. Представлены они породами как морского, так и континентального и субконтинентального генезиса. Морские отложения широко развиты в западных районах республики, континентальные преобладают в центральных и восточных областях. В состав отложений входят в основном терригенные разности пород, карбонатные и хемогенные имеют резко подчиненное значение. Отличительными чертами отложений этого возраста являются пестрый состав, фациальная невыдержанность и резкие колебания мощностей. Указанными особенностями определяется во многих случаях дискуссионность и условность проведения границ внутри неоген-четвертичных толщ.

Неогеновые отложения могут быть подразделены на три части: 1) нижний — средний миоцен; 2) верхний миоцен и нижний и средний плиоцен; 3) верхний плиоцен.

Нижне- и среднемиоценовые отложения. Нижний миоцен в Туркмении имеет крайне незначительное распространение и до некоторой степени выделяется условно. Это отложения бурдигальского яруса в районе развалин крепости Шахсанем (к востоку от впадины Саракамыш) и онкофоровые слои в единичных пунктах Западного Копет-Дага. Отложения среднего миоцена (тортонский ярус) распространены широко. Они обнажаются вдоль побережья Каспия и представлены глинами с прослоями мергелей, которые к востоку сменяются песчаниками, глинами, реже известняками-ракушечниками. Мощность уменьшается с запада (100 *м*) на восток (20 *м*). На Красноводском плато разрез сложен глинами, гипсами (нижняя часть), мергелями и и известняками (верхняя часть) При приближении к Куба-Дагу в разрезе появляются пески и известняки-ракушечники. В Западном Копет-Даге эти отложения состоят из черных и пестроцветных глин с прослоями мергелей, песчаников и оолитовых известняков мощностью от единиц до нескольких десятков метров.

В Предкопетдагском прогибе развиты глины, мергели, реже песчаники и известняки мощностью 150—200 *м*. К югу с приближением к источникам сноса мощность отложений уменьшается, состоят они из песчаников и прослоев конгломератов. В Северо-Западной Туркмении (Капланкыр, Челюнкыр и др.) развиты мергели с прослоями известняков, местами с горизонтами гипсов, мощностью 145 *м*. Юго-восточнее на обширном пространстве центральной части Туркмении в это время накопились разнообразные породы: на севере преимущественно мергели с прослоями ракушечников и гипсов, на западе — гипсы с прослоями глин, реже известняков. Мощность отложений колеблется от 20 до

Рис 10. Схема распространения литологических комплексов и структурных элементов датского и раннеэоценового времени

Литологические комплексы: 1 – глинисто-карбонатный в нижней части, глинистый в средней и верхней; 2 – карбонатно-терригенный в нижней части глинистый в средней с отдельными вкрестами в верхней, 3 – карбонатный в нижней части, глинистый в средней и отдельными вкрестами в верхней; 4 – глинисто-карбонатный в нижней части глинистый в средней и отсутствие комплекса в верхней; 5 – глинисто-карбонатный в нижней и средней частях, глинистый в верхней; 6 – глинисто

карбонатный в средней части, глинистый в верхней и отсутствие комплекса в нижней песчано глинистый в средней части и отсутствие комплексов в нижней и верхней, *7* — сульфатно карбонатно терригенный в нижней части, глинистый в средней и отсутствие комплекса в верхней *9* — сульфатно карбонатно терригенный в нижней части, песчано глинистый с эффузивами в средней и отсутствие комплекса в верхней, *10* — глинистый в средней части и отсутствие комплекса в нижней и верхней частях, *11* — изопахиты равных мощностей, *12* — районы последующего размыва датских и нижнеолигоценовых отложений. *13* — зоны изменения мощностей и состава пород над погребенными разрывными нарушениями

Структурные элементы *А* — Западно Копетдагский геосинклинальный прогиб *А*$_1$ — Кизылчешминская впадина, *А*$_2$ — Уйлинская впадина, *Б* — Копетдагское геоантиклинальное поднятие, *Б*$_1$ — Большебалханское геоантиклинальное поднятие, *В* — Преткопетдагский прогиб, Южно Туркменская краевая зона *Г*$_1$ — Красноводская впадина, *Г*$_2$ — Бахардокская моноклинальная зона Центрально-Туркменская область поднятий *Д*$_1$ — Центрально-Каракумское поднятие, *Д*$_2$ — Учтаганский прогиб, *Д*$_3$ — Туаркыр Караторское поднятие. *Д*$_4$ — Карабогазская зона опускания, *Д*$_5$ — Омчалинское поднятие, *Е* — Южно Мангышлакский прогиб, *Ж* — Дарьялык Даудапский прогиб, *З* — Мангышлакско Айбугирская зона поднятий. *И* — Кызылкумская область поднятий. *И*$_1$ — Султануиздагское поднятие, Прнамударьинская зона моноклиналь ного погружения *К*$_1$ — Султансанджарский вал, *К*$_2$ — Гугуртлинское поднятие, *К*$_3$ — Кабаклинское поднятие, *К*$_4$ — Чарджоуское поднятие *К*$_5$ — Сундуклинское поднятие, *Л* — Бешкентский прогиб, *Л*$_1$ — Керкинское поднятие, *М* — Таурдак Кугитангская зона поднятий, *Н*$_{1-г}$ — Кирпичлинский вал, восточная часть Заунгузской впадины *Н*$_{1-а}$ — Балкунний прогиб, *Н*$_{1-б}$ — Плимский прогиб, *Н*$_{1-в}$ — Ачакское поднятие, *Н*$_{1-г}$ — Измаильский прогиб, *Н*$_3$ — Репетекский вал, *Н*$_{2-а}$ — Кошуйский вал. *Н*$_{2-б}$ — Восточно Унгузский вал. *Н*$_{2-в}$ — Багаджинский вал, *Н*$_{2-г}$ — Малайское поднятие, *Н*$_{2-д}$ — Измаильский прогиб, *Н*$_4$ — Северо Карабильская впадина, *Н*$_5$ — Северо Балхызский прогиб. *Н*$_6$ — Каланмор ский прогиб, *Н*$_7$ — Байрамалийский вал, *Н*$_8$ — Учаджинское поднятие, *Н*$_9$ — Восточно Байрамалийский прогиб, *Н*$_{10}$ — Карабекаульский прогиб *О* — Карабильская зона моноклинального погружения, *П* — Менменинское поднятие

40 *м*, редко до 60 *м*. Вдоль Туаркыра развиты пески и конгломераты. На востоке, в районе Заунгузских Каракумов, отложения представлены красноцветными глинами с прослоями песчаников и включениями гипса мощностью до 270 *м*.

В Юго-Восточной Туркмении преимущественное развитие имеют красноцветные породы мощностью до 450 *м* (ислимская свита). К югу эти отложения сменяются более крупнозернистыми разностями пород, состоящих из песчаников, конгломератов и гравелитов; вдоль подножия Копет-Дага развиты конгломераты (от галечных до валунно-галечных), алевролиты и песчаники (карагауданская свита).

Верхнемиоценовые, нижне- и среднеплиоценовые отложения состоят из пород морского, континентального и субконтинентального генезиса. Морские сарматские отложения распространены почти на той же площади, что и среднемиоценовые. Представлены они в основном глинами и мергелями, в верхней части с прослоями известняков. Мощность отложений изменяется в пределах 80—700 *м*. Отложения понтического яруса вскрыты в отдельных пунктах Западно-Туркменской депрессии, где они представлены песчано-глинистыми породами.

Континентальные и субконтинентальные отложения широко развиты в более восточных районах. В пределах Предкопетдагского прогиба и в Юго-Восточных Каракумах (Мургабская впадина) развиты пестроцветные и красноцветные песчаники, глины, алевролиты, конгломераты и гравелиты (казганчайская свита) мощностью 700—800 *м*. Подобные отложения отмечаются и севернее Куба-Дага и Большого Балхана. В Центральных и Заунгузских Каракумах миоцен-плиоценовые отложения (заунгузская свита) представлены алевролитами и песчаниками с прослоями глин. Наибольшая мощность их (225 *м*) отмечается в северной части Заунгузского прогиба, в юго-восточном направлении она уменьшается до 20—50 *м*, в Северной Туркмении составляет 100 *м*, а на Центрально-Каракумском своде сокращается до 45 *м*.

Среднеплиоценовые отложения (челекенская свита) развиты в Западно-Туркменской депрессии и доходят до предгорьев Западного Копет-Дага (Ялма-Куи). Представлены они переслаивающейся толщей песков, песчаников, алевролитов и глин, мощность которой изменяется от 600 до 3500 *м*, достигая максимума в Кызылкумском прогибе; выклинивается толща в Аладаг-Мессерианской зоне поднятий. В Центральных Каракумах аналоги этой тол-

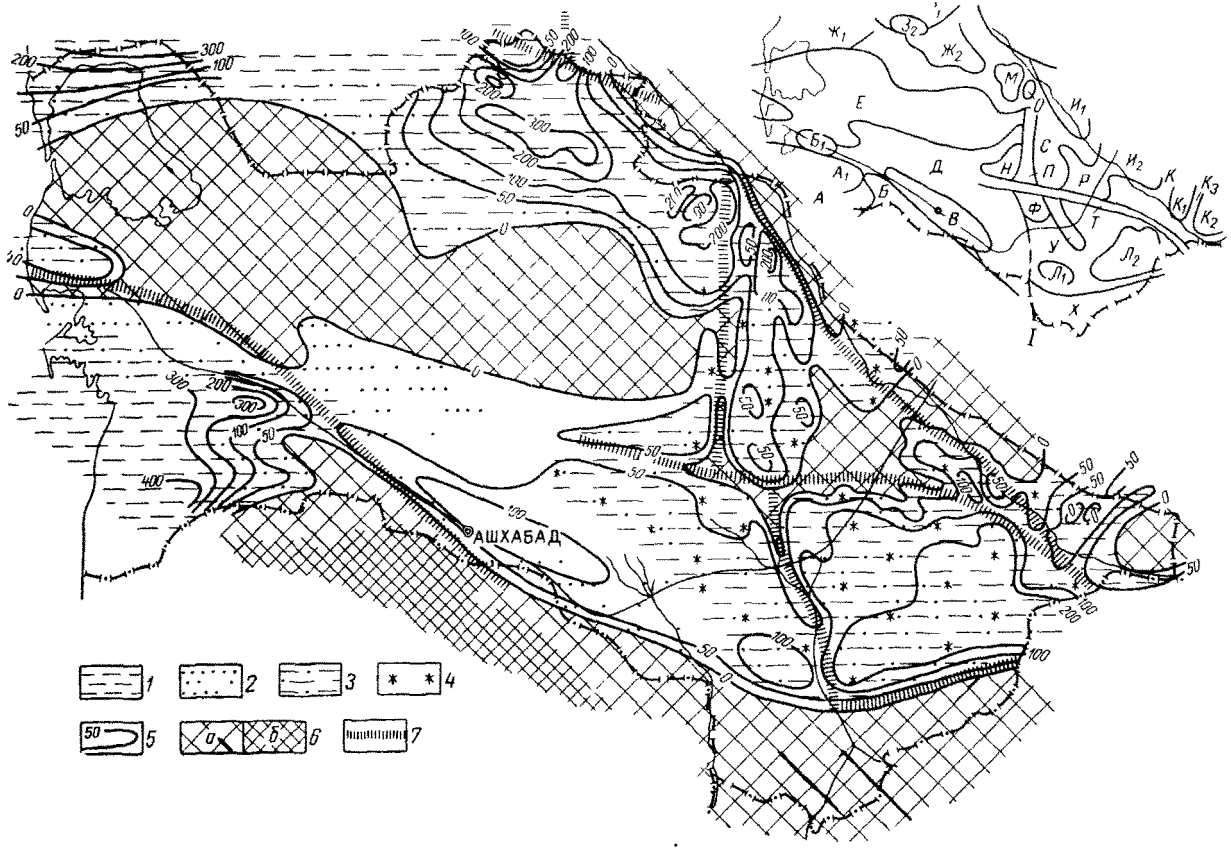


Рис. 11. Схема распространения литологических комплексов и структурных элементов среднеолигоценового и раннемиоценового времени

Литологические комплексы *1* — глинистый, *2* — песчаный, *3* — песчано глинистый, *4* — отложения с первичной красноцветностью, *5* — изолинии равных мощностей, *6* — районы поднятий и денудации *а* — слабо выраженные, *б* — резко выраженные, *7* — зоны изменения мощностей и состава пород над погребенными разрывными нарушениями

Структурные элементы *А* — Западно Копетдагский геосинклинальный прогиб, $А_1$ — Кизылчешминская впадина, *Б* — Копетдагское геоантиклинальное поднятие, $Б_1$ — Большебалханское геоантиклинальное поднятие *В* — Предкопетдагский прогиб, *Г* — Красноводская впадина, *Д* — Бахардокская моноклинальная зона, *Е* — Центрально Туркменская область поднятий, $Ж_1$ — Южно-Мангышлакский прогиб, $Ж_2$ — Дарьялык Дауданский прогиб, Мангышлакско Айбугирская зона поднятий· $З_1$ — Айбугирское поднятие $З_2$ — Шорджинское поднятие, Прнамударьинская моноклинальная зона $И_1$ — Султансанджарско Кабаклинское поднятие, $И_2$ — Чарджоу Сундуклинское поднятие, *К* — Бешкентский прогиб, $К_1$ — Керкинское поднятие, $К_2$ — Гаурдак Кугитангская зона поднятий, $К_3$ — Мукринская синклинальная зона, $Л_1$ — Северо-Бадхызский прогиб $Л_2$ — Северо-Карабильская впадина, *М* — Балкунинский прогиб *Н* — Плимский прогиб, *О* — Кошуйское поднятие *П* — Восточно Унгузский вал, *Р* — Малайско Багаджинское поднятие; *С* — Изманльский прогиб, *Т* — Репетекский вал *У* — Байрамалийский вал, *Ф* — Еланское поднятие, *Х* — Мейменинско Бадхызская зона поднятий

щи (ербентская и тахтабазарская свиты) имеют весьма ограниченное распространение.

Верхнеплиоценовые отложения залегают согласно на среднеплиоценовых почти повсеместно, с размывом и несогласием на породах различного возраста (до мела включительно). Верхнеплиоценовые отложения включают морские образования акчагыльского и апшеронского ярусов и их континентальные и субконтинентальные аналоги — кеши-

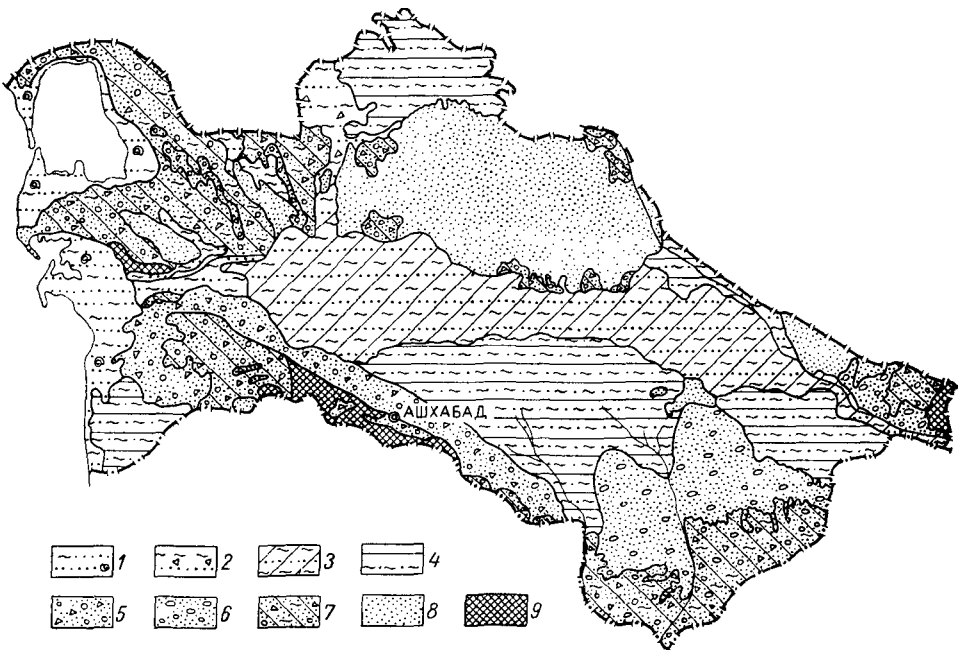


Рис. 12. Схема генетических типов четвертичных отложений (по Г. Бердыеву, 1965)

1 — морские отложения; *2* — озерные отложения; *3* — аллювиальные отложения; *4* — дельтовые отложения; *5* — пролювиальные отложения; *6* — аллювиально-пролювиальные отложения; *7* — аллювиальные, делювиальные, коллювиальные и другие генетические типы маломощных отложений; *8* — эоловые отложения, залегающие на дочетвертичном субстрате; *9* — дочетвертичные отложения

нынбаирскую, каахкинскую, тахтабазарскую (верхняя часть), гокчинскую и тахтинскую свиты. Наиболее широко развиты отложения акчагыльского яруса, охватившие все западные районы Туркмении, от южных ее границ до северных и простирающиеся далеко на восток в пределах всей территории Низменных Каракумов. Развитие акчагыльского яруса ограничено лишь западными районами.

Континентальные аналоги акчагыльского и апшеронского ярусов узко локализованы и имеют местное значение. В Западно-Туркменской низменности разрезы верхнего плиоцена представлены чередованием глин и песчаников с преобладанием глин ближе к акватории Каспия. Общая мощность верхнеплиоценовых отложений колеблется от 300 до 2500 *м*. В Западном Копет-Даге разрез верхнего плиоцена представлен преимущественно карбонатными породами: известняками, мергелями и глинами мощностью 100—300 *м*. В Юго-Западном Прикарабогазье он имеет двухчленное строение. Нижняя часть сложена песчаниками и глинами, верхняя — известняками и конгломератами общей мощностью от 100 до 400 *м*. На Красноводском плато в позднем плиоцене накопились гипсоносные раковинные известняки с прослоями мергелей и глин мощностью до 100 *м*. Восточнее и южнее эти отложения (до 500—

600 *м*) представлены глинами, алевролитами с пластами песка и песчаника, при этом мощность и количество песчаных прослоев убывают от предгорий Копет-Дага на север На севере Туркмении (Сарыкамыш, Ташауз) разрезы верхнего плиоцена в нижней части сложены озерно-аллювиальными пестроцветными глинами, песчаниками, в верхней — прибрежными детритусовыми известняками с прослоями конгломератов, реже песчаников и глин Общая мощность отложений в этом районе достигает 100 *м*

Вдоль предгорий Копет-Дага отложения верхнего плиоцена состоят из конгломератов, песчаников и алевролитов К северу и на территории Юго-Восточной Туркмении разрезы становятся песчано-глинистыми, грубообломочные породы отмечаются лишь в виде прослоев Максимальной мощности (700 *м*) они достигают в центральной части структурно эрозионной ложбины вдоль Донгуз-Сырт Ербентского глубинного разлома В сторону Бадхыза мощность их сокращается до 200—100 *м*, в районе Карабиля она колеблется в пределах 200—500 *м*

Четвертичные отложения Практически вся территория республики покрыта четвертичными отложениями, представленными различными генетическими типами пород морского, континентального, озерного и лагунного происхождения

Морские четвертичные отложения развиты в окраинных частях Каспия и залива Кара-Богаз-Гол Представлены они всеми ярусами международной шкалы (бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы) и отличаются полнотой разреза и большими мощностями На отмеченных участках отложения представлены в основном терригенными породами, в составе которых наблюдается увеличение крупнозернистых разностей к верхам разреза Так, например, нижнечетвертичные отложения состоят из глин, алевролитов и прослоев песка, среднечетвертичные — из глин, уплотненных алевритов и песков, верхнечетвертичные и современные — из песков, реже алевритов, глин, а также галечников и конгломератов на участках прибрежных террас и береговых валов Суммарная мощность четвертичных отложений колеблется от нескольких десятков метров на структурных поднятиях до 1500 *м* во впадинах Ниже приводится общая характеристика четвертичных отложений по генетическим типам

В Северо-Западной Туркмении, на Копет Даге, Бадхызе, Карабиле и в юго-западных отрогах Гиссара преобладают маломощные (до первых десятков метров) элювиально делювиальные и коллювиальные образования, представленные различными типами пород — от грубообломочных валунных до лессовидных и супесчаных включительно В северных и западных предгорьях Копет-Дага, у подножия Гиссара, Большого Балхана четвертичные отложения *представлены в основном* пролювием, состоящим из галечников, песков, реже глин и конгломератов мощностью до 500 *м*

На юге Западной Туркмении, на большей части Низменных Каракумов, Келифского Узбоя и в низовьях Амударьи распространены дельтовые образования, состоящие из переслаивания глинистых и песчано-алевритовых пород Мощность их колеблется от нескольких десятков метров в низовьях Амударьи до 500 *м* в районе Келифского Узбоя К западу от низовьев Амударьи, в районе Сарыкамыша и северной части Верхнеузбойского коридора, а также в пределах бессточных впадин Кумсебшен и Карашор развиты преимущественно озерные четвертичные образования, представленные песками и глинами с прослоями галечников Мощность этих отложений не более 20 *м* К северу от области развития дельтовых отложений широко развиты аллювиальные образования каракумской свиты, состоящие из песков, глин и

алевритов мощностью до 300 *м*. Еще севернее в районах Заунгузья и северной части Центральных Каракумов отложения четвертичной системы представлены преимущественно песчаными образованиями и эоловыми песками, так называемыми аналогами каракумской свиты мощностью до 80 *м*.

К северу от Бадхыза и Карабиля нижне- и среднечетвертичные континентальные образования представлены аллювиально-пролювиальными осадками елчилекской свиты (пески, алевриты и глины) мощностью от первых единиц до 100 *м*.

Палеогеографические условия осадконакопления в неоген-четвертичное время на территории Туркмении были весьма разнообразны и сложны. В результате предмиоценовых движений море покинуло большую часть территории. Оно сохранилось только в понижениях Западно-Туркменской низменности. Опресненный усыхающий бассейн в миоцене располагался на площади Западной и Северной Туркмении. Ранне- и среднемиоценовая эпоха характеризовалась жарким аридным климатом, способствовавшим частому изменению солености вод. В результате интенсивного испарения вод заливов временами происходило засоление их и выпадение в осадок значительных количеств гипсов. В начале позднего миоцена море продолжало расширяться. Многие острова превратились в обширные мели. Связь с Каспием была настолько свободной, что соленость вод была почти одинаковой. В это время море было более глубоким, в нем отлагался преимущественно тонкий материал.

Обмеление бассейна произошло в середине позднего миоцена. В начале и середине позднемиоценового времени территория Восточного Туркменистана представляла собой озерно-аллювиальную (Заунгузье) и аллювиально-пролювиальную (Юго-Восточная Туркмения) равнины. Основной снос обломочного материала осуществлялся со стороны Туркмено-Хорасанских гор, Бент-и-Туркестана, Гиссарского хребта и с северо-востока. В конце среднемиоценового времени море интенсивно регрессировало. Площадь континентального осадконакопления все более расширялась на запад. На севере (Северное Прикарабогазье, Туаркыр) к концу среднего миоцена образовалась низкая суша, которая служила источником сноса обломочного материала. Денудационные процессы наибольшей интенсивности достигли в воздымавшихся линейных зонах. Так, вдоль Донгуз-Сырт-Ербентской зоны разломов размыв был настолько сильным, что в предпозднеплиоценовое время на поверхность были выведены палеогеновые и меловые отложения. Лишь Западно-Туркменская низменность в среднем плиоцене представляла собой озеро-море. Климат территории Туркмении на протяжении всего этого времени по-прежнему оставался аридным.

Позднеплиоценовое время характеризовалось общим опусканием территории. На западе республики происходила трансгрессия моря, которая достигла дельты р. пра-Мургаба, соединившись, вероятно, с водами Сарыкамыша и Арала. На востоке республики существовали континентальные условия осадконакопления, где формировались аллювиально-пролювиальные отложения. Особенно сильные опускания этого времени были приурочены к Репетекской и Мургабской зонам разломов, по которым были заложены узкие структурно-эрозионные ложбины — прогибы с крупными речными системами пра-Мургаба и пра-Амударьи. К концу первой половины позднего плиоцена произошла регрессия моря. В начале второй половины позднего плиоцена вновь произошла трансгрессия. Воды проникли в Низменные Каракумы до меридиана Бахардена, а к северу через Узбой соединились с Сарыкамышским и Аральским бассейнами. К концу позднего плио-

Рис. 13. Схема распределения мощностей четвертичных отложений (по Г. Бердяеву, 1965)

Области: *1* – преимущественного развития ледниковых отложений; *2* – преимущественного развития водно-ледниковых отложений; *3* – преимущественного развития аллювиальных отложений; *4* – преимущественного развития озерных и озерно-болотных отложений

Мощности:

цена морской бассейн стал сокращаться и находился он в основном в пределах Западно-Туркменской низменности. В районах Западного Копет-Дага, Предкопетдагского прогиба и в Чильмамедкумах шло накопление континентальных аллювиально-пролювиальных осадков. Климат этого времени был сравнительно теплым и сухим.

Палеогеографическая обстановка раннечетвертичного времени была во многом сходна с позднеплиоценовой. Этим обусловлена общность разрезов и областей распространения различных генетических типов осадков. По преобладающим условиям осадконакопления в пределах Туркмении выделяются области развития морских бассейнов (восточное побережье Каспия и Прикарабогазского залива), области чередования периодического морского и континентального осадконакопления (южная часть республики до меридиана Ашхабада), области озерного осадконакопления (Северная Туркмения, районы Ташауза, Сарыкамыша), области речного осадконакопления (Центральные, Низменные и Юго-Восточные Каракумы), области сноса и пролювиального осадконакопления в предгорных прогибах и на прилегающих равнинах.

На фоне указанных закономерностей четвертичный период на территории Туркмении знаменовался большой дифференцированностью палеогеографических особенностей для различных районов в отдельное время. Существенные трансгрессии, охватившие Западно-Туркменскую низменность, Прикарабогазье и Предкопетдагскую равнину, как правило, приурочивались к началам ранне,- средне- и позднечетвертичной эпох. Чрезвычайно большая роль в формировании нижне-среднечетвертичных отложений принадлежит древним рекам и в первую очередь пра-Амударье. Важное палеогеографическое значение имеет факт поворота русла этой реки в позднечетвертичное время в сторону Арало-Сарыкамышского понижения.

В позднечетвертичный и особенно в современный периоды на территории Туркмении климат становится наиболее аридным, и в этих условиях большое значение приобретают эоловые процессы.

Гидрогеологическое значение неоген-четвертичного комплекса исключительно велико. По существу преимущественная часть запасов пресных и солоноватых вод сконцентрирована в этих отложениях. Характерной особенностью неоген-четвертичных отложений является наличие мощных водовмещающих толщ с коллекторами гранулярного типа. Лишь в областях развития морских, озерных и частично дельтовых образований имеют место локальные водоупорные горизонты. Коллекторы трещинного типа имеют подчиненное значение и связаны с морскими, реже лагунными и озерными карбонатными образованиями неогена. Определенного внимания заслуживают климатические особенности, существовавшие в неоген-четвертичный этап развития, оказавшие влияние на гидрохимическую зональность и формирование питьевых, технических, бальнеологических и других вод.

Распределение мощности и генетических типов четвертичных отложений приведено на рис. 13.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Режим тектонического развития территории Туркмении, основными тектоническими элементами которой являются части Туранской плиты и альпийской геосинклинали, рассматривается начиная с позднетриасового времени и может быть подразделен на шесть основных этапов: ранне-среднеюрский, позднеюрский, меловой, датско-раннеолигоценовый, среднеолигоценово-раннемиоценовый и неоген-четвер-

тичный. Каждый из этих этапов характеризовался общностью плана тектонического развития, распределения мощностей и направленности в изменениях условий осадконакопления.

Ранне-среднеюрский этап. Данные по нижне-среднеюрским отложениям позволяют считать, что территории современного складчатого сооружения Копет-Дага, Большого и Малого Балхана испытывали устойчивое прогибание с геосинклинальным типом развития. Районы максимального прогибания находились, возможно, в центральной части Западного Копет-Дага, где накопилась мощная (свыше 5—6 *км*) толща морских образований.

Граница геосинклинального прогиба на севере проводится по зоне резкого изменения мощностей и состава отложений: на западе вдоль южного борта Северо-Балханского прогиба, на востоке по линии сочленения Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба. К северу от этой зоны располагалась краевая часть платформы, имевшая переходный (от геосинклинального к платформенному) режим тектонического развития.

В пределах платформенной части территории по данным изменения мощностей нижне-среднеюрских отложений отчетливо выделяются обширные области поднятия и опускания, внутри которых обособляются отдельные впадины и прогибы. К северу от переходной зоны намечается крупная Центрально-Туркменская область поднятий, в пределах которой выделяются Кубадаг-Карабогазское поднятие, представлявшее собой сушу, Туаркыр-Капланкырская структурная терраса и Центрально-Каракумское поднятие.

К северу от этого прогиба выделялась Мангышлакско-Айбугирская зона поднятий. К востоку от нее располагалась Кызылкумская область устойчивого поднятия, которая на протяжении ранней и средней юры представляла собой сушу. К юго-западу от этого поднятия выделялась Приамударьинская ступенчато-моноклинальная область, для которой устанавливается значительная структурная расчлененность. На севере этой области обособлялась Бухарская ступень (на территории Западного Узбекистана), к юго-западу, от нее на большей части территории Туркмении располагалась Чарджоуская ступень, в пределах которой по изменениям мощностей отчетливо вырисовываются валы и поднятия (Султансанджарский вал, Гугуртлинское и Чарджоуское поднятия).

В восточной части Туркмении отчетливо вырисовывается Восточно-Туркменская область опусканий, внутри которой обособляются впадины, прогибы и отдельные погребенные поднятия На юге она граничила с Мейменинским устойчивым поднятием, сложенным палеозойским и пермо-триасовыми сильно дислоцированными образованиями. Нижне-среднеюрские отложения здесь отсутствуют. Крайний юг республики является южной окраиной платформенной Восточно-Туркменской области опускания. В районе отрогов Гиссара в ранне-среднеюрское время по сокращенным мощностям отложений вырисовывалось Кугитанг-Байсунское поднятие.

Характеризуя в целом тектонический режим ранне-среднеюрского этапа, можно подметить некоторые общие закономерности. Почти вся территория платформы в доюрское время представляла собой сушу, рельеф которой был в большой степени расчлененный. Отсутствие отложений пермо-триаса на территории многих палеозойских поднятий, а также характер верхнепалеозойско-триасовых отложений в депрессионных зонах (Туаркыр, север Туркмении) указывают на континентальный режим осадконакопления и интенсивную денудацию участков суши. Такая обстановка в ослабленной степени сохранилась в ранне-

юрскую эпоху. В начале юры продолжали развиваться дифференциальные движения. Об этом свидетельствуют факты отсутствия отложений нижней юры на приподнятых крупных положительных элементах. Вероятно, позднее возникли и стали расширяться депрессионные зоны, в которых происходило накопление обломочного материала, сносившегося с окружающих поднятий.

Позднеюрский этап. Сложившаяся к концу среднеюрской эпохи структура в позднеюрский этап существенных перестроек не испытала. Копетдагская геосинклинальная область продолжала прогибаться, и лишь в конце киммеридж-титона постепенно усиливалась активизация тектонических движений, завершившихся в ряде мест заметной складчатостью, воздыманием и размывом. Так, в Копет-Даге нормально морские условия сменились лагунными и лагунно-морскими в титоне. Воздымание и складчатость испытала основная часть Большого Балхана, где юрские отложения местами были размыты до нижнебайосских. На платформенной части, так же как и в предыдущий этап, существовали Центрально-Туркменская область поднятий, Южно-Мангышлакский прогиб и Мангышлак-Айбугирская зона поднятий. Однако в восточной части последней мощности отложений не претерпели изменений, тогда как в ранне-среднеюрском этапе по сокращенным мощностям на этом месте вырисовывается участок устойчивого поднятия. Кызылкумская область поднятий по-прежнему оставалась сушей. К югу от нее продолжала развиваться Приамударьинская ступенчато-моноклинальная зона. На территории Восточной Туркмении, как и в предыдущий этап, располагалась обширная Восточно-Туркменская область опусканий, в пределах которой выделялись те же погребенные поднятия и разделяющие их прогибы. Крайний юг (район Кушки) территории Туркмении в позднеюрское время испытал поднятие, в результате чего отложения неокома с глубоким размывом залегают на разных горизонтах среднеюрских образований. В целом на востоке Туркмении отмечается тот же план распределения мощностей, что и в предыдущем этапе (см. рис. 6, 7).

Меловой этап. С началом мелового этапа связано новое региональное опускание, вызвавшее изменение условий осадконакопления. Геосинклинальный прогиб характеризовался большой амплитудой прогибания, превышающей 3000 *м*. Район максимального прогибания находился, вероятно, в центральной части Западного Копет-Дага, где мощность меловых отложений, возможно, более 6000 *м*. На востоке геосинклинальный прогиб замыкался в районе Гяурс-Дага, который вместе с Восточным Копет-Дагом входил в зону переходного тектонического режима В районе западного погружения Копет-Дага геосинклинальный прогиб заметно расширялся, но западнее в пределах южной части акватории Каспия мощность меловых отложений сокращается и по данным геофизических исследований не превышает 2000 *м*. Граница Копетдагского геосинклинального прогиба с Туранской плитой условно проводится по изолинии 3000 *м*, соответствующей полосе глубинных разломов. Севернее этой полосы располагалась зона, характеризовавшаяся как геосинклинальными, так и платформенными чертами развития. Северная граница ее условно проводится по изолинии 2200 *м*. На западе в состав зоны входит южная часть Большого Балхана, далее она протягивалась на юго-восток до районов Бадхыза. Эта зона представляла собой южную краевую часть платформы и отличалась переходным типом отложений и суммарных мощностей. К северу от зоны располагалась Центрально-Туркменская область поднятий, в пределах которой выделялись Карабогазское поднятие, Туаркыр-Кара-

шорская группа валообразных поднятий и Центрально-Каракумская структурная терраса.

В отличие от предыдущих этапов в меловой период (с аптского века) Карабогазское поднятие перестало быть сушей и было вовлечено в опускание, полностью покрывшись морем. Центрально-Каракумское поднятие, имевшее замкнутый контур в предыдущих этапах, в меловом периоде представляло собой террасу, обрамленную широкими пологими склонами в сторону южного и восточного погружения платформы. На севере по-прежнему располагались Южно-Мангышлакский прогиб и Мангышлакско-Айбугирская зона поднятий. На территории Западного Узбекистана, судя по сокращению мощностей отложений, выделялась Кызылкумская область поднятий, в северо-западной части которой располагалось Султануиздагское поднятие. Это поднятие в начале мелового периода лишь частично было вовлечено в опускание, центральная часть его оставалась островом. В дальнейшем оно являлось подводной отмелью, а в конце сенона вновь превратилось в остров. Приамударьинская зона моноклинального погружения четкого отражения ступенчатости на этом этапе не имела.

В течение мелового периода в пределах Восточно-Туркменской области опусканий наблюдалось интенсивное погружение. На восток эта область продолжалась в Афгано-Таджикскую впадину (по изолинии мощности 2000 *м*), на юге она граничила с Карабиль-Бадхызской моноклинальной зоной, на юго-западе ее граница проходила вдоль р. Мургаб, на западе и северо-западе она примыкала к склону Центрально-Каракумской террасы. По изменению мощностей меловых отложений на территории Восточно-Туркменской области опусканий выделяются участки более интенсивного опускания и относительного поднятия, не совпадающие со структурой предыдущих этапов развития (см. рис. 6, 7, 8).

Из сравнения структурного плана мелового времени с рельефом поверхности юрских отложений устанавливается, что на территории Туркмении тектоническое развитие в общем шло унаследованно, и структурный план перерабатывался лишь в деталях. Следует только отметить, что в меловой этап все больше прогрессировал общий процесс втягивания в область прогибания участков области воздымания. Так, Центрально-Каракумская структурная терраса, выделявшаяся в меловом периоде, по поверхности юрских отложений в это время представляла собой крупное поднятие. Некоторое несовпадение структурных элементов наблюдается и в Восточно-Туркменской области опусканий. Так, в юре западная часть этой области испытывала значительное погружение, унаследованное от позднепалеозойско-триасового времени, а в мелу она уже развивалась синхронно с остальной частью области опусканий.

Датско-раннеолигоценовый этап. Анализ истории тектонического развития показывает, что в датско-раннеолигоценовое время происходил распад геосинклинальной области. Довольно четко обособился Западно-Копетдагский остаточный геосинклинальный прогиб (по изопахите 800 *м*). К западу от него, в Мессерианском районе, наблюдается сокращение мощности отложений до 400 *м*. Сокращение продолжается, вероятно, до центральной части Южно-Каспийской впадины, где мощность палеогеновых отложений по геофизическим данным составляет 200 *м*. В пределах Западно-Копетдагского геосинклинального прогиба выделялись две впадины: Кызылчешминская и Уйлинская с амплитудой опускания в центральных частях впадин свыше 2100 *м*. Иной режим тектонического развития был характерен для остальной части Копет-Дага. На месте современных Западного, Центрального и

Восточного Копет-Дага располагалось Копетдагское геоантиклинальное поднятие, амплитуда погружения которого не превышала 200—800 *м*. На западе располагалось Большебалханское геоантиклинальное поднятие, которое к концу этапа превратилось в сушу С концом этого этапа связано первое проявление орогенических движений. В течение этого периода территория Предкопетдагского прогиба, вырисовывавшегося в целом изопахитой 800 *м*, представляла собой область непрерывного прогибания, где мощность отложений колебалась от 1000 (Кодж-Бами) до 2000 *м* (район Ашхабада). На восточном продолжении Предкопетдагского прогиба располагались Северо-Бадхызский и Калаиморский прогибы. Они вместе с Предкопетдагским прогибом на этом этапе образовали единую систему прогибов.

К северу от Предкопетдагского прогиба, Западно-Копетдагского геосинклинального прогиба и Большебалханского геоантиклинального поднятия располагалась Южно-Туркменская краевая зона. В западной части ее находились Красноводская впадина и Северо-Балханский прогиб. Последний являлся как бы продолжением Предкопетдагского прогиба. В центральной части Южно-Туркменской краевой зоны выделялась Бахардокская моноклинальная зона, история развития которой имеет много общего с историей Предкопетдагского прогиба. Северная граница этой зоны проходила над Донгузсырт-Ербентским разломом, контролировавшим распределение мощностей и состава отложений. Уверенно выделяется Центрально-Туркменская область поднятий, но в несколько иных контурах, чем в предыдущее (меловое) время (см. рис. 9, 10).

Севернее располагались Южно-Мангышлакский прогиб, а на его продолжении Дарьялык-Дауданский прогиб. Последний через Тахта-Хивинскую седловину сочленялся с Балкуинским прогибом Заунгузской впадины. Мангышлакско-Айбугирская зона поднятий характеризуется минимальными мощностями датских и нижнеолигоценовых отложений (100 *м*). В пределах Кызылкумской области поднятий происходило значительное сокращение площади суши. В середине этого этапа перестало быть островом и Султануиздагское поднятие. В пределах Прнамударьинской зоны моноклинального погружения наметилось большинство современных структурных элементов (Чарджоуское, Сундуклинское и Гугуртлинское поднятия, Денгизкульский, Мешеклинский и Султансанджарский валы).

На территории Восточного Туркменистана наблюдается сложная картина распределения мощностей отложений. Наряду с унаследованными от мелового этапа структурными особенностями распределение мощностей пород отражает заметные структурные перестройки. Так, зону максимального погружения в северной части Восточной Туркмении можно наметить по изопахите 400 *м*, соответствующей современной Заунгузской впадине. На юге она отделялась Репетекским валом от погруженного района Юго-Восточной Туркмении. К востоку от Репетекского вала выделялся Карабекаульский прогиб, имевший довольно сложное строение в результате торцового сочленения с Башкентским прогибом и Керкинским поднятием. Юго-восточнее располагалась Гаурдак-Кугитангская зона поднятий. На юге, как и прежде, выделялось Мейменинское поднятие, которое от Северо-Карабильской впадины и Калаиморского прогиба отделялось узкой зоной моноклинального погружения.

Из сравнения палеоструктуры с современным строением видно, что в датско-раннеолигоценовый этап истории развития началось заложение основных структурных элементов, свойственных современному этапу.

Среднеолигоценово-раннемиоценовый этап. Это важнейший рубеж в истории тектонического развития, время перехода от геосинклинального этапа развития к орогеническому, когда на месте бывшего геосинклинального прогиба существовала слабо расчлененная воздымавшаяся суша с небольшими по размеру прогибами. Ранее начавшееся расчленение геосинклинальной области в среднеолигоценово-раннемиоценовое время продолжалось с еще большей интенсивностью. Хотя Западно-Копетдагский прогиб по-прежнему оставался опускающимся участком, однако амплитуда прогибания здесь значительно уменьшилась и не превышала 400 *м*. В прогибе на севере по-прежнему выделялась замкнутая Кызылчешминская впадина; Уйлинская впадина образовала частный прогиб, который раскрывался к западу. Скорее всего, на этом этапе истории развития район Южного Каспия стал испытывать интенсивное опускание.

Копетдагское геоантиклинальное поднятие представляло собой слабо расчлененную равнинно-холмистую сушу, в пределах которой обнажались не только палеогеновые, но и меловые, а местами и юрские отложения. Амплитуда воздымания центральной части Копетдагского поднятия за этот этап составила, вероятно, в среднем 2—3 *км*. Большебалханское геоантиклинальное поднятие также испытало интенсивные тектонические движения и размыв, в результате которых были дислоцированы и обнажены юрские, меловые и палеогеновые отложения.

На территории Туранской плиты в среднеолигоценово-раннемиоценовое время происходила дальнейшая структурная дифференциация Этот этап характеризовался интенсивными структурно-формирующими движениями. Наиболее приподнятыми в это время были структурные элементы Центрально-Туркменской области поднятий. Так, на Туаркыре на дневную поверхность были выведены юрские и нижнемеловые отложения, на Кумсебшене и Карашоре — верхнемеловые. Приподнятым был также район Центральных Каракумов. Здесь на предсреднемиоценовую поверхность были выведены верхнемеловые и палеогеновые отложения. Амплитуда воздымания отдельных поднятий колебалась от десятков и сотен метров в Центральных Каракумах, на Карашоре и Кумсебшене до 1000 *м* и более на Туаркыре В целом же граница области осадконакопления четко вырисовывала Центрально-Туркменскую область поднятий, представлявшую собой, вероятно, невысокую слабо расчлененную сушу.

Южно-Туркменская краевая зона на этом этапе испытывала медленное и спокойное опускание с амплитудой около 50 *м*. Максимальное прогибание имело место в Южно-Мангышлакском и Дарьялык-Дауданском прогибах. К северу располагались Шорджинское и Айбугирское поднятия Мангышлакско-Айбугирской зоны. Кызылкумская область поднятий и Приамударьинская зона на этом этапе представляли собой сушу. В Приамударьинском районе большинство структурных элементов, наметившихся в конце предыдущего этапа развития, продолжало воздыматься, в результате чего на дневную поверхность были выведены отложения палеогена и верхнего мела. Граница области осадконакопления довольно четко фиксирует юго-западную внешнюю окраину Приамударьинской моноклинальной зоны. Бешкентский прогиб и Керкинское поднятие по-прежнему имели тот же структурный план, что и на предыдущем этапе, однако амплитуда опускания в прогибе составила не более 50 *м*, а Керкинское поднятие представляло собой сушу.

Районы Гаурдака и Кугитанга испытывали значительное воздымание и денудацию, в результате чего в ядрах антиклиналей юрские и

меловые образования были выведены на дневную поверхность. Только на крыльях складчатого поднятия и в синклинальных прогибах продолжалось опускание. Наметившееся в предыдущем этапе расчленение Восточно-Туркменской области опусканий на южную и северную части еще более интенсивно проявилось на рассматриваемом этапе. Южная часть испытывала более интенсивное прогибание с амплитудой от 100 до 200 *м* и более. Здесь четко выделяются Северо-Бадхызский прогиб и Северо-Карабильская впадина, которые совместно с Предкопетдагским прогибом образовали единую систему прогибов. Северная часть Восточной Туркмении (Заунгузская впадина) представляла собой расчлененную область, состоящую из отдельных прогибов с амплитудой от 50 до 100 *м*, разделенных участками суши. Заунгузская впадина отделялась от погруженной южной части Восточной Туркмении Репетекским валом, в пределах которого в результате интенсивного воздымания были выведены на поверхность отложения палеогена и верхнего мела. Байрамалийский вал также имел четкое выражение в рельефе досреднемиоценовой поверхности, сложенной породами эоцена и верхнего мела. Крайний юг Туркмении представлял собой невысокую сушу, в пределах которой были выведены на поверхность и размывались в основном эоценовые отложения.

Таким образом, структурная перестройка, начавшаяся в конце датско-раннеолигоценового этапа, получила дальнейшее развитие в течение среднеолигоценово-раннемиоценового этапа.

Неоген-четвертичный этап. Данный этап тектонического развития для территории Туркмении является определяющим в формировании современного структурного плана. В области Альпийской геосинклинали ранее начавшиеся незначительные орогенические движения и складчатость на данном этапе были завершены. Суммарная амплитуда вертикальных движений обычно превышает 1000 *м*, иногда достигая 8000 *м*. О резком контрасте движений свидетельствуют распределение крупных впадин и прогибов, с одной стороны, а также крупнейшие поднятия и глубокая эрозия, с другой. Горообразовательные движения осуществлялись в сочетании со складчатыми деформациями и дизъюнктивами, в результате которых Западный, Центральный и Восточный Копет-Даг, Большой и Малый Балхан превратились в сложно построенные горно-складчатые сооружения. На крайнем юго-западе в этот период завершилось формирование крупнейшей Западно-Туркменской впадины, амплитуда опускания которой достигла 8000 *м*.

К северу от складчатых сооружений Копет-Дага и Большого Балхана сформировалась система прогибов с амплитудой опускания от 400—500 до 1500—2000 *м*. На платформенной части Туркмении неоген-четвертичный этап характеризовался менее активными тектоническими движениями. Типичной является унаследованность в знаке направленности перемещений от предыдущего этапа. Однако данный этап стал завершающим в формировании современной структуры. О значительности дифференцированных поднятий и прогибов на платформе в этот период особенно четко свидетельствуют глубокие врезы и соляной диапиризм вдоль зон глубинных разломов в Репетек-Чешминской зоне. Юго-западные отроги Гиссара и район к востоку от Кушки претерпели контрастные эпейрогенические движения, которые привели к образованию эпиплатформенного орогена.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В геотектоническом отношении Туркмения принадлежит к окраинным частям юга Туранской плиты и альпийской геосинклинали. Такое своеобразное геологическое расположение позиций во многом опреде-

ляет особенности развития и современного строения территории, где наряду с типично платформенными и геосинклинальными чертами находят отражение элементы смешанного характера.

На основании анализа современных структурных особенностей, характера естественных геофизических полей, распределения литологических комплексов и их мощностей, а также истории тектонического развития и сейсмической активности на территории Туркмении выделяются области эпигерцинской платформы, альпийской геосинклинали и эпиплатформенного орогена (рис. 14).

Область альпийской геосинклинальной складчатости охватывает южные районы республики. Она включает горно-складчатые сооружения Копет-Дага, Большого Балхана и восточный борт Южно-Каспийской межгорной впадины. К северу от нее располагаются Северо Балханский и Предкопетдагский прогибы.

Копетдагскому горно-складчатому поднятию в рельефе соответствуют цепи хребтов общей протяженностью около 700 *км*. В советской литературе принято деление Копет-Дага на Западный, Центральный, Гяурский и Восточный. В их составе различают системы внутренних и передовых складок. Внутренние складчатые зоны в плане образуют дуги, обращенные выпуклостью к северу. Передовая складчатая зона отличается выдержанным северо-западным простиранием. На севере она оборвана продольными взбросами, так называемой термальной линией. Копетдагское горно-складчатое сооружение с поверхности сложено меловыми отложениями. По окраинам его, кроме того, выходят палеогеновые и неогеновые породы. Суммарная мощность отложений мезозоя и кайнозоя превышает 12 000 *м*.

Южно-Каспийская впадина в пределах Туркмении занимает Западно-Туркменскую низменность и сопредельную часть Каспийского моря. В тектоническом отношении эта часть впадины представляет собой крупную структуру типа полусинклинали, открытую к западу. Системой глубинных разломов впадина расчленена на ряд блоков, по которым подошва осадочного покрова ступенчато опускается к центральной ее части. С поверхности впадина выполнена мощной толщей (более 5000 *м*) плиоцен-четвертичных отложений. На севере Южно-Каспийская впадина граничит с Большебалханской мегантиклиналью и Кубадагским платформенным выступом.

Большебалханская мегантиклиналь с поверхности представлена отложениями юры и мела мощностью около 7000 *м* В рельефе ей соответствует одноименный горный хребет протяженностью около 100 *км*, имеющий субширотное простирание. По меловым и палеогеновым отложениям мегантиклиналь в центральной части достигает ширины 40 *км*. Строение ее резко асимметричное: южное крыло пологое растянутое, северное крутое, нередко опрокинутое и осложненное разломом, а ядерная часть глубоко размыта. По домеловым отложениям на территории Большого Балхана выделяется ряд широтных брахиантиклиналей.

Севернее собственно альпийской складчатой области, как отмечалось, расположены Предкопетдагский и Северо-Балханский прогибы. Предкопетдагский прогиб отделяет Копет-Даг от эпигерцинской Туранской плиты. Он вытянут в северо-западном направлении почти на 700 *км*. В рельефе ему соответствует подгорная равнина Копет-Дага и Низменных Каракумов.

С поверхности прогиб выполнен неоген-четвертичными отложениями, мощность которых достигает 2000 *м*. Сходное строение имеет и Северо-Балханский прогиб, который разграничивает Большой Балхан и сопредельную часть эпигерцинской платформы. Мощность неоген-чет-

вертичных отложений не превышает 500—700 *м*. Северо-Балханскому прогибу отвечают предгорная равнина и южная часть песков Чильма-медкумы.

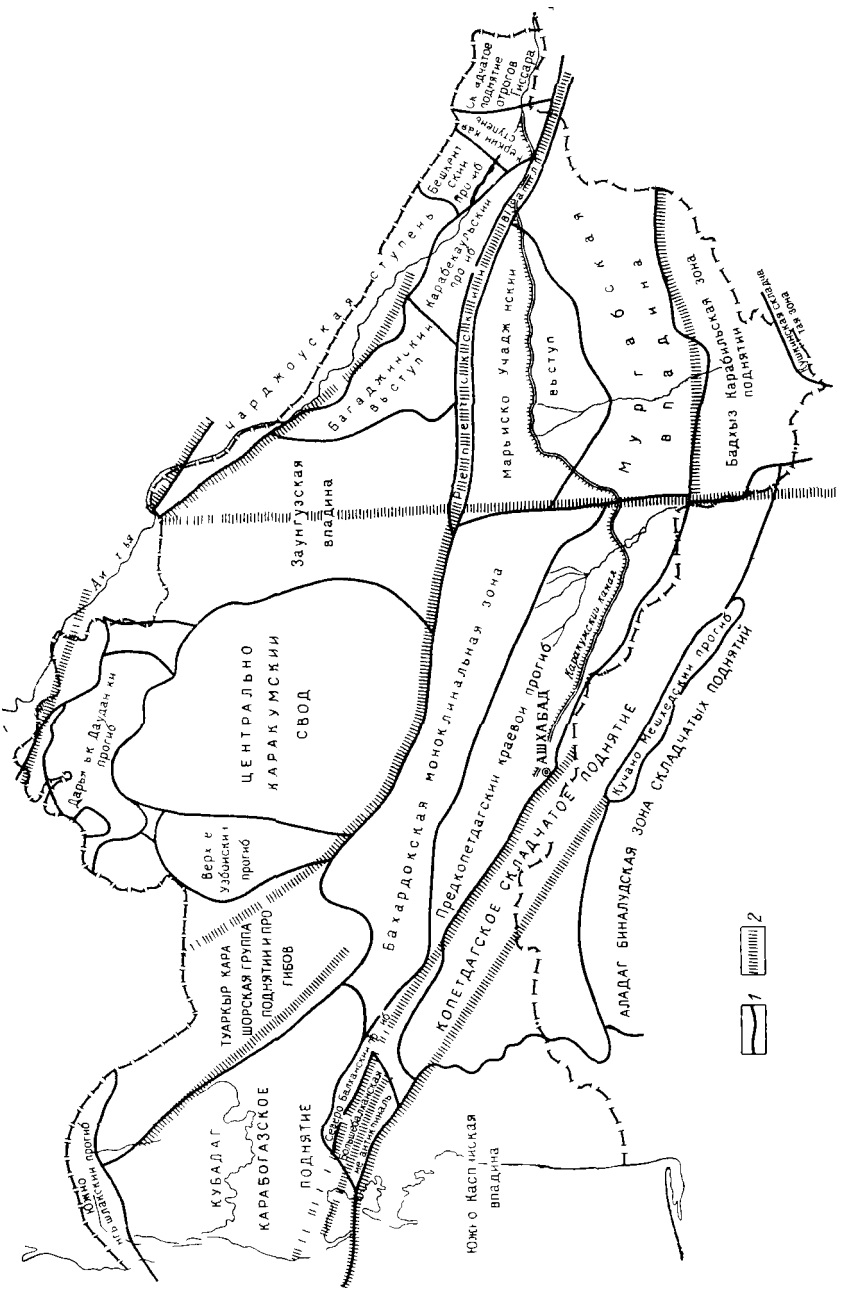


Рис 14 Основные тектонические элементы Туркменистана (составители Л. Н. Смирнов, А. Алланов, Ф А. Арест, С. П Вальбе, А В Глазунова, А Н Давыдов, Г И Морозов, О М Панасенко, Э И Птушкин, Е Д. Чуриков, 1987 г.)
1 — границы структурных элементов, *2* — глубинные разломы

Эпигерцинская платформа на территории Туркмении занимает центральные и северные районы. Она включает Центрально-Туркменскую область поднятий, расположенную к северу от нее зону прогибов,

а к югу и востоку Южно-Туркменскую краевую зону. Кроме того выделяется Приамударьинская ступенчатая область.

В состав Центрально-Туркменской области поднятий входят Кубадаг-Карабогазское поднятие, Туаркыр-Карашорская группа поднятий и прогибов, а также Центрально-Каракумский свод. Отличительными особенностями области являются сравнительно высокое залегание фундамента платформы (от 0 до 5 *км* от поверхности) и преобладание в составе последнего изверженных пород кислого состава. В пределах Кубадаг-Карабогазского поднятия могут быть выделены Карабогазский свод с Красноводским и Чильмамедкумским склонами, Красноводская внутриплатформенная впадина и Кубадагский платформенный выступ.

Туаркыр-Капланкырская группа включает Туаркырский вал, Майрамелойский прогиб, Кумсебшенское поднятие, Дахлинский прогиб, Учтаганский прогиб, Карашорский вал, Сарыкамышский выступ, Зенгибабинскую седловину, Верхнеузбойский прогиб, Ортакуинскую впадину, Кугенекскую седловину и Куйминскую впадину. В центральной части Каракумского свода обособляется Зиагли-Дарвазинское куполовидное поднятие.

Северная зона прогибов входит в состав Южно-Мангышлакско-Заунгузской зоны погружений, которая на территорию Туркмении заходит лишь частично. Примечательно, что развитые здесь прогибы и впадины образуют вытянутую субширотно систему, а также что отделены они друг от друга седловинами и поднятиями близкого к меридиональному простирания.

Основными элементами зоны являются Южно-Мангышлакский прогиб, Улькенсорская седловина, Дарьялык-Дауданский прогиб, Тахта-Хивинская седловина и Заунгузская впадина. В западной части последней выделяются Балкуинский прогиб, Ачакское поднятие, Кирпичлинский вал и Илимский прогиб, а в восточной — Кошуйский и Восточно-Узбойский валы, Измаильский прогиб, Кошкудукская седловина, Чалчанакский прогиб, Багаджинский вал и Малайское поднятие.

Характерными чертами Южно-Туркменской краевой зоны являются наибольшие мощности осадочного чехла и закономерное разрастание полноты и мощности разреза пород в южном направлении, в сторону альпийской геосинклинальной области. В центральной части зоны развита обширная Бахардокская моноклиналь, а на востоке — Репетекский вал, Марыйско-Учаджинский выступ, Мургабская впадина, северная зона прогибов, Бадхыз-Карабильская зона поднятий, Керкинская ступень, Карабекаульский и Бешкентский прогибы.

Важнейшей отличительной особенностью Приамударьинской ступенчато-моноклинальной области является развитие субширотных моноклиналей ступенчато по глубинным разломам опущенных в южном направлении от Центрально-Кызылкумской области поднятий. В пределах Туркмении располагается лишь Чарджоуская ступень. В ее составе выделяются Султансанджарский, Гугуртли-Учкырский и Денгизкульский валы, а также Чарджоуское и Сундуклинское поднятия.

Эпиплатформенная орогеническая область в пределах Туркмении занимает крайний южный и юго-восточные районы, соответственно Кушкинскую складчатую зону и отроги складчатого поднятия Гиссара. Характерной чертой этих элементов, как и всей области в целом, является то, что в неогеновое и четвертичное время этот ранее стабилизированный участок земной коры претерпел контрастные эпейрогенические движения.

СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМИЧНОСТИ

Сейсмическая активность различных регионов Туркмении находится в тесной связи с историей тектонического развития республики. Она четко увязывается с естественным гравимагнитным полем. Наибольшей сейсмичностью обладает область альпийского геосинклинального развития. В этой области как на территории Туркмении, так и в прилегающих районах Ирана и Афганистана на современном этапе наблюдались разрушительные землетрясения силой IX баллов и более. Западные отроги Гиссара, район к востоку от Кушки, претерпевшие активные тектонические движения в неоген-четвертичное время, обладают сопоставимой сейсмичностью.

Платформенная область подразделяется на две части: Северо-Западную Туркмению, относящуюся к району повышенной сейсмичности, и Центральную и Восточную, относящиеся к зонам низкой сейсмической активности.

Эпицентры крупных землетрясений приурочиваются к зонам глубинных разломов, имеющим северо-западное простирание, особенно на участках сочленения их с разрывными дизъюнктивными нарушениями других направлений. Д. М. Мильштейн и др. (1967) на основании обобщения геофизических, геологических, макросейсмических данных и материалов многолетних инструментальных сейсмологических наблюдений выделили на территории Туркмении пять зон, отличающихся по степени сейсмической активности:

IX-бальную, занимающую два основных сейсмических района — Красноводский и Ашхабадский;

VIII-бальную, расположенную между Красноводским и Ашхабадским сейсмическими районами и окаймляющую IX-бальную зону;

VII-бальную, охватывающую участки Предкопетдагского прогиба, изгибающуюся вдоль р. Теджен и уходящую на территорию Восточного Ирана и Афганистана. Эта же зона располагается в Западной Туркмении, окаймляя центральную часть с VI-бальной сейсмичностью;

VI-бальную, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток и за Тедженом резко поворачивающую к югу.

Восточная и Северо-Восточная Туркмения отнесена к области с низкой сейсмической активностью.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Формирование рельефа было предопределено сложной и различной для разных частей территории Туркмении историей геологического развития. Для равнинной платформенной части оно происходило в условиях сравнительно спокойных эпейрогенических движений преимущественно отрицательного знака, а для горно-складчатых — интенсивных положительных движений.

Начало формирования рельефа относится к раннему миоцену. Дальнейшее его развитие происходило унаследованно, сохраняя для главных элементов определенную направленность до настоящего времени.

В результате совокупной деятельности эндогенных и экзогенных рельефообразующих факторов в пределах рассматриваемого региона получили развитие первичные денудационные, аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные типы рельефа разного возраста, форм и размеров, поверхность большинства которых осложнена вторичными эоловыми процессами.

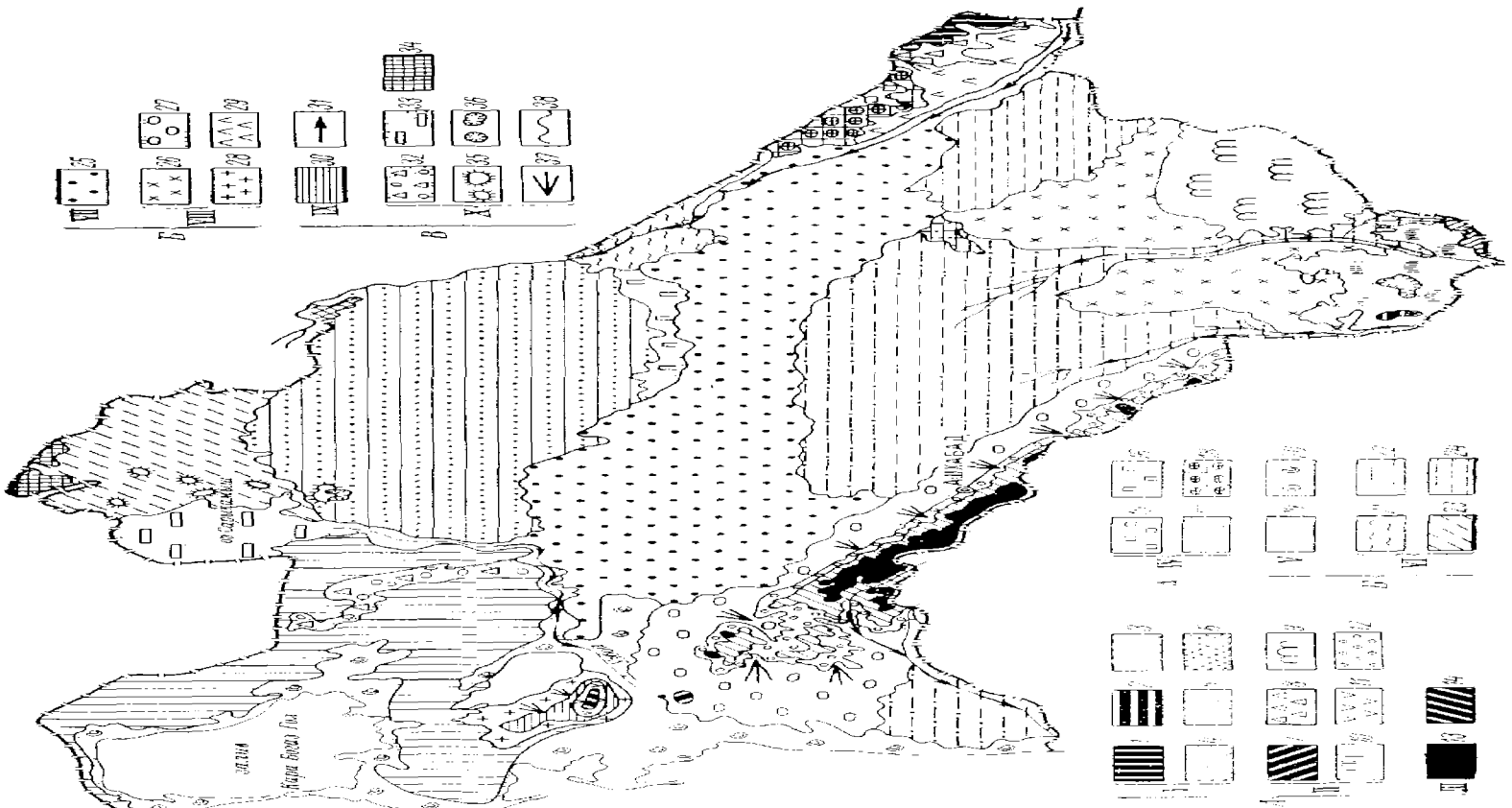

Б
В
Г
Д
Е
Ж
З
И
К
Л
М
Н
О
П
Р
С
Т
У
Ф
Х
Ц
Ч
Ш
Щ
Э
Ю
Я
Аджигол
Залив Белого Глаз

Рис. 15. Схематическая геоморфологическая карта Туркменской ССР (составил Г. Бердыев, 1969 г.)

Районы преобладающего развития денудационных типов рельефа

Денудационные типы рельефа развиты в областях преобладающего сноса: в горах и на возвышенных платообразных равнинах (рис. 15).

Кугитанг-Гаурдак. Характерной особенностью рельефа является соответствие структур основным орографическим единицам. Формирование рельефа происходило в результате проявления нескольких фаз альпийского тектогенеза и последующих эрозий.

Наиболее широко распространен куэстовый рельеф, сформированный на моноклинально залегающих мезозойских и палеогеновых песчаниках и известняках. Выделяется три типа куэст, располагающихся на различных гипсометрических уровнях и выработанных в различных по составу отложениях. Наиболее высокой является куэста хребта Кугитангтау (3157 *м*). Куэсты второго типа располагаются на высотах от 600 до 1200 *м*, а третьего 400—600 *м*.

Обособленные грядообразные возвышенности Кундалянтау, Керкитау, Ранги-Балан и др. отвечают антиклиналям погружающейся складчатой системы Гиссара.

Копет-Даг Копет-Даг отличается ярусностью. В его рельефе насчитывается до восьми поверхностей выравнивания, каждая из которых соответствует определенному этапу развития гор и характеризуется своеобразными морфологическими чертами (Палиенко, 1963).

Наиболее высокий (1900—2900 *м*) первый ярус рельефа — «Ризская» поверхность (Резанов, 1959) — представляет собой холмистое плато с мягкими сглаженными формами и обрамляется уступом высотой более 1000 *м*. Образовалось плато, возможно, еще в олигоценовое время.

Второй ярус (1400—1900 *м*) располагается почти целиком в пределах Центрального Копет-Дага, характеризуется холмисто-увалистыми водораздельными поверхностями, крутыми изрезанными ущельями и склонами.

Третий ярус составляют плато Коштамыр-Палызанской и Караульской поверхностей и Передовой хребет. Плато характеризуется сглаженными формами рельефа. Эрозионно-тектонический рельеф Передового хребта имеет куэстовое строение. Образование этого яруса рельефа относится к позднему плиоцену.

Четвертый ярус (600—1200 *м*) состоит из возвышенностей, образованных на месте «бронированных» синклиналей плотными неогеновыми песчаниками, известняками и конгломератами, и долинных понижений, созданных на месте антиклиналей, сложенных палеогеновыми глинами. Уровни возвышенностей увязываются с верхнеплиоценовой поверхностью Коштамырского цикла.

Рельеф пятого яруса (400—600 *м*) характеризуется адыровыми и бедлендовыми формами, хорошо выраженными в Западном Копет-Даге. Бедлендовый глубоко расчлененный рельеф развит на верхнемеловых и палеогеновых глинах, сформировался он скорее всего в период позднего плиоцена—раннечетвертичного времени. Адыровый рельеф, оконтуривающий бедленд, куэсты и инверсионные возвышенности, выработан преимущественно в глинах палеогена и отличается от бедленда меньшей глубиной расчленения и более сглаженными формами.

Частью рельефа шестого яруса, широко распространенного в Западном Копет-Даге и в северных его предгорьях, является Ходжакалинская поверхность (200—400 *м*). Здесь развит преимущественно эрозионно-тектонический рельеф на дислоцированных породах палеогена и неогена, а также на пролювиальных нижнечетвертичных отложениях.

Холмисто-грядовый рельеф сильно расчленен долинами, днища которых сливаются с более молодой среднечетвертичной поверхностью седьмого яруса рельефа. Седьмой и восьмой ярусы, образованные уже слабо расчлененными аккумулятивными равнинами предгорий, относятся к другому типу рельефа и описаны ниже.

Малый Балхан. Малый Балхан является северо-западным отрогом Копет-Дага. Денудационный холмисто-увалистый рельеф древних поверхностей выравнивания (более 600 *м*) приурочен к водораздельному гребню, вытянутому соответственно простиранию складок. Формирование его, по мнению В. А. Растворовой (1958), происходило в акчагыльское время. Холмы и увалы имеют мягкие очертания, разделены широкими и плоскими долинами, выполненными рыхлыми отложениями.

Северный крутой склон Малого Балхана, выработанный в известняках и песчаниках мела, характеризуется глубоко расчлененным эрозионно-тектоническим рельефом. Южный пологий склон по рельефу разнообразен. Здесь отмечается наличие скульптурно-моноклинально-грядового рельефа, на более низких уровнях эрозионно-тектонического адырового рельефа, а подножие хребта несет следы абрадирующего воздействия хвалынского моря. Абразионный уступ четко прослеживается в западной части и занимает интервал +20 *м*.

Большой Балхан. Большой Балхан при сравнительно небольших абсолютных отметках (1880 *м*) образует относительно высокое горное сооружение благодаря низким (до 0 *м*) абсолютным отметкам окружающих равнин.

Денудационный рельеф волнистой поверхности выравнивания имеет абсолютные отметки 900—1800 *м*. Северный известняковый склон резко расчленен глубокими ущельями на гряды с плоскими гребнями. В генетическом отношении рельеф относится к эрозионно-тектоническому типу.

Эрозионно-тектонический среднеплиоценовый холмистый рельеф осевой части антиклинали выработан в юрских отложениях. В пределах ядра антиклинали (480—530 *м*) распространены остаицы слабонаклонной апшеронской поверхности. Структурный куэстово-грядовый рельеф Кошагырско-Огланлинской гряды сформировался на моноклинально залегающих бронированных породах. Формирование рельефа Большого Балхана, возможно, происходило в среднеплиоценовое время.

Бадхыз. В пределах возвышенности Бадхыз выделяются два района, различных по гипсометрии и морфологии. Западный Бадхыз, занимая высоты от 600 до 1200 *м*, относится к области восточного погружения альпийской складчатой системы Копетдагского мегантиклинория. Характерной его особенностью является несоответствие направлений орографических элементов тектоническим, которые пересекаются почти под прямым углом.

Для этой части Бадхыза характерны куэстовые гряды, приуроченные к разным уровням и выходам разных пород. Наиболее высокую куэсту с относительными превышениями 800—600 *м* образуют маастрихтские известняки, следующую (100—400 *м*) — бухарские известняки. Наиболее низкая куэста хребта Пограничного возвышается на 80—40 *м*. Склоны куэст расчленены системой долин.

Восточный Бадхыз имеет более спокойный рельеф, сформированный в постплиоценовое время после отложения мощных толщ тахтинской (верхнеплиоценовой) свиты. Легко разрушаемые алевритовые породы во многом способствовали морфологическому отличию этого района от описанного. Хребты Дузенкыр, Ахат-Кая, Кеиккыр характеризуются уплощенными вершинами. Наибольший из них Дузенкыр

с относительным возвышением на 100—150 *м* соответствует антиклинальной складке. Формирование возвышенности увязывается с раннечетвертичным временем.

Для Бадхыза характерно наличие огромных бессточных котловин, возникновение которых обязано совокупности эоловых, эрозионных, хемогенных и других факторов. Наличие густой сети глубоких эрозионных долин, особенно по левобережью р. Кушки, и обусловило развитие холмисто-грядового рельефа.

Севернее Бадхыза располагается ряд останцов, сложенных неогеновыми отложениями и покрытых карбонатной корой. Они располагаются на высотах 550—650 *м* и представляют собой холмы мягких очертаний с выположенной вершиной и выпуклыми склонами. Отчленение останцовых возвышенностей произошло уже в четвертичный период.

Эрозионный рельеф междуречья Кушки и Кашан осложнен многочисленными грядами, разделенными узкими крутостенными долинами.

Карабиль. Возвышенность Карабиль (480—980 *м*) пересечена эрозионными долинами. Рельеф ее создан в четвертичное время в результате активной эрозионной деятельности при определяющей роли новейших тектонических движений.

Долины северного склона были заложены в начале среднечетвертичного времени, а южного — позднечетвертичного. Долины северного склона слабо выражены в рельефе, осложнены эоловыми и просадочно суффозионными формами. Долины южного склона глубокие (180—200 *м*), резко выражены в рельефе. Водораздел возвышенности, занимая высоты 800—980 *м*, имеет пологоволнистую поверхность, осложненную котловинами и древними долинами. На западном склоне широко развиты короткие долины с подвешенными устьями.

Плато Северо-Западной Туркмении. Красноводское, Янаельское, Кызылкупское и часть Устюртского плато представляют собой неравномерно приподнятые равнинные поверхности с абсолютными высотами 380—160 *м*, и только западная часть Янаельского плато снижается до 80—50 *м*.

Основным фактором, сформировавшим современный морфологический облик пустынных плато, являются процессы аридной денудации. Рельеф поверхностей тесно связан с геологическим строением.

Самой древней является более высокая (380—250 *м*) миоценовая структурно-денудационная равнина Устюрта, приуроченная к периклинальной части Туаркырской антиклинали и ее северному и восточному крыльям. Рельеф поверхности плато представляет собой пластовую равнину на нижнесарматских известняках. На севере и востоке равнина осложнена густой сетью эрозионных ложбин, базисом эрозии для которых служит расположенная гипсометрически ниже поверхность (160—240 *м*) послепонтической структурно-денудационной равнины, занимающей северную прикарабогазскую часть плато Устюрт. Для равнины типичны многочисленные структурно-денудационные уступы, плосковерхие останцы, сложенные мэотическими и понтическими отложениями, а также крупные денудационные котловины, выработанные чаще всего в сводах антиклиналей.

Структурно-денудационные равнины Красноводского и Янаельского плато были сформированы в позднеплиоценовый этап. Красноводское плато приурочено к одноименной синклинали и представляет собой вогнутую в центре пологоволнистую равнину, сформированную на акчагыльских известняках, оно занимает высоты 160—270 *м*.

Янаельское плато, выработанное в известняках датского яруса, слагающего северное крыло Кемальской антиклинали и ее перикли-

нальное погружение, представляет собой однообразную, почти плоскую структурно-денудационную равнину с абсолютными высотами 200—180 *м*. Она слабо наклонена в сторону залива Кара-Богаз-Гол. Над поверхностью ее возвышаются останцы миоценового плато.

Современный рельеф равнин был сформирован в основном после регрессии акчагыльского моря, когда Красноводское плато вступило в этап континентального развития, а в пределах Янаельского плато в связи с изменением базиса эрозии усиливались процессы денудации. В пределах Кызылкупского и в северной части Янаельского плато на абсолютных отметках 50—180 *м* структурно-денудационный рельеф был сформирован в послемиоценовое время. Морфологически — это пологонаклонная равнина, расчлененная в северо-восточной части Янаельского плато густой сетью оврагов. Кызылкупское плато расчленено очень слабо. В окраинных частях плато развиты крупные замкнутые понижения с обращенным структурно-денудационным рельефом. Самые крупные из них Туаркырское, Кемаль-Узбойское понижения, а также Карашорская, Кумсебшенская и Кошобинская впадины сформированы процессами денудации в сводовых частях одноименных антиклиналей, разрушенные крылья которых служат естественными границами впадин. Их заложение относится к доакчагыльскому времени. Позднее они подвергались абразионной обработке позднеплиоценовых и раннечетвертичных бассейнов.

Наиболее сложна морфология Туаркыра, где прослеживаются расположенные почти концентрически внутренняя и внешняя куэстовые гряды. Внешняя, достигающая высоты 100—150 *м*, представлена чинками Бегендзаликыр, Койматдаг и Ирсары-Баба. Ее обрывистый склон выработан в песчано-глинистых отложениях верхнего мела, которые менее устойчивы к процессам денудации, чем бронирующие куэсту известковисто-мергелистые породы миоцена. Внутренняя куэстовая гряда включает чинки Тьесачеран, Гокдере, Друнгра и Огрыдаг. Обрывистый внутренний склон куэсты выработан в песчано-глинистых отложениях нижней юры. В гребнях куэст часто обнажаются плотные мраморовидные известняки датского яруса. Пологое крыло внутренней куэстовой цепи характеризуется куэстовым мезорельефом. Высота вторичных куэст до 10 *м*. Они образованы в основном послеплиоценовой денудацией, включая и эрозию временных водотоков, о чем свидетельствуют многочисленные субсеквентные долины и такыры, формирование которых продолжается до настоящего времени.

Итак, в горных областях, а также в пределах возвышенных платформенных равнин, начиная с миоцена и по настоящее время, основная роль в рельефообразовании отводилась всему комплексу процессов денудации, которые проявлялись на фоне тектонических движений и обусловили ярусность рельефа. При этом каждому ярусу соответствует определенный комплекс отложений, фиксированный в разрезе отложений, выполняющих предгорный и внутриплатформенный прогибы.

Районы преобладающего развития аккумулятивных типов рельефа

Морские равнины

Морские равнины распространены в пределах Западно-Туркменской низменности. За четвертичный период территория ее неоднократно покрывалась морем. Образовавшиеся в результате бакинской и хазарской трансгрессий равнины были затем почти полностью погребены под песчаным материалом хвалынского моря.

В хвалынское время море вплотную подошло к горным сооружениям и поднималось до абсолютных отметок +48 *м*. Склоны Копет-Дага, Большого и Малого Балханов подверглись абразии, в результате чего образовался абразионно-аккумулятивный рельеф, включающий серию береговых валов, аккумулятивных и абразионных террас и уступов.

Береговые валы располагаются параллельно линии моря, что обусловило направление гряд песчаного рельефа массивов Дарфинкум, Кизылкум, Хан-Баагыкум, Октумкум и др.

Амплитуда расчленения равнины достигает 60 *м* при относительной высоте гряд 30—40 *м*. Граница хвалынской морской равнины, переработанной ветром, на западе проходит по изогипсе минус 20 *м*.

Морская аккумулятивная равнина новокаспийского возраста расположена на отметках от —21 до —27 *м* вдоль Каспийского побережья и от —21 до —31 *м* по правобережью Кара-Богаз-Гола. Она была сформирована на отложениях новокаспийского бассейна.

Вдоль Каспийского побережья отмечаются две морские террасы: нижняя солончаковая и верхняя песчаная. Между ними наблюдается абразионный уступ высотой до 1 *м*.

Озерные равнины

Учтаганский прогиб. Учтаганский прогиб с озерно-аккумулятивным рельефом расположен между плато Челюнкыр и Капланкыр и характеризуется наличием трех поверхностей. Самая высокая (210—110 *м*) имеет грядово-останцовый с подчиненным эоловым ячеистым рельеф. Глубина расчленения 40—80 *м*. С востока она оконтурена пологонаклонной песчаной равниной (80—90 *м*), на которой развит грядово-ячеистый рельеф с амплитудой расчленения 20—30 *м*.

Описанные поверхности окаймляются с востока наиболее молодой террасой с отметками +60 *м*, которая через Карашорские ворота заходит в пределы прогиба, сливаясь с раннечетвертичной террасой. Амплитуда эолового рельефа здесь не превышает 5 *м*.

Возраст этих трех уровней определяется соответственно как среднеплиоценовый, позднеплиоценовый и раннечетвертичный.

Сарыкамыш. Сарыкамышская котловина представляет собой обширное плоскодонное понижение, приуроченное к послемиоценовому синклинальному прогибу, и ограничена с востока склоном дельты Амударьи, а с севера, запада и юга уступами плато Устюрт.

На протяжении раннечетвертичного и среднечетвертичного времени через Сарыкамышскую котловину, вероятно, протекала река, выработавшая в Верхнеузбойском коридоре эрозионную ложбину. В позднечетвертичное время начался сток вод Амударьи в Арало-Сарыкамышскую впадину, и большая ее часть была заполнена наносами. В пределах сформировавшейся Сарыкамышской котловины образовался озерный бассейн.

Выделяются четыре стадии стояния Сарыкамыша, которым соответствуют террасы. На отметках +60÷58 *м* расположена озерная терраса доузбойской стадии стояния Сарыкамыша, выработанная в дочетвертичных отложениях и прикрытая маломощными песчаными отложениями. Она развита вдоль юго-восточного борта впадины, фрагменты ее прослеживаются по Верхнеузбойскому коридору.

В южной части впадины и по Верхнеузбойскому коридору на высотах +56÷52 *м* расположена обширная терраса узбойской стадии стояния озера. В связи с осушением Сарыкамышского озера была сформирована терраса послеузбойской стадии с абсолютными отмет-

ками ниже 52 *м*. В пределах Верхнеузбойского коридора ей соответствуют обширные солончаковые днища реликтовых озер.

Все террасы имеют плоскую поверхность и слегка наклонены к центру впадины. Для них характерны галечниковые и песчано-галечниковые береговые валы.

В средние века в связи с прорывом амударьинских вод в Сарыкамыш произошло заполнение озерного бассейна до отметок +50 *м* и возобновился сток по Узбою. В настоящее время в днище Сарыкамышской котловины сохранились обширные солончаки и реликтовые озера.

Аллювиальные равнины

Заунгузские Каракумы. Они представляют собой аллювиально-дельтовую равнину среднеплиоценового времени, которая после осушения подвергалась сильной переработке денудационными процессами. Заунгузские Каракумы приподняты над окружающими равнинами и с трех сторон ограничены уступами, спускающимися к Амударье, Унгузу и Верхнеузбойскому коридору. Равнина слабо наклонена к северо-западу и северу. Абсолютные отметки ее изменяются от 210 до 80 *м*.

По морфологии поверхности здесь выделяются: 1) районы с грядово-останцовым рельефом; 2) районы с холмисто-увалистым рельефом; 3) район пологоволнистой равнины.

Грядово-останцовый и кыровый рельеф развит по южной и западной окраинам Заунгузских Каракумов шириной до 100 *км*. Для зоны кырового рельефа характерно чередование прерывистых гряд, сложенных породами заунгузской свиты, с понижениями, выработанными в тех же отложениях и отделяющими друг от друга две соседние гряды. Денудационная обработка поверхности началась с момента прекращения аккумуляции слагающих равнину пород и сопровождалась формированием эолового рельефа.

Холмисто-увалистый рельеф характеризуется преобладанием крупных песчаных гряд северо-восточного направления длиной 1—3 *км*, высотой 12—15 *м*, в то время как амплитуда расчленения окружающих песков достигает 10 *м*. Цоколь гряд сложен неогеновыми отложениями, образующими древний среднеплиоценовый рельеф, на котором сформировались более молодые эоловые формы равнины.

К северу от зоны холмисто-увалистого рельефа расположена пологоволнистая равнина с эоловым рельефом грядово-ячеистого и ячеисто-грядового типа. Амплитуда расчленения его 5—8 *м* и более. Возраст эоловых форм рельефа позднеплиоценово-четвертичный. К северо-востоку отмечаются целые поля перевеваемых барханных песков, формирование которых продолжается и в настоящее время.

Унгуз. Унгуз протягивается вдоль южного чинка Заунгузских Каракумов, представляя собой серию замкнутых плоскодонных впадин, отделенных друг от друга перемычками с относительной высотой до 20 *м*. Северный ступенчатый чинк достигает высоты 80 *м*. Южный склон выположенный, и уступ его сглажен песчаными отложениями каракумской свиты.

Происхождение впадин Унгуза, по мнению Б. А. Федоровича, эоловое, что полностью подтверждается современной морфологией впадин. Однако, на наш взгляд, первичное заложение Унгуза связано с деятельностью Амударьи, этапы вреза которой обусловили ступенчатость западного и южного чинков Заунгузских Каракумов, а затем произошла эоловая обработка причинковой зоны, уничтожившая следы эрозионной деятельности и создавшая серию замкнутых котловин.

Центральные и Юго-Восточные Каракумы. Они сформированы на аллювиальных отложениях пра-Амударьи, накопление которых происходило в течение ранне- и среднечетвертичного времени. После поворота пра-Амударьи на север в позднечетвертичное и голоценовое время территория подвергалась эоловой переработке, создавшей современный облик пустынного песчаного ландшафта.

Первичный рельеф аллювиальной равнины выражается падением высот с востока на запад от 330 до 23 *м*, наличием субширотных понижений, занятых цепочками такыров, и существованием шоровых котловин старично-озерного типа.

По мнению Б. А. Федоровича, преобладающими ветрами северных румбов, дующими на протяжении года в одном направлении, образуются крупные гряды большой протяженности субмеридионального направления. Гряды разделены котловинами шириной в несколько километров. Котловинно-грядовый рельеф широко распространен в северной Приунгузской полосе Каракумов

Сезонные ветры, дующие в течение года в противоположных направлениях, создают систему перпендикулярных направлению этих ветров форм рельефа. Такими формами являются ячеистые, ячеисто-грядовые и лунковые пески, осложняющие основной котловинно-грядовый рисунок и по ориентировке обычно не совпадающие с направлением крупных гряд.

Барханные пески распространены узкой (2—3 *км*) полосой вдоль южной границы равнины и в радиусе 1—2 *км* вокруг крупных колодцев. Образование их связывается с хозяйственной деятельностью человека. Крупный массив барханных песков площадью до 40 *км*^{2} располагается юго-восточнее оз. Ясхан.

Среди такыров, распространенных в Каракумах, следует различать дефляционные (стратотакыры) и аккумулятивные. Первые образовались путем оголения ветром кровли глинистых пластов каракумской свиты. Поверхность их неровная, бугристая, с небольшими глинистыми останцами. Аккумулятивные такыры имеют гладкую ровную поверхность и образуются в результате сноса глинистых частиц в понижения из прилегающих песков.

Дельтовые равнины р. Амударьи. Присарыкамышская равнина с общим уклоном в сторону Сарыкамышской котловины имеет высоты от 80 до 48 *м*. Монотонность равнины нарушается столовыми останцами миоценового плато Устюрт, возвышающимися над равниной на 50—70 *м*. По морфологическим особенностям здесь выделены восточная (шахмуратская) и западная (декчинская) равнины.

Шахмуратская плоская равнина характеризуется широким развитием такыров, сформированных на верхнечетвертичном аллювии. На ней имеется много оросительных каналов, арыков, валов, дамб и т. п. Возраст равнины позднечетвертичный, поскольку она была сформирована сразу по прекращении осадконакопления шахмуратской дельты.

Декчинская пологоволнистая дельтовая равнина отличается от описанной, кроме волнистости рельефа, значительным развитием эрозионных русел, которые являются следами многочисленных рукавов Амударьи. Для южной ее части характерно осложнение эоловым рельефом, сформированным за счет развевания песчано-алевритовых отложений дельты, вскрытых в бортах русел.

Дельты р. Теджен. Формирование дельтовых равнин р. Теджен началось в позднечетвертичное время, когда воды ее в результате опускания базиса эрозии из-за поворота Амударьи распространились далеко на запад. По возрасту и морфологии выделяется несколько дельт.

Позднечетвертичная дельта представляет собой пологонаклонную к северу и северо-западу равнину, сложенную глинистыми породами, переслаивающимися с песками. Поверхность ее осложнена эоловыми формами рельефа, среди которых преобладают гряды, бугры, барханы и кочковатые пески. Песчаные формы на периферии дельты образуются в основном за счет перевевания елчилекской и каракумской свит. В понижениях между грядами располагаются такыры, соответствующие первичной дельтовой поверхности.

Формирование субаэральной дельты Мургаба начинается также с позднечетвертичного времени и представляет собой полого выпуклую в центральной части наклонную к северу равнину, в окончательной моделировке рельефа которой определяющая роль принадлежит деятельности воды и ветра. Выделяются позднечетвертичная и современная дельты. Позднечетвертичная дельта занимает значительную площадь, сложена песками с прослоями глин.

Морфология поверхности дельты определяется эоловым грядовым рельефом, развитие которого предопределено супесчаным составом отложений. Гряды имеют юго-восточную, северо-западную ориентировку и возвышаются над днищами разделяющих их понижений на 5—6 *м*.

Современные дельты Мургаба занимают значительно меньшую площадь. Сложены они в основном супесями, суглинками и песками и характеризуются широким развитием такырных поверхностей, нарушаемых старыми руслами, останцами древней дельты, каналами ирригационной сети, а в обильно орошаемых районах — шорами.

Дельты североафганских рек. Эти дельты, занимающие северо-восточную часть междуречья Мургаба и Амударьи, имеют слабоволнистую поверхность с уклоном в северо-западном направлении и высотами 200—300 *м*. Сформировались они в позднечетвертичное время. Для центральных частей, где состав отложений более глинистый, характерен плоский выровненный рельеф, а для западной и северо-западной, где развиты песчаные породы, характерны эоловые формы рельефа с отчетливой северо-западной ориентировкой.

Район характеризуется развитием крупных гряд высотой 25—50 *м*. Понижения между ними имеют отчетливый уклон в сторону Обручевской степи. Образование их, вероятно, связано в равной степени с деятельностью эрозионных и эоловых процессов.

Дельты р. Атрек. Они состоят из четырех разновозрастных равнин. Наиболее древняя (Мешедская) образовалась в среднечетвертичное время, о чем свидетельствует налегание Мешедской косослоистой толщи на бакинские отложения. Дельта представляет собой песчаный массив, возвышающийся среди предгорных плоских равнин. Поверхность ее в позднечетвертично-современное время была преобразована ветром, осложнена грядами с расчленением до 70 *м*. Западная часть подвергалась переработке хвалынским морем, что позволяет отнести ее к хвалынской морской равнине.

Более молодые дельты р. Атрек имеют плоскую, преимущественно глинистую поверхность и отличаются друг от друга морфологией и абсолютными высотами. Формирование дельт тесно связано с трансгрессиями и регрессиями Каспийского бассейна.

Атрекско-Сумбарская дельта формировалась в период стояния хвалынского моря у 48-метровой горизонтали, по которой проводится ее граница. Отделена она от расположенной западнее Мессерианской дельты пологим слабо выраженным в рельефе уступом.

Формирование Мессерианской дельты происходило в период новокаспийской трансгрессии. Примерно по нулевой изогипсе наблюда-

ется невысокий уступ, отделяющий эту дельту от более низкой Караджабатырской дельты. Обширные заболоченные поймы Атрека образовались в историческое время.

Пролювиальные равнины

Формирование предгорных равнин находится в прямой связи с интенсивностью денудации горной области. В ярусности аккумулятивного рельефа предгорной полосы отражаются этапы усиления денудации в горах, связанной с обновлением их тектонической активности.

Предгорные равнины Большого Балхана. Эти равнины имеют четыре различных по возрасту и строению уровня. Верхняя поверхность, сложенная кюрянынской свитой, относится к среднеплиоценовому времени и расчленена на отдельные останцы. Среди останцов на более низких уровнях встречаются участки поверхности апшеронского возраста. Обе поверхности сильно расчленены эрозией. Абсолютные высоты их 260—500 *м*.

Ниже 250 *м* располагается пролювиальная равнина со слабым расчленением, сложенная грубообломочным материалом. Формирование ее происходило в период максимально высокого стояния бакинского моря и частично после его отступления за счет сноса материала по долинам выше расположенных площадей.

Наиболее низкую ступень образует позднечетвертично-современная супесчано-глинистая пролювиальная равнина с высотами от +50 *м* до нуля. Поверхность равнины плоская, очень слабо расчлененная, часто с навеянными эоловыми формами. Формирование ее происходило в хвалынское и послехвалынское время.

Предгорные равнины Большого Балхана были неоднократно абрадированы морем, но в рельефе сохранились лишь следы хвалынской трансгрессии. Это песчаные и галечниковые береговые валы, к которым причленяются террасовые уровни шириной не более 1 *км*.

Чильмамедкумы. Формирование Чильмамедкумов связано с пролювиальным сносом с Большого Балхана. Современный облик их создан эоловыми процессами, действовавшими на протяжении всего четвертичного периода, и характеризуется глубоким расчленением, обусловившим грядовый и ячеисто-грядовый типы песчаного рельефа.

О возрасте и генетической основе, послужившей субстратом для образования эолового рельефа, существуют разные мнения. В. В. Буклин относит Чильмамедкумы к верхнеапшеронской континентально-морской равнине. Формирование равнины началось, по данным В. В. Прусова, в верхнем плиоцене и шло в два этапа. В первый этап были сформированы крупные котловины глубиной до 70 *м*. Во второй этап за счет эоловой аккумуляции образовался песчаный рельеф современного облика.

Предгорные равнины Копет-Дага. Эти равнины представляют собой волнистую аккумулятивную поверхность, созданную в раннечетвертичное время холмисто-грядовым рельефом. В Западном Копет-Даге и частично в северных предгорьях она сохранялась в виде плосковерхих холмов и сложена нижнечетвертичным пролювием. Она относится к шестому ярусу рельефа Копет-Дага.

Пролювиальная равнина, созданная в среднечетвертичное время, относится к седьмому ярусу рельефа. Образована она слиянием древних конусов выноса. Поверхность ее волнистая, местами сильно расчлененная оврагами. Ширина от нескольких сотен метров до 10—12 *км*.

Самая молодая из пролювиальных равнин образует восьмой ярус рельефа и широким поясом окружает Копетдагскую горную систему. Она сложена тонкоотмученным глинистым материалом, имеет незначительный уклон, пересечена многочисленными неглубокими руслами временных водотоков. К наиболее низким ее участкам приурочены такыры — глинистые плоские поверхности, местами осложненные суффозионно-карстовыми формами. На западе она достигает 50-километровой ширины.

Предгорная наклонная равнина Паропамиза. Данная равнина в междуречье Мургаба и Теджена, Мургаба и Амударьи протягивается вдоль северных склонов возвышенностей. Сложена она мощной толщей (150—200 *м*) аллювиально-пролювиальных отложений, формирование которых происходило в среднечетвертичное время. На протяжении позднe- и среднечетвертичного времени под влиянием активных процессов эоловой дефляции и аккумуляции поверхность равнины претерпела значительные изменения.

В целом аккумулятивные равнины приурочены к кровле различных по генезису четвертичных отложений. В большинстве случаев отмечается полное совпадение границ последних с геоморфологическими границами. Современный облик рельефа поверхности аккумулятивных равнин образовался в результате воздействия комплекса денудационных процессов, проявившихся наиболее интенсивно с момента прекращения осадконакопления.

Районы развития эрозионно-аккумулятивных типов рельефа

Долина Амударьи. В верхнем течении Амударьи по правому склону долины прослеживаются пойма и две надпойменные террасы. Вторая надпойменная терраса, возвышающаяся над первой на 2—3 *м*, сохранилась лишь участками, имеет пологоволнистую поверхность. Возраст ее позднечетвертичный. Первая надпойменная терраса прослеживается почти сплошной полосой по обоим берегам, возвышаясь над поймой на 0,8—2 *м*. Она расширяется от 400 *м* до 14 *км*. Пойма прослеживается в виде нешироких полос по обоим склонам долины.

Вдоль Заунгузья река имеет типично эрозионную долину глубиной 40—60 *м*. Днище почти полностью занято руслом шириной 2—2,5 *км*, которое подступает то к одному, то к другому берегу. В одних местах оно обмеляется за счет формирования островов, мелей и кос, а в других наоборот, происходит размыв отмелей. Лишь в районе Дульдуль-Атлаган и Тюя-Муюн, где Амударья пересекает тектонические структуры, она образует теснины. Севернее теснины Тюя-Муюн река протекает по крутой излучине и далее образует дельту.

Узбой. Долина Узбоя начинается в 10—12 *км* южнее сел. Кугунек, куда по Верхнеузбойскому понижению заходил залив Сарыкамышского озера в максимальную стадию его стояния. От Кугунека долина направлена к югу, протягиваясь вдоль пологого восточного склона плато Капланкыр. Близ Куртышбаба она резко поворачивает к западу, огибая с юга отроги Устюрта и Большой Балхан.

Большая часть долины выработана в отложениях каракумской свиты и лишь местами в сармате, акчагыле, а в районе колодца Декча в мелу.

В поперечном профиле долины четко прослеживается один террасовый уровень. На различных участках долины в зависимости от состава эродируемых пород терраса имеет то эрозионный, то аккумулятивный характер. Последняя прослеживается близ развалин Куртыш-Баба и далее по долине. По времени формирования терраса связыва-

ется с максимальным уровнем стояния Сарыкамышского озера, так как на севере она постепенно переходит в озерную террасу.

Дальнейший врез и формирование современного русла Узбоя произошли, вероятно, во время средневекового прорыва вод Амударьи. Одним из рукавов дельты Узбоя было русло Актам.

Мургаб. Мургаб приурочен к тектонически подвижной зоне. Большинством исследователей в поперечном профиле долины выделяется пять террасовых уровней. Наиболее древняя пятая терраса прослеживается лишь в верхнем течении реки и возвышается над руслом на 25—40 *м*. Терраса эрозионно-аккумулятивная, цокольная. В цоколе террасы выходят отложения неогена. Четвертая эрозионная терраса возвышается над руслом на 30—40 *м*. Выработана в разновозрастных отложениях неогена, и возможно, пятой террасы. Формирование ее связано со среднечетвертичным временем.

Третья терраса в отличие от первых двух аккумулятивная, возвышается над руслом на 12—9 *м*. Она прослеживается почти повсеместно по долине, сливаясь в нижнем течении с позднечетвертичной дельтой Мургаба. Мощность аллювия террасы 30—40 *м*. Первая и вторая террасы возвышаются над руслом реки на 1—2 и 5—3 *м*. Время их формирования связано с современным этапом развития рельефа.

Теджен. Теджен в пределах советской территории прокладывает свою долину среди резкопересеченного рельефа горных хребтов Копет-Дага и Зюльфагарской горной группы. В поперечном профиле долины по правому ее склону прослеживается шесть террасовых уровней, возвышающихся над руслом на 7, 12, 30, 50, 90 и 130 *м*. Пойма возвышается над руслом на 2 *м*. Вниз по долине относительные превышения террас постепенно уменьшаются и из комплекса террас выпадают верхние. Верхние террасы Теджена эрозионные, сложенные меловыми отложениями, нижние — аккумулятивные.

По соотношению с дельтами Теджена устанавливается раине-, среднечетвертичный возраст для пятой и шестой террас, позднечетвертичный для третьей и четвертой и современный для первой и второй.

Речные долины Копет-Дага. Морфологические особенности речных долин Копет-Дага обусловлены климатом, чередованием пород различной плотности, тектоническим строением и гидрологическим режимом их бассейнов. Гидрологический режим рек неодинаков. Здесь различаются речные долины, сток по которым происходит большую часть года, и сухие долины временных (сезонных) водотоков.

В зависимости от соотношения речных долин с тектоническим строением можно выделить: 1) долины синклинального типа; 2) долины прорыва; 3) долины, приуроченные к тектоническим разломам.

В синклинальных долинах в четвертичное время происходила наиболее активная аккумуляция, сосредоточенная в средней и нижней частях долин. Так, в верховьях рек Сумбар, Чандыр, относящихся к бассейну Атрека, в плотных известняках и песчаниках образованы глубокие, иногда в несколько сотен метров, каньоны. Средняя часть долин, также приуроченная к синклинальному понижению, имеет серию аккумулятивных вложенных террас (пойма, первая и вторая надпойменные). Нижние отрезки долин характеризуются большой шириной, наличием озеровидных расширений, полным комплексом аккумулятивных террас. Террасы соответственно увязываются с дельтами р. Атрек: четвертая с Машадской, третья с Атрекско-Сумбарской, вторая с Мессерианской и первая с Караджабатырской.

Долины смешанного типа отличаются приуроченностью верхних и средних отрезков к синклинальным понижениям, а в нижнем течении образованы долины прорыва. Синклинальная часть долины имеет

большую ширину и относительно выработанный профиль равновесия. К смешанному типу долин относятся Аджи-Дере, Арваз, Чули и др.

Большая часть долин северного стока направлена вкрест простирания складчатых структур. В верховьях это типичные горные реки с бурным течением, порогами, водопадами и перепадами в русле, с преобладанием донной эрозии над боковой. Часто заключены в глубокие теснины и ущелья. Наиболее типичной из этих долин является р. Фирюза. Эрозия преобладает над аккумуляцией.

Долины, приуроченные к разломам, встречаются на отдельных участках перечисленных долин. Они характеризуются прямолинейностью в плане, отвесными склонами, наличием серии террас, отсутствующих вниз и вверх по течению (Гермабская долина, верховья Сумбара и Атрека, Чохрок и др.).

Долины временных водотоков имеют (Кемен-Дере, Гяурли, Гогез, Дивана) обычно две или три надпойменные вложенные террасы. Большую часть долины занимает обычно третья надпойменная терраса. Базисом эрозии для этих долин в разное время являлись различные уровни предгорной равнины.

Таким образом, можно отметить, что в целом формирование рельефа территории происходило в условиях устойчивого пустынного режима при активном воздействии тектонических процессов с преобладанием поднятий в горных областях и опусканий в пределах низменных равнин.

В горных областях аридность климата обусловила широкое распространение особого типа эрозионных форм — сухих долин, созданных эпизодическими потоками, которые в предгорной полосе формировали ряд конусов выноса — миниатюрные субаэральные дельты

В платформенной области деятельность всего комплекса денудационных процессов и в первую очередь пустынных факторов рельефообразования привело к созданию обширных возвышенных и низких равнин с наложенными разнообразными формами эолового рельефа.

Часть II
ВОДОНОСНОСТЬ

Гидрогеологические условия территории Туркмении сложны и многообразны и зависят от геологического строения и физико-географической обстановки.

Резко континентальный климат с большим дефицитом влаги, пустынный облик огромных равнинных пространств с мощным эоловым покровом, обрамленных краевыми частями альпийских горных сооружений, приводят к общей бесточности территории, слабому развитию гидрографической сети и формированию сухих дельт. Вместе с тем совпадение периодов максимальных атмосферных осадков с минимальной испаряемостью обеспечивает пополнение запасов подземных вод за счет инфильтрации осадков на песчаных равнинах, предгорьях, сложенных рыхлыми четвертичными образованиями, и на выходах водопроницаемых дочетвертичных отложений. На такырных площадях и обнаженных водоупорах преобладают процессы испарения, а в горах со значительными уклонами рельефа формируется поверхностный сток. Существенное влияние на ход гидрогеологических процессов оказывает и мелиоративное землепользование.

Геологическое строение, характеризующееся преимущественным развитием осадочных мезозойских и кайнозойских отложений, представленных толщей переслаивания песчаных, глинистых и карбонатных пород общей мощностью от нескольких сотен до нескольких тысяч метров и обладающих различной водопроницаемостью, способствует образованию водоносных горизонтов и комплексов с напорными и грунтовыми водами.

Подземные воды скапливаются в порах и трещинах песков и песчаников, в карстовых пустотах карбонатных и галогенных пород и в зонах тектонических разломов, а толщи глин, плотных известняков, а иногда и галогенных толщ образуют водоупоры. К региональным водоупорам относятся палеогеновые глины и мергели, распространенные почти по всей территории, а в западной части — верхнемеловые карбонатные породы.

Структурно-тектонические особенности территории определили размещение в плане главных гидрогеологических областей и районов первого порядка.

В эпиплатформенной области, состоящей из сложноскладчатого фундамента в основном палеозойских метаморфизованных образований и слабодислоцированного покрова мезозойских и кайнозойских пород, образовались сложные артезианские бассейны платформенного типа. В пределах альпийской геосинклинальной и эпиплатформенной орогенной области юга и крайнего юго-востока Туркмении в глубочайших тектонических депрессиях и краевых прогибах образовались ар-

тезианские бассейны геосинклинального типа с пластовыми подземными водами, а в складчатых горных сооружениях — складчатые области или массивы (бассейны) трещинных вод.

Согласно гидрогеологическому районированию территории СССР Туркмения располагается в трех гидрогеологических областях: большую северную и центральную части занимает Туранская платформенная артезианская область, южную — Копетдагская и Большебалханская мезо-кайнозойская складчатая область с прилегающими артезиан-

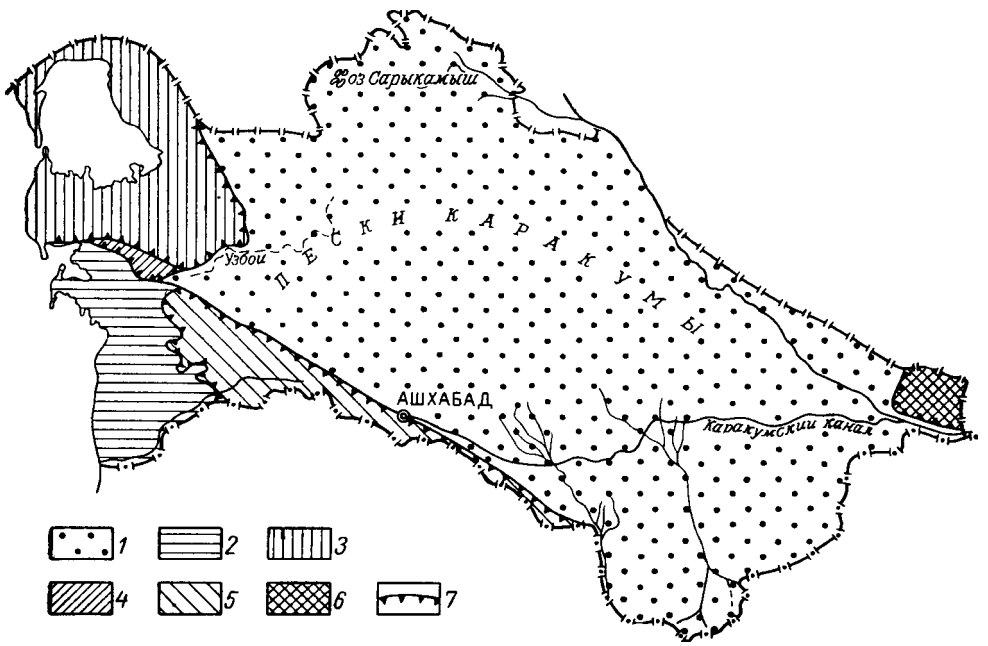


Рис. 16. Схема гидрогеологического районирования территории Туркменской ССР

1 — Каракумский артезианский бассейн, *2* — Западно Туркменский артезианский бассейн, *3* — восточная часть Среднекаспийского артезианского бассейна, *4* — складчатая область Большого Балхана и Куба-Дага, *5* — складчатая область Копет Дага и Малого Балхана; *6* — складчатая область Гиссара (Гаурдак Кугитангский район), *7* — границы между гидрогеологическими районами

скими бассейнами, а на юго-востоке расположена Тяньшанская гидрогеологическая складчатая область.

Указанные области также по структурно-тектоническим признакам разделяются на гидрогеологические структуры первого порядка, а по геолого-структурному и морфологическому признакам в них выделяются районы второго порядка (рис. 16).

В качестве районов первого порядка, по которым в дальнейшем дается описание подземных вод, выделяются: 1) восточная часть Среднекаспийского бассейна (Устюртская система артезианских бассейнов и Туаркырская складчатая зона), разделяющаяся на Ассаке-Ауданский и Красноводско-Южномангышлакский бассейны второго порядка и Туаркырский массив; 2) сложный Каракумский артезианский бассейн, разделяющийся на Сарыкамышский, Заунгузский, Центрально-Каракумский и Бадхыз-Карабильский бассейны второго порядка; 3) Западно-Туркменский артезианский бассейн; складчатые области (массивы трещинных вод): 4) Большебалханская; 5) Копетдагская и 6) Кугитангская.

Ниже приводится описание гидрогеологических условий артезианских бассейнов и складчатых областей первого порядка. Под водонос-

ным горизонтом понимается пласт или совокупность пластов однородных или различных по составу обводненных пород, залегающих между водоупорными породами.

Под водоносным комплексом понимается ряд водоносных горизонтов, разделенных водоупорами, но имеющих гидравлическую связь, общую область питания и разгрузки, сходный химический состав подземных вод и т. п.

К пресным отнесены воды с минерализацией до 1 *г/л*, к солоноватым — от 1 до 10 *г/л*, к соленым 10—30 *г/л*, к рассолам — более 30 *г/л*.

Типы подземных вод по солевому составу выделяются по преобладающим ионам (более 25 *экв* %) в порядке их убывания.

Глава 3

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СРЕДНЕКАСПИЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Среднекаспийский артезианский бассейн представляет собой обширную область, на севере выходящую далеко за пределы территории Туркмении. В пределах республики артезианский бассейн занимает территорию, ограниченную с юга складчатой областью Большого Балхана и Куба-Дага, восточная граница условно проводится по Туаркыру (вдоль восточного склона антиклинали), а в западном направлении артезианский бассейн * уходит под уровень Каспийского моря (рис. 17).

Немногочисленные данные о подземных водах этой части бассейна обобщены в работах М. Г. Дубинина, М. М. Батыршина, Ю. А. Висковского (1962 а, б), Г. Я. Рябчинского, Н. Г. Шевченко (1957, 1959 а, б), К. Н. Иомудского и других.

Артезианский бассейн сложен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Наиболее древними являются условно выделенные породы среднепалеозойского возраста, представленные метаморфическими образованиями видимой мощностью 200 *м*. Выше залегают отложения верхнепалеозойско-триасового комплекса, состоящие из конгломератов, песчаников и аргиллитов суммарной мощностью до 4500 *м*. В разрезе юрских отложений, имеющих мощность около 1000 *м*, преобладают песчано-глинистые породы.

Выше залегают отложения мелового возраста (нижний мел — сеноман), представленные терригенной песчано-глинистой фацией и турон-датскими глинисто-карбонатными породами. Общая мощность меловых отложений около 1000 *м*. Отложения палеогена представлены глинами и мергелями мощностью более 500 *м* (региональный водоупор). В разрезе неогеновых отложений (мощность около 700 *м*) имеются проницаемые известняки и песчаники, водоупорные глинистые и проницаемые (сдренированные), но безводные породы. Суммарная их мощность до 300 *м*.

В разрез четвертичных отложений входят пролювиально-аллювиальные, морские (хазарские и хвалынские) и современные новокаспийские отложения общей мощностью до 300 *м*.

Как видно из приведенных в предыдущем разделе данных, в тек-

* Здесь и далее для краткости будем называть артезианским бассейном часть бассейна, заходящую на территорию Туркмении.

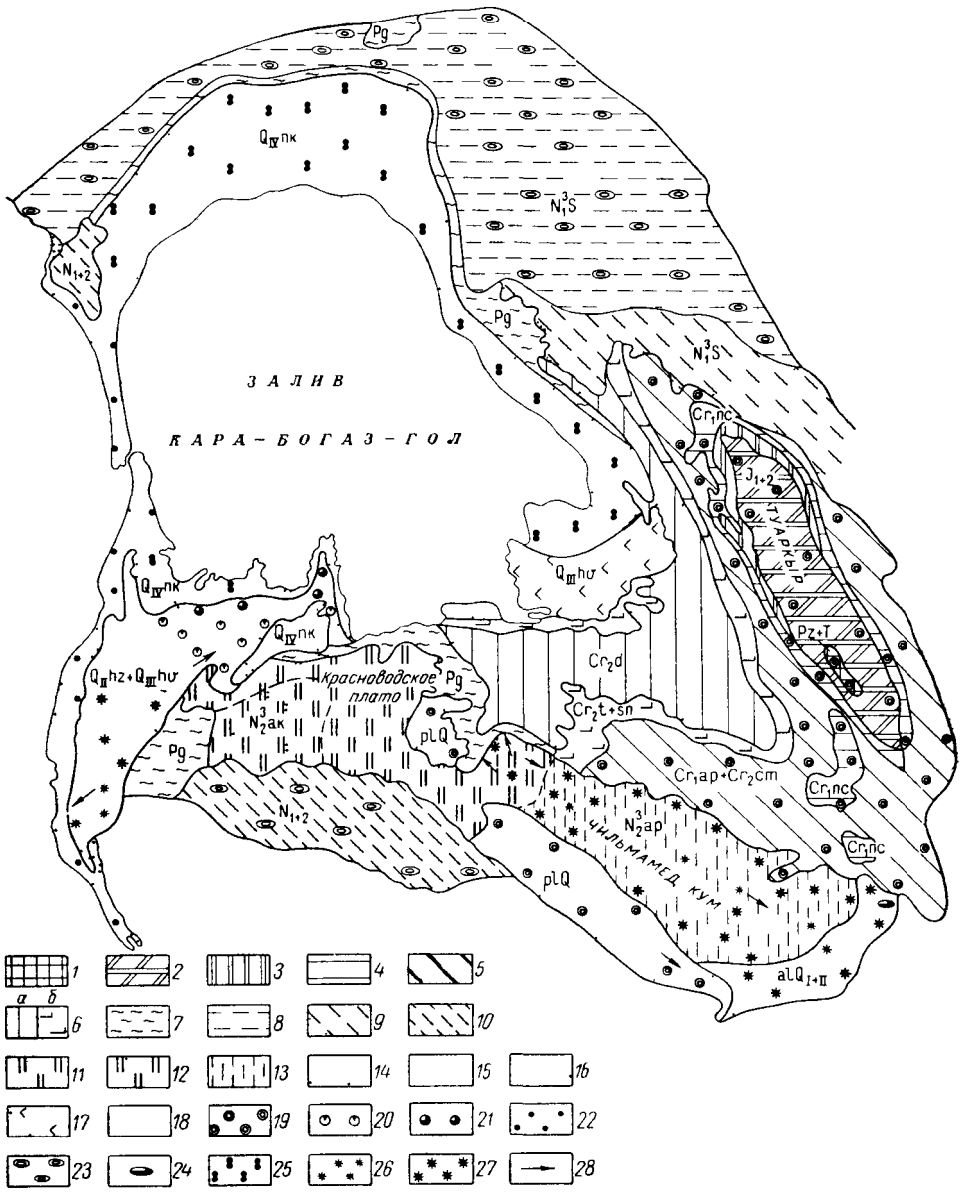


Рис 17 Схематическая гидрогеологическая карта восточной части Среднекаспийского артезианского бассейна

1 — водоносный комплекс верхнепалеозойских и триасовых отложений *2* — водоносный комплекс нижне и средиеюрских отложений *3* — водоносный комплекс верхнеюрских отложений, *4* — водоносный комплекс отложений неокома *5* — водоносный комплекс аптских альбских и сеноманских отложений, *6* — толщи *а* — водопроницаемая но безводная (сдреинированная) туронских сенонских и датских отложений *б* — водоупорная туронских сеноиских и датскнх отложений, *7* — водоупорная толща палеогена *8* — водоносный комплекс средие и верхиемноценовых отложений, *9* — водопроницаемые, но безводные (сдреннрованные) средне и верхниемиоценовые отложения *10* — водоносный комплекс верхиего мноцена — нижиего плиоцеиа *11* — водоносный комплекс акчагыльскнх отложений *12* — водопроницаемые но безводные (сдренированные) акчагыльскне отложения *13* — водоносный комплекс апшеронских отложений *14* — водоносный комплекс иижие и средне четвертичных отложений (каракумская свита) *15* — водоносный комплекс пролювиальных четвертичных отложений *16* — водоносный комплекс хазарских и хвалынских отложений, *17* — водопроницаемые, но безводные (сдреинрованные) хвалынские отложения *18* — водоносный горизонт морскнх новокаспийских отложений *Минерализация подземных вод 19* — воды хлоридные натриевые разной минерализации *20* — воды хлоридные натриевые (10—30 *г/л*) *21* — воды хлоридные натриевые (50—150 *г/л*) *22* — воды хлорндные натриевые (более 150 *г/л*) *23* — воды хлорндио сульфатные натриевые разной минерализации, *24* — воды хлоридио сульфатные натриевые (2—34 *г/л*), *25* — воды хлоридио сульфатные натриевые (50—150 *г/л*) *26* — воды хлорндио сульфатные натриево магниевые (более 150 *г/л*), *27* — воды смешаниого состава (до 1 *г/л*) *28* — направление движеиия подземиых вод первого от поверхиости земли водоносиого комплекса

Таблица 9

Водоносные горизонты и комплексы Среднекаспийского артезианского бассейна

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Верхний палеозой и триас Pz+T	Трещиноватые конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты Мощность 4500 *м*	Верхнепалеозойско-триасовых отложений
Нижняя юра J_1	Глины, углистые сланцы, алевролиты, песчаники Мощность до 50 *м*	Нижне-среднеюрских отложений
Средняя „ J_2	Песчаники, алевролиты, глины, угли Мощность 580—840 *м*	
Верхняя „ J_3	Чередование алевролитов, глин и песчаников Мощность до 85 *м*	Верхнеюрских отложений
Неокомский надъярус Cr_1nc	Глины и глинистые песчаники Мощность до 100 *м*	Отложений неокома
Аптский „ Cr_1ap	Чередование песчанистых глин, алевролитов и крепких песчаников	Аптских, альбских и сеноманских отложений
Альбский „ Cr_1al Сеноманский „ Cr_2cm	Рыхлые и уплотненные песчаники с прослоями глин и алевролитов Мощность 400—800 *м*	
Туронский „ Cr_2t	Песчаники глинистые, известняки, мергели Мощность около 100 *м*	Турон-датских отложений
Сенонский „ Cr_2sn	Мергели, глины и известняки Мощность 60—100 *м*	
Датский „ Cr_2d	Известняки, доломиты Мощность до 50 *м*	
Палеогеновые отложения Pg	Мергели, глины Мощность более 100 *м*	Водоупор
Миоценовые „ N_1^2, N_1^3	Известняки, доломиты, глины. Мощность более 80 *м*	Средне- и верхнемиоценовых отложений
Акчагыльский ярус N_2^3ak	Известняки, песчаники, глины, реже пески Мощность до 200 *м*	Акчагыльских отложений
Апшеронский „ N_2^3ap	Пески различной сортированности с редкими прослоями песчаников Мощность около 100 *м*	Апшеронских отложений

Продолжение табл 9

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Пролювиальные отложения plQ_{I+II}, plQ_{III+IV}	*Галечники, пески, супеси и глины* Мощность до 100 *м*	*Пролювиальных отложений*
Аллювиальные „ (каракумская свита) alQ_{I+II}	Пески разной зернистости с гравием и галькой с прослоями глинистых пород Мощность до 100 *м*	Аллювиальных отложений
Хазарские „ $Q_{III}hz$	Песчаники, известняки, галечники Мощность 50—70 *м*	Хазарских и хвалынских отложений
Хвалынские „ $Q_{III}hv$	Пески, песчаники, галечники Мощность 50—60 *м*	
Новокаспийские „ $Q_{IV}nk$	Пески, илы, соли Мощность до 30 *м*	*Новокаспийских отложений*

тоническом отношении район представляет собой платформенную область, осложненную валами и поднятиями, разделенными впадинами В разрезе, слагающем артезианский бассейн, выделяется ряд водоносных комплексов, водоупорных и проницаемых, но безводных горизонтов (табл 9).

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Водоносный комплекс верхнепалеозойско-триасовых отложений

Верхнепалеозойско-триасовые (Pz+T) отложения обнажаются в ядре Туаркырской антиклинали и вскрыты бурением в районе Кошоба В разрезе преобладают трещиноватые конгломераты, песчаники, аргиллиты и алевролиты Общая их мощность 4500 *м* Почти по всему разрезу отложения обводнены, но изучены они крайне слабо, имеются сведения всего по четырем водопунктам Подземные воды *трещинного* типа залегают на глубине 14—60 *м*

Пополнение запасов подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока. По составу преобладают воды хлоридные натриевые с минерализацией от 3 до 21 *г/л* Наличие соленых вод даже в области питания обусловливается слабой их циркуляцией и, вероятно, удаленностью области разгрузки Ничтожно малое количество подземных вод дренируется подземными выработками и теряется на испарение Расходы воды по источникам до 0,5 *л/сек*

В районе Туаркыра подземные воды не используются в связи с малыми дебитами источников, высокой минерализацией и загрязнением

На Кошобинской структуре пермские и нижнетриасовые отложения вскрыты на глубине около 1000 *м* Предполагается, что в них содержатся соленые и рассольные подземные воды

Подземные воды верхнепалеозойско-триасовых отложений в связи с высокой минерализацией и большой глубиной залегания практического значения для целей водоснабжения не имеют. Возможно, они могут быть использованы как рассолы.

Водоносный комплекс нижне-среднеюрских отложений

Нижне-среднеюрские отложения (J_{1+2}) обнажаются в центральной части Туаркырской антиклинали. Разрез нижнеюрских отложений представлен в основном глинами, переходящими кверху в толщу переслаивающихся глин, углистых сланцев, углей, алевролитов и песчаников общей мощностью не более 50 *м*.

На их размытой поверхности залегают среднеюрские образования, представленные в низах (байос, аален) переслаивающейся толщей песчаников, алевролитов, глин, углистых глин и углей общей мощностью 530—650 *м*. Отложения батского яруса мощностью 100—240 *м* характеризуются более выдержанным по площади чередованием песчаников, алевролитов и глин. В этой части разреза континентальные отложения чередуются с морскими, закономерно сменяя друг друга.

Подземные воды вскрываются на глубине 0—20 *м* и более. Водоносными являются только прослои и линзы песчаников, содержащие порово-пластовые воды с минерализацией 20—30 *г/л*. На участках местных водосборов атмосферных осадков минерализация не превышает 6 *г/л*. По составу преобладают воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Дебиты воды по водопунктам определяются сотыми и десятыми долями литра в секунду. Практическое значение вод из-за малых дебитов и высокой минерализации ничтожно.

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений

Подземные воды содержатся в оксфордских и келловейских отложениях. Породы, содержащие подземные воды, узкой полосой оконтуривают отложения угленосной толщи средней юры и занимают незначительную площадь (см. гидрогеологическую карту). Разрез их представлен чередованием алевролитов, глин и песчаников мощностью до 140 *м*.

Малая площадь выходов верхнеюрских отложений (J_3) и крутое залегание пластов не благоприятствуют инфильтрации атмосферных осадков, поэтому породы мало водообильны, а источники имеют ничточные дебиты (не более 0,01 *л/сек*).

На участках наибольшего водосбора отмечаются колодцы, содержащие солоноватые (1,3—4 *г/л*) хлоридные натриевые воды.

Водоносный комплекс отложений неокома

Водоносный комплекс отложений неокома (Cr_1nc), вероятно, распространен повсеместно, но выходы водоносных пород на поверхность земли имеются лишь на отдельных возвышенностях, где в основном и осуществляется инфильтрационное питание подземных вод за счет атмосферных осадков.

В разрезе толщи главная роль принадлежит глинам и глинистым песчаникам общей мощностью до 160 *м*. Водоносны невыдержанные по мощности и распространению известняки и песчаники. В областях питания подземные воды вскрываются на глубинах до 20 *м*. По удалении от очагов питания глубина до уровня подземных вод возрастает,

и они, вероятно, приобретают напор. Разгрузка подземных вод осуществляется выходами источников и отбором воды из колодцев, расположенных на склонах возвышенностей.

Подземные воды солоноватые и соленые (2,3—23,9 *г/л*). По составу преобладают хлоридно-сульфатные натриевые (см. каталог, № 16, 17, 19). Для водоснабжения они не пригодны. Водообильность пород очень низкая, дебиты водопунктов, как правило, не превышают 0,2 *л/сек*.

В общем балансе подземные воды неокомских отложений играют самую малую роль по сравнению с водами имеющихся здесь других водоносных комплексов.

Водоносный комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений

Комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений ($Cr_1ap+al+Cr_2cm$) в пределах артезианского бассейна имеет повсеместное распространение. Водоносность же отложений изучена преимущественно в области выхода их на поверхность земли и по единичным скважинам, пробуренным в Туаркыре, Чильмамедкумах и на Красноводском полуострове.

В области выходов на поверхность аптских отложений (Туаркыр), представленных частым чередованием песчанистых глин, алевролитов и крепких песчаников, подземные воды сосредоточены преимущественно в трещиноватых песчаниках и вскрыты скважинами на глубинах 50—100 *м*, на юго-западном и северо-восточном склонах Туаркырской антиклинали В области питания они, вероятно, могут быть вскрыты на глубинах 10—20 *м* Бурением в аптских отложениях вскрыты напорные воды (высота напора до 35 *м*). Подземные воды имеют пеструю минерализацию (8—22 *г/л*) и преобладающий хлоридно-сульфатный натриевый состав (см. каталог, № 17, 19).

Водоносные породы аптского яруса обладают слабой водообильностью. Дебиты воды по скважинам не превышают 1 *л/сек* при понижениях до 30 *м*.

Область питания совпадает с площадью выходов отложении на поверхность. Источником питания служат атмосферные осадки, инфильтрующиеся в породы, которые характеризуются слабыми фильтрационными свойствами. Водообмен затруднен, что определяет отсутствие пресных и солоноватых вод.

Альб-сеноманские водоносные отложения в Туаркыре представлены рыхлыми и уплотненными песчаниками с прослоями глин и алевролитов мощностью до 400 *м*. Грунтовые воды на востоке залегают на глубине 0—20 *м*, на западе, в районе Порсыкупского плато, отложения погружаются, и подземные воды, уже напорные, вскрываются на глубинах 165—180 *м* с пьезометрическим уровнем на 90—145 *м* и величиной напора 30—70 *м*, удельные дебиты скважин не превышают 0,1—0,25 *л/сек*. Естественные выходы напорных вод известны вдоль побережья Кара-Богаз-Гола (с дебитом 0,2—0,4 *л/сек*). Воды обычно соленые, до рассолов (5—60 *г/л*), хлоридные натриевые, иногда хлоридно-сульфатные натриевые (см. каталог, № 8, 9, 14, 18 и табл. 10). В области питания, где породы выходят на поверхность, подземные воды имеют меньшую минерализацию, чем в погруженных частях разреза. Пресные и солоноватые воды встречаются в колодцах смешанного инфильтрационного и наливного питания, осуществляемого в весенне-зимние сезоны Летом запасы пресных вод обычно истощаются. Дебиты воды по колодцам составляют 0,1—0,3 *л/сек*. Минерализация из-

Таблица 10

Химический состав подземных вод меловых отложений

№ водопункта (глубина отбора, *м*)	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
16 (80)	Cr_1nc	2,7	*мг/л*	780	100	50	930	770	90
			экв%	78,0	12,0	10,0	60,0	37,0	3,3
19 (425)	Cr_1nc	23,9	То же	7090	730	560	10 000	4970	270
				79,0	9,4	12,0	72,0	26,0	1,2
14 (350)	Cr_1al	16,7	„ „	5382,0	328,0	7,2	9058,0	1824,0	122,0
				86,14	11,62	2,2	85,0	14,2	0,74
15 (245—250)	Cr_2cm	5,77	„ „	1240,0	460,0	270,0	2540,0	1150,0	190,0
				54,3	23,3	22,4	72,4	24,3	3,3
6	Cr_{1+2}	52,7	„ „	1642,0	2540,0	650,0	29 630,0	2730,0	110,0
				79,9	14,2	5,9	93,4	6,4	0,2
18 (352—400)	Cr_1al	4,5	„ „	1400,0	200,0	40,0	1 800,0	940,0	230,0
				84,2	11,0	4,6	68,0	26,9	5,3

меняется от 0,7 до 3,6 *г/л* и более, по химическому составу они очень разнообразны. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока напорных вод из нижележащих водоносных горизонтов

Высокая минерализация вод апт-сеноманской толщи, значительная глубина залегания и низкие дебиты водопунктов характеризуют их как малоперспективные для использования в целях водоснабжения

В Чильмамедкумах подземные воды отдельными скважинами вскрыты в сеноманских, альбских и аптских отложениях Вероятно, воды отдельных горизонтов гидравлически связаны между собой в единый водоносный комплекс Cr_1ap+Cr_2cm и в зависимости от положения в структуре водоносного слоя могут быть напорными или грунтовыми Глубина залегания их изменяется от 1 до 39 *м*, с уменьшением к центральной части Кемальского солончака

Питание подземных вод осуществляется за счет подземного притока из водоносных неогеновых отложений и за счет инфильтрации атмосферных осадков Воды солоноватые (1,4—5 *г/л*), с глубиной минерализация увеличивается до 5—7 *г/л* (100—120 *м*), а вблизи солончака они соленые и рассольные (36—93 *г/л*) По составу воды хлоридно-сульфатные натриевые и хлоридные натриевые

В Центральных Чильмамедкумах напорные воды из альбских мелкозернистых песчаников вскрыты непосредственно под акчагыльскими глинами на глубине 268,5 *м* Пьезометрический уровень вод установился на глубине 56,5 *м* с напором 212 *м*. Мощность водоносных пород 132 *м* Минерализация воды с глубиной изменяется от 2 до 5 *г/л*, по составу они хлоридно-сульфатные натриевые.

На Гезлиатинской антиклинали под плиоценовыми отложениями в сеноманских песчаниках на глубине 33—163 *м* вскрыты напорные (0,9—95,5 *м*) воды

Минерализация воды изменяется от свода к крыльям складки от 1,2 до 5,8 *г/л*, по составу они хлоридно-сульфатные натриевые В своде отмечается гидравлическая связь вод меловых и акчагыльских отложений

Комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений на Красноводском полуострове имеет повсеместное распространение. Водоносность пород изучена только по нескольким скважинам (Аджигир, Кызылкуп) и выходам источников на побережье Кара-Богаз-Гола.

Разрез представлен слабопроницаемыми глинистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин и песчаников общей мощностью 500—800 *м*. Мощных водоупоров в разрезе нет и отдельные водоносные слои гидравлически связаны между собой. В обнаженной части разреза породы дренированы. Скважинами на глубинах 300—1100 *м* вскрыты трещинные напорные, часто самоизливающиеся подземные воды (высота пьезометрического напора над поверхностью 6—25 *м*). Дебит воды по скважинам колеблется от 0,5 (сеноман) до 2 *л/сек* (альб), а по восходящим источникам не превышает 0,5 *л/сек*.

Воды соленые и рассольные (16—125 *г/л*), по составу хлоридные натриевые и натриево-кальциевые.

В скважинах Кызылкуп и Аджигир отмечено выделение спонтанного газа азотного состава.

Питание подземных вод осуществляется главным образом за счет подземного стока со стороны Большого Балхана, Куба-Дага и Туаркыра, а разгрузка происходит в основном в залив Кара-Богаз-Гол, в борту которого зафиксированы выходы восходящих источников. Практического значения для водоснабжения подземные воды комплекса не имеют.

Водоносный комплекс турон-датских отложений

В пределах Туаркыра весь разрез турон-сенонских отложений представлен водоупорными карбонатными и глинистыми породами, а датские известняки сдренированы. На выходах этих отложении на дневную поверхность располагаются колодцы наливного типа, образованные в результате аккумуляции поверхностного стока в пониженных участках. Запасы и дебиты воды по колодцам находятся в полной зависимости от количества атмосферных осадков, организации своевременного сбора поверхностного стока и не превышают 0,1 *л/сек*. Воды с минерализацией до 1 *г/л* имеют смешанный состав и используются для питья и водопоя.

На Красноводском полуострове комплекс турон-датских отложений (Cr_2t+d) обнажен вдоль побережья Кара-Богаз-Гола, скважинами вскрыт в урочище Кызылкуп и на п-ове Омчалы.

В разрезе преобладают плотные, реже трещиноватые известняки и мергели с прослоями глин, алевролитов и песчаников общей мощностью 100—260 *м*. О водоносности комплекса можно судить по немногочисленным малодебитным (0,03—0,006 *л/сек*) источникам вдоль побережья Кара-Богаз-Гола, вытекающим из датских известняков, вскрытых Кызылкупской скважиной, по соленым (38,2 *г/л*) хлоридным натриевым подземным водам в туронских песчаниках с дебитом 0,013 *л/сек* при понижении 20 *м* и по вскрытым в Омчалы напорным самоизливающимся слабым рассолам хлоридного натриевого состава (68 *г/л*) из сенонских известняков.

Эти данные позволяют предполагать об очень слабой водообильности пород комплекса в целом, спорадическом распространении напорных подземных вод, преимущественно соленых или рассольных хлоридного натриевого состава, для практического использования не пригодных.

Водоносный комплекс средне- и верхнемиоценовых отложений

Водоносные отложения среднего и верхнего миоцена (N_1^{2+3}) распространены только на Красноводском полуострове, в Чильмамедкумах, в Северном Прикарабогазье и Устюрте.

Миоценовые морские отложения, обнажающиеся прерывистой полосой вдоль южного склона горы Кирянын-Кюре и вдоль чинка Красноводского плато, погружаются в северо-западном направлении и в песках Октумкум залегают, вероятно, на значительной глубине (на карте не выделяются).

Подземные воды пластово-трещинного типа содержатся в известняках, песчаниках, мергелях, глинах и конгломератах (мощность до 100 *м*) и питаются за счет атмосферных осадков. Редкие нисходящие источники обычно малодебитны (сотые, реже десятые доли литра в секунду).

Воды соленые (до 18 *г/л*), хлоридно-сульфатные натриевые. Высокая минерализация их обусловлена очень слабой водопроницаемостью, слабым стоком и интенсивным испарением.

На севере Красноводского плато источники газируют. По данным анализа ВСЕГЕИ, растворенные газы содержат 91,3% (объемных) азота и 8,7% углекислоты и сероводорода. Практического значения подземные воды миоценовых отложений не имеют.

В Центральной части Кошобинской мульды на крайнем юго-западе Чильмамедкумов вскрытые скважинами подземные воды приурочены к маломощным прослоям огипсованных песчаников и гипсов, залегающих среди огипсованных глин.

Глубина залегания подземных вод по данным бурения единичных скважин колеблется от 41 до 62,7 *м*. Воды соленые (6,6—16 *г/л*), сульфатно-хлоридного натриевого состава. Водообильность пород не изучена.

В Северном Прикарабогазье и на Устюрте среди толщи миоценовых отложений выделяется два водоносных комплекса: в тортонских и сарматских отложениях. Подземные воды в тортонских отложениях залегают на глубинах обычно не менее 40 *м*, на Устюрте — от 48 до 118 *м*, в районе Чагала-Сорской впадины в зоне их выклинивания 19—33 *м*, а на Кендерли-Каясанском плато — до 50—90 *м*. Водовмещающими породами служат огипсованные мелкооолитовые известняки, переслаивающиеся с глинистыми гипсами, огипсованными мергелями и песчанистыми глинами. Мощность известняков 1—32 *м*, гипсов 0,5—15 *м*, мергелей и глин 2—12 *м*. Полная мощность в зонах выклинивания тортона изменяется от 6 до 52 *м*. С удалением от залива на плато Устюрт вследствие погружения кровли палеогеновых водоупорных глин она возрастает, и скважины глубиной до 150 *м* полностью известняки не вскрыли. Максимальная вскрытая мощность на Устюрте 80—100 *м*. Водообильность тортонских отложений в целом невысокая. Удельные дебиты отдельных водоупоров не превышают несколько сотых долей литра в секунду. В зоне усиленного дренажа в районе Чагала-Сорской впадины дебиты отдельных родников достигают 0,3—1,5 *л/сек*. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подземного притока из вышележащих сарматских отложений.

Дренаж подземных вод осуществляется в Чагала-Сорскую впадину. Уклоны зеркала не превышают 0,002, а на Кендерли-Каясанском плато 0,0005. Минерализация вод изменяется от 6,3 до 22 *г/л*. По хи-

мическому составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием сульфатов и кальция (см. каталог, № 1, 4).

Сарматские отложения водоносны только в районе Северного Прикарабогазья, а в остальной части бассейна они проницаемые, но безводные.

В сарматских отложениях содержатся подземные воды грунтового типа, они вскрываются скважинами и колодцами на глубине 20—65 *м*. Наблюдается закономерное увеличение глубины до воды с юго-востока на северо-запад. Водовмещающими породами служат загипсованные, в значительной степени закарстованные глинистые известняки с подчиненными прослоями глин и мергелей мощностью 1—2 *м*. Мощность водоносного комплекса изменяется от 12 до 43 *м*. Водообильность пород характеризуется удельными дебитами водопунктов от сотых долей до 1 *л/сек*. Воды солоноватые (2—9,3 *г/л*), имеют хлоридный натриевый, хлоридно-сульфатный натриевый и смешанный состав (табл. 11). Минерализация возрастает вместе с увеличением глубины залегания подземных вод.

Таблица 11

Химический состав вод неогеновых отложений

№ водопункта (глубина отбора пробы, воды, *м*)	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
2 (51,7)	N^3_1s	15,26	*мг/л*	3519	779	852	6200	3816	195
			экв/%	57,88	15,12	27,0	67,88	30,58	1,16
3 (60)	N^2_1	6,8	То же	1400	590	220	1630	2870	170
			„ „	56,0	27,0	16,0	42,0	55,0	2,0
11 (40,7)	„	6,64	„ „	1560	510	210	2570	1790	73
				61,2	23,2	15,6	65,3	33,7	1,0
15 (62—71)	N^3_2ak	0,97	„ „	1280	60	10	250	240	220
				77,0	18,0	4,5	45,0	32,0	23,0
21 (65)	N^3_2ap	3,85	„ „	1060	160	100	1450	880	220
				73,0	13,0	14,0	65,0	29,0	6,0

Питание подземных вод осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков по всей площади распространения сарматских отложений, чему благоприятствует значительная закарстованность известняков в зоне аэрации.

Основное направление движения вод северо-западное в сторону Чагала-Сорской впадины, с уклонами зеркала около 0,0018. Разгрузка осуществляется подземным стоком в тортонские отложения.

Водоносный комплекс верхнего миоцена — нижнего — среднего плиоцена (кюрянынская свита)

Отложения кюрянынской свиты (N_{1-2}) обнажаются только на южной окраине Красноводского полуострова (см. гидрогеологическую карту), в остальной части они вскрываются скважинами. Водоносная толща представлена песчанистыми глинами с прослоями и линзами конгломератов, песков и песчаников общей мощностью до 250 *м*. Под-

земные воды заключены в отдельных пластах и иногда обладают напором. Питание их осуществляется за счет подземного стока и инфильтрации атмосферных осадков.

Глинистый состав пород и горизонтальное залегание создают неблагоприятные условия для накопления в них подземных вод хорошего качества со значительными запасами.

Подземные воды вскрыты на глубине более 100 *м*. Воды обычно солоноватые (7—10 *г/л*) хлоридно-сульфатного и хлоридного натриевого состава. Дебиты воды по отдельным водопунктам измеряются десятыми и тысячными долями литра в секунду.

Водоносный комплекс акчагыльских отложений

Водоносность акчагыльских отложений (N_2^3ak) изучена на Красноводском полуострове и в песках Чильмамедкум. На Красноводском полуострове акчагыльские отложения представлены известняками, мергелями, глинами, песками и конгломератами общей мощностью до 100 *м*. Водоупорные глины распространены в приморской низменности и перекрыты водоносными четвертичными отложениями, для которых служат водоупором. На остальной территории преобладают известняки.

Акчагыльские известняки обладают значительной трещиноватостью и водопроницаемостью, но на большой площади безводны (сдренированы). Только на локальных участках, приуроченных к понижениям доакчагыльской поверхности, сложенной палеогеновыми глинами или челекенской плиоценовой толщей, они содержат трещинные воды

Вдоль северо-западного и северного склонов Красноводского плато из акчагыльских отложений выходит несколько источников, а в других местах подземные воды вскрываются колодцами на глубине до 25 *м*. Дебиты водопунктов не превышают 1 *л/сек*, чаще составляют сотые и десятые доли литра в секунду.

Подземные воды солоноватые и соленые (5—15 *г/л*), хлоридно-сульфатного натриевого и кальциевого состава. Питание подземных вод осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсации паров воздуха. Сток подземных вод направлен, вероятно, в сторону погружения отложений. Подземные воды используются для водопоя скота и частично для питья, но чаще всего для технических целей

В западной части Чильмамедкумов акчагыльские отложения представлены пористыми известняками-ракушечниками, оолитовыми известняками, известковистыми песчаниками, в разной степени обогащенными глинистыми прослоями. Карбонатные породы в юго-восточном направлении постепенно замещаются песчаными, а затем глинистыми. В этом же направлении акчагыльские отложения, выходящие на дневную поверхность, на Кошобинском плато и вдоль северной окраины песчаного массива погружаются и мощность их увеличивается от 30 до 300 *м* и более.

В обнаженной части отложений водоносный комплекс, первый от поверхности, содержит грунтовые воды на глубине 25—35 *м*. На остальной территории через многочисленные «окна» в глинах верхней части разреза осуществляется гидравлическая связь их с водами апшеронских отложений.

Питание подземных вод в пределах Кошобинского плато происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет конденсации атмосферной влаги, особенно там, где акчагыльские отложения покрыты толщей эоловых песков на площади около 200 $км^2$.

Величина инфильтрационного питания на Кошобинском плато около 100—120 *л/сек*.

Разгрузка подземных вод осуществляется за счет дренирования в Кошобинскую впадину и подземного стока в сторону Каракумов. Вдоль борта Кошобинской впадины постоянно вытекает около 6 *л/сек* воды.

Подземные воды пресные (до 1,2 *г/л*), в зоне дренажа (Кошобинские источники) 2—5 *г/л*, вероятно, за счет смешения с солеными водами миоценовых отложений. Химический состав вод пестрый.

Одновременно с погружением акчагыльских отложений на юго-восток подземные воды приобретают напор. Глубина залегания кровли напорного водоносного горизонта возрастает от 20 до 174 *м* в Центральных Чильмамедкумах, а величина напора изменяется от 5 до 85 *м*. В этих направлениях меняется и состав водовмещающих пород.

В западной части массива это будут известняки-ракушечники и известковистые песчаники с мощностью водонасыщенной части разреза без глинистых прослоев от 6 до 67 *м* и $K_ф$ до 15 *м/сутки*. В Центральных Чильмамедкумах они представлены мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с плотными глинами, мощностью от 5 до 60 *м*, $K_ф$ до 2,5 *м/сутки*.

Региональным водоупором для водоносного комплекса акчагыльских отложений служат глины нижней части разреза акчагыла, палеогена или мергели верхнего мела. Питание напорных вод происходит за счет атмосферных осадков, а разгрузка — путем подземного стока в Кошобинскую впадину и русло Узбоя.

Общий расход подземных вод через акчагыльские пористые известняки для участка, прилегающего с востока к области питания, оценивается в 115 *л/сек*, что почти соответствует величине инфильтрационного питания атмосферными осадками с площади Кошобинского плато.

Напорные воды Западных Чильмамедкумов пресные (до 1 *г/л*), по составу смешанные, а в Центральных Чильмамедкумах, где условия для водообмена затруднены, солоноватые (от 1,5 до 4,7 *г/л*) хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые или хлоридно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые (см. табл. 11).

Водоносный комплекс апшеронских отложений

Этот первый от поверхности водоносный комплекс со свободной поверхностью зеркала подземных вод обнажается только в Чильмамедкумах. Подземные воды находятся в толще мелкозернистых песков с редкими прослоями глин и вскрываются на глубине 15—83 *м*, увеличивающейся от периферии песчаного массива к центру. Коэффициент фильтрации песков не превышает 0,8—1 *м/сутки*.

Воды апшеронских отложений (N_2^3ар), гидравлически связанные с водами акчагыльских отложений, получают от них основное питание путем подземного притока. Вероятно, часть запасов пополняется за счет конденсации влаги в зоне аэрации.

Разгружаются подземные воды в Кемаль-Узбойское понижение и в песчаные отложения каракумской свиты, слагающие приузбойскую часть Восточных Чильмамедкумов, путем подземного стока. Мощность водоносного комплекса варьирует от 1 *м* по периферии до 70 *м* в центральной части Чильмамедкумов.

Минерализация вод в западной и центральной частях Чильмамедкумов не превышает 1 *г/л*, к периферии она возрастает до 5—10 *г/л*, что может быть объяснено увеличением внутригрунтового испарения и уменьшением глубин залегания воды при приближении их к области разгрузки, слабым в целом оттоком, смешением пресных вод с солеными, развитыми в Северобалханской подгорной равнине. По химическому составу воды пестрые (см. табл. 11).

Водоносные комплексы четвертичных отложений

Четвертичные отложения (Q), содержащие подземные воды, распространены в Чильмамедкумах, на Туаркыре и Красноводском полуострове. Среди четвертичных отложений можно выделить четыре водоносные толщи, связанные с отложениями различных генетических типов.

Водоносный комплекс аллювиальных отложений (каракумская толща) (al Q_{I+II}). Водоносные аллювиальные отложения (каракумская толща) развиты в Приузбойской части Чильмамедкумов. Глубина залегания грунтовых вод 20—50 *м*. Воды содержатся в песках с маломощными прослоями глин, местами с линзовидными прослоями гравия, $K_ф$=9—10 *м/сутки*. Мощность обводненной части разреза 10—60 *м*. Водоупором служат акчагыльские и апшеронские глины и мергели. В каракумскую толщу поступают воды из апшеронских отложений, которые залегают на более высоком гипсометрическом уровне.

Минерализация вод изменяется от 1 до 5 *г/л* и более. Наибольшая минерализация вод (56 *г/л*) отмечается в районе Аджикуинской петли Узбоя, в области слабо дренируемых грунтовых вод. Пресные и слабосолоноватые воды по составу смешанные, соленые — хлоридно-сульфатные натриевые.

Водоносный комплекс пролювиальных отложений (pl Q). Водоносные пролювиальные отложения распространены в юго-восточной части Красноводского плато и вдоль северного склона Большого Балхана. На Красноводском плато они представлены супесями, суглинками с прослоями песка и гравия; мощность 10—12 *м*. Основное питание толщи осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока со стороны Красноводского плато. Воды вскрываются колодцами на глубине до 10 *м*, имеют минерализацию 7—50 *г/л* и хлоридный натриевый состав. Дебиты воды по колодцам ничтожно малы. Минерализация и химический состав вод изменяются в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. Как правило, к концу лета вода в колодцах исчезает. Малая площадь распространения водоносных пролювиальных отложений, слабая их водообильность, высокая минерализация вод определяют их как малоперспективные в отношении использования в народном хозяйстве.

Подземные воды пролювиальных отложений северного склона Большого Балхана изучены очень слабо. Вблизи границы Чильмамедкумов с предгорной равниной воды вскрываются на глубине 25—50 *м*, а у подножия горного массива они залегают на глубине 100 *м*. Подземные воды безнапорные, с общим гидравлическим уклоном к юго-востоку в сторону региональной дрены — долины Узбоя. Водоносные породы представлены песками, супесями, глинами и грубообломочным плохо отсортированным материалом вскрытой мощностью до 20 *м*.

Основным источником питания вод является подземный сток со стороны Большого Балхана, осуществляемый по крупным оврагам и долинам, где обычно вскрываются солоноватые воды. Например,

вблизи Огланлинского «прорыва» воды имеют минерализацию 2—8 *г/л*, а в удалении от них 10—15 *г/л* и более. По составу воды хлоридно-сульфатные натриевые, хлоридные натриево-магниевые и сульфатно-хлоридные натриевые (табл. 12). В связи с большой глубиной залегания и повышенной минерализацией подземные воды используются очень мало.

Таблица 12

Химический состав вод четвертичных отложений

№ водопункта (глубина отбора, *м*)	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
20 (72,47)	PlQ	2,2	*мг/л*	630,0	70,0	50,0	540,0	750,0	250,0
			экв%	79.0	10,0	11,0	44,0	45,0	11,5
12 (21,8)	$Q_{II}hz+$ $+Q_{III}hv$	0,05	То же	220,0	76,0	23,0	278,0	284,0	93,0
				62,8	24,7	12,4	51,3	38,7	9,0
23 (35)	„	4,3	„ „	1 100,0	200,0	120,0	1 294,3	1289,0	292,8
				70,94	14,96	14,1	53,54	39,38	7,08
24 (25)	$Q_{IV}nk$	136,0	„ „	42 165,9	1553,1	5289,6	77 125,0	8024,0	225,7
				78,1	3,3	18,6	92,7	7,1	0,2

Водоносные четвертичные отложения распространены также на Туаркыре, где занимают пониженные разобщенные участки. Представлены они пролювиальными галечниками, озерными засоленными песками и супесями и аллювиальными песками с прослоями суглинков и глин общей мощностью до 15 *м*.

Подземные воды развиты спорадически (поэтому на карте не выделены). Формируются они исключительно за счет инфильтрации поверхностного стока. Вскрываются колодцами, которые постоянно эксплуатируются на протяжении многих лет.

Пригодные для питья воды имеются на небольших участках с ограниченными запасами, которые изменяются в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. В районе колодца Чагыл на площади 1,4 *км*^{2} статические запасы воды с минерализацией до 3 *г/л* составляют 1,2 млн. *м*^{3}.

Уровень подземных вод обычно не превышает 10 *м*, а в бессточных котловинах во время высокого стояния уровня воды выклиниваются на поверхность.

Режим уровня, химического состава и температуры подземных вод находится в прямой зависимости от климатических факторов.

Воды слабосолоноватые (1,4—3 *г/л*) хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого типа. Рассолы (100 *г/л* и более), отмечаемые в котловинах, преимущественно хлоридные натриевые.

Водоносный комплекс морских хазарских и хвалынских отложений ($Q_{II}hz+Q_{III}hv$). Водоносные морские хазарские и хвалынские отложения распространены в западной части Красноводского полуострова. Они представлены переслаивающейся толщей песков, песчаников, песчанистых глин и известняков. Подземные воды в основном безнапорные, залегают на глубине от 5 до 20 *м*. Наиболее высокий их уровень наблюдается на участках, покрытых барханными песками. Отсюда поток грунтовых вод направлен в сторону Каспия и Кара-Богаз-Гола с уклоном 0,001—0,002.

Минерализация подземных вод колеблется от 0,5 до 15 *г/л*. Пресные и солоноватые воды приурочены к участкам, покрытым эоловыми песками, расположенными к западу и северо-западу от понижения, протягивающегося вдоль чинка Красноводского плато. Обычно пресные воды (до 1 *г/л*) окружены солоноватыми (до 2 *г/л*). Суммарная площадь пресных и солоноватых 100 *км*^{2}.

Пестрота состава пород в разрезе создает различные условия фильтрации: для песков $K_ф$=2—4 *м/сутки*, для известняков и песчаников 10—25 *м/сутки*, для песчаников 50 *м/сутки*, для гравийно-галечных отложений 118—165 *м/сутки*. Переход от пресных к соленым водам по площади и вертикали постепенный.

По составу воды с минерализацией до 10 *г/л* обычно смешанные, местами с преобладанием ионов хлора, с более высокой минерализацией — хлоридно-натриевые (см. табл. 12).

Режим подземных вод изучен только в районе, где развиты пресные воды. Наблюдательные водопункты обычно располагались параллельно длинной оси контуров пресных вод. Установлено, что годовая амплитуда колебания уровня вод не превышает 0,2 *м*. На кривой изменения уровня отмечается два слабо выраженных максимума, один из которых приходится на декабрь — январь, а второй совпадает с периодом максимальных температур воздуха (июль — август). Минимальное положение уровня вод наблюдается более продолжительное время, чем максимальное. В многолетнем цикле наблюдается общее снижение уровня вод по всем наблюдательным водопунктам. В многолетнем разрезе при максимальном положении уровня наблюдается постепенное уменьшение минерализации воды и увеличение содержания ионов гидрокарбонатов.

Статические запасы вод с минерализацией до 2 *г/л*, подсчитанные Г. Я. Рябчинским, составляют 0,15 *км*^{3}.

Начиная с 1964 г. в районе линзы пресные воды эксплуатируются. По данным последних восьми лет устанавливается, что в процессе эксплуатации происходит постепенное увеличение минерализации пресных вод за счет поступления соленых вод снизу.

Увеличение минерализации воды находится в прямой зависимости от дебита эксплуатационных скважин. До 1955 г. воду из скважин отбирали периодически, благодаря чему в период остановок происходило снижение уровня соленых вод и в эксплуатационные скважины некоторое время поступала пресная вода. За период с июня 1955 г. по декабрь 1958 г. уровень воды в ближайшей наблюдательной скважине снизился на 6,5 *м*, при этом минерализация воды возросла от 1 до 3 *г/л*.

Пресные воды из Нефеского водозабора подаются по трубопроводу в г. Красноводск, где используются на нефтеперегонном заводе.

Водоносный горизонт морских новокаспийских отложений ($Q_{IV}nk$). Морские новокаспийские отложения прослеживаются узкой полосой вдоль побережья Каспия и на Карабогазских и Красноводской косах. Это разнозернистые, часто глинистые пески с обломками раковин, иногда с линзами глин. К ним приурочены подземные воды со свободной поверхностью и сравнительно неглубоким залеганием уровня (до 5 *м*).

Воды имеют минерализацию более 150 *г/л*, хлоридные натриевые. В прибрежной полосе встречаются скопления пресных вод в виде линз, мощность и размеры которых очень малы. Самая крупная из них на полуострове Тарта (Бурак) имеет площадь 2,5 *км*^{2}, мощность до 5 *м* при минерализации воды 0,5—2,8 *г/л*. По составу воды пестрые, но преобладают хлоридные натриевые (см. табл. 12).

Питание подземных вод идет за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации паров воздуха и подземного стока со стороны массива Октум-Кум. Воды используются для питья.

В лагунных отложениях побережья Кара-Богаз-Гола, представленных разнокристаллическим галитом, содержатся хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые рассолы. Они приурочены к четырем горизонтам. Первый от поверхности горизонт безнапорный, нижележащие — с напором 15—24 *м*. Галит обладает высокой проницаемостью (40—2260 *м/сутки*). Удельный дебит водопунктов достигает 7 *л/сек*.

ДВИЖЕНИЕ И РАЗГРУЗКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Гидродинамические условия артезианского бассейна изучены крайне слабо. Немногочисленные скважины, вскрывшие воды мезозойских отложений в Туаркыре, Порсыкупе и Чильмамедкумах, позволяют наметить только общую схему направления движения и разгрузки подземных вод, области современной инфильтрации атмосферных осадков и создания напоров.

Области создания напоров совпадают с областями выходов этих отложений на дневную поверхность (Куба-Даг, Большой Балхан, Туаркыр и Мангышлак). В областях современной инфильтрации уровни вод в мезозойских отложениях находятся на отметках +400 *м* (Большой Балхан), +230 *м* (Туаркыр). В областях распространения напорных вод +42 *м* (Порсыкупская синклиналь), +164 *м* (склон Туаркыра), +100 *м* (Чильмамедкумы, скв. 14) и т. п. Наблюдается общее падение напоров на запад-северо-запад.

Для нижней части разреза мезозойских отложений очаги открытой разгрузки подземных вод отсутствуют. Воды, циркулирующие в верхней части разреза, имеют местные очаги разгрузки в виде источников, вытекающих вдоль побережья Карабогазского залива и самоизливающихся скважин. Видимо, имеются и скрытые очаги и зоны разгрузки подземных вод, но они еще не выявлены.

Неогеновые отложения не имеют регионального распространения, поэтому на каждом участке, где они водоносны, подземные воды имеют свои очаги разгрузки, к которым в основном направлен сток подземных вод. Так, в Чильмамедкумах общее направление движения подземных вод намечается в сторону долины Узбоя, т. е. на восток-юго-восток. Только в самой северо-западной части массива поток подземных вод направлен в Кошобинскую впадину, где выклинивается в виде источников. Вблизи Кошобинской впадины абсолютные отметки уровня подземных вод составляют +165, +175 *м*, тогда как в юго-восточном направлении они снижаются до 45—50 *м*.

На Красноводском полуострове подземные воды неогеновых отложений имеют общее направление движения на запад и северо-запад. Абсолютные отметки уровня вод колеблются от +128 *м* к северу от Куба-Дага до +47 *м* вблизи чинков Красноводского плато. Основная разгрузка подземных вод идет вдоль западных чинков Красноводского плато. Закрытых очагов разгрузки не установлено.

В Северном Прикарабогазье в отложениях миоцена выделяется несколько водоносных комплексов, воды которых гидравлически связаны между собой. Общее движение подземных вод отмечается в северо-восточном направлении. Абсолютные отметки уровня вблизи Карабогазского залива +129, +219 *м*, а по удалении к северо-востоку они уменьшаются до +93, +65 *м* и т. п. Поток подземных вод движется за пределы территории Туркмении, где располагаются основные очаги разгрузки. Частично воды выклиниваются во впадину Чагала-

Сор, где приток расходуется на испарение. Небольшая часть воды вытекает в бортах Карабогазского залива в виде источников.

В четвертичных отложениях, развитых на Приморской низменности и на северной предгорной равнине Большого Балхана, наблюдаются следующие закономерности в движении подземных вод.

1. На приморской низменности в четвертичных отложениях содержится поток подземных вод с общим региональным уклоном зеркала в сторону Каспийского моря. На общем одностороннем уклоне наблюдаются небольшие повышения зеркала, связанные с местными очагами питания подземных вод за счет инфильтрации и конденсации. Такие повышения приурочены к центральной части песчаного массива Октум-Кум, к участкам распространения линз пресных вод. В деталях на этих участках намечается радиальное растекание потока подземных вод, но оно не нарушает общей закономерности регионального уклона в западном направлении. По самой периферийной северной части приморской низменности поток отклоняется в Карабогазский залив. Разгрузка подземных вод происходит в зону солончаков, расположенных вдоль западного склона Красноводского полуострова, и в Каспийское море. Это подтверждается фактом исчезновения мелких линз пресных вод, существовавших в свое время вдоль морского побережья, а также гидравлическими уклонами потока подземных вод, направленными в сторону Каспия.

2. На предгорной равнине северного склона Большого Балхана поток движется от горной части в сторону песков Чильмамедкумов, где сливается с потоком подземных вод плиоценовых отложений и далее транзитом уходит к области разгрузки — долине Узбоя.

Резюмируя изложенное, можно отметить, что гидродинамическая обстановка в пределах артезианского бассейна крайне сложная.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ

В пределах артезианского бассейна температурные исследования проводились в единичных скважинах на структурах Чагаласор, Северные Каршн, Омчалы и Аджигир (табл. 13).

Таблица 13

Результаты температурных исследований

Площадь	№ скважины	Интервал исследований, *м*	Температура на границе интервала, °С	Средний геотермический градиент, °С/100*м*	Средняя геотермическая ступень, *м*/° С	Температура, °С	
						1000 *м*	2000 *м*
Чагаласор	1	600—3000	60—124,5	2,3	43,5	74	101
Северные Карши	2	1070—1230	58—65	4,4	22,7	55	—
Аджигир	1оп	798—1300	40—61	3,0	33,3	54	—
Омчалы	160	802	На изливе 40	3,0	33,3	—	—

Распределение температур на гипсометрическом срезе 1000 *м* указывает на увеличение их с юга на север от 54 до 74° С. Однако необходимо отметить, что Чагаласорская скважина на глубине 1000 *м* характеризуется очень высокими температурами, больше нигде не встречающимися в пределах платформенной части Туркмении и, возможно, отражает локальные особенности теплового режима этой площади (на-

пример, наличие тектонических нарушений и процессов разгрузки высокотемпературных вод). Температуры, полученные на других площадях, соответствуют фоновым значениям для эпипалеозойской платформы Туркмении. Средний геотермический градиент в районах артезианского бассейна изменяется от 2,3 до 4,4° С/100 *м*, а геотермическая ступень соответственно от 43,5 до 22,7 *м*/°С. Минимальное значение градиента и максимальное геотермической ступени отмечается на Чагаласорской площади, что при наблюдаемых здесь высоких температурах может свидетельствовать о переносе тепла мигрирующими вверх по разрезу водами или газами. На большей части территории градиент изменяется от 3 до 4,4° С/100 *м*, а геотермическая ступень — от 33 до 23 *м*/°С. Отмечается увеличение значений градиента от южного склона Карабогазского свода к центральной его части вместе с повышением гипсометрического положения кровли палеозойских пород Это свидетельствует об определяющем влиянии на температурный режим осадочной толщи геологоструктурного фактора.

Глава 4

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ БОЛЬШОГО БАЛХАНА И КУБА-ДАГА

Складчатая область расположена в западной части Туркмении Она возвышается над Западно-Туркменской низменностью, Чильмамедкумами и Красноводским плато, со всех сторон опоясана предгорной равниной, вследствие чего является водоразделом, обусловливающим распределение подземного стока и создание напоров на север в Среднекаспийский и на юг в Западно-Туркменский артезианский бассейны

Постоянные водотоки в районе отсутствуют, но хорошо развита овражная сеть, по которой осуществляется сток паводковых вод. Преобладают овраги с крутыми уклонами, что обусловливает сток основной массы атмосферных вод в сторону предгорной равнины

Складчатая область Большого Балхана сложена юрскими, меловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. В Куба-Даге юрские и меловые отложения представлены преимущественно трещиноватыми породами с крутым падением, образуют высокие и узкие гребни, что создает неблагоприятные условия для формирования в них подземных вод. Водопроявлений на Куба-Даге не отмечено и породы проницаемые, но безводные.

Характеристика гидрогеологических условий складчатой области Большого Балхана дана П М. Васильевским (1924), И И. Никшичем и В. Н. Огневым (1928), О С. Вяловым (1925) и другими, работы которых не утратили своего значения до настоящего времени Более поздние гидрогеологические исследования в основном детализировали имевшиеся представления. На основании этих материалов в складчатой области Большого Балхана можно выделить ряд водоносных комплексов и горизонтов, а также водоупорных и водопроницаемых, но безводных толщ

С точки зрения возможного использования подземных вод для питьевого и технического водоснабжения они освещены в достаточной степени. Однако такие вопросы, как баланс, гидрохимические, гидротермальные, гидродинамические закономерности обводненной части разреза и режим подземных вод изучены недостаточно.

Таблица 14

Характеристика разреза и водоносные комплексы

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Байосский ярус J_2bj	Аргиллиты с маломощными пропластками песчаников. Мощность более 2500 *м*	Среднеюрских отложений (байос и бат)
Батский ярус J_2bt	Песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов, с линзами углей и углистых глин. Мощность до 2000 *м*	
Келловейский ярус J_3cl	Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки иногда прослои доломитов. Мощность до 400 *м*	Верхнеюрских отложений
Кимеридж-оксфордский ярус J_3cm+ox	Известняки и доломиты. Мощность до 700 *м* (на Куба-Даге до 160 *м*)	
Титонский ярус J_3t	Доломиты, песчаники, конгломераты, глины и гипсы Мощность до 100 *м* (на Куба-Даге до 250 *м*)	Водоупорные, только местами водопроницаемые породы
Неокомский надъярус Cr_1nc	Известняки, доломиты, мергели. Мощность 400 *м* и более	Неокомских отложений
Аптский ярус Cr_1ap	Песчаники с прослоями глин. Мощность 400 *м*	Сеноманских, альбских и аптских отложений
Альбский ярус Cr_1al	Песчаники, сцементированные с маломощными прослоями глин и алевролитов. Мощность 420 *м*	
Сеноманский ярус Cr_2cm	Песчаники, пески, алевролиты с прослоями глин. Мощность 180—215 *м*	
Туронский ярус Cr_2t	Мергели и песчанистые известняки Мощность 3—4 *м*	Датских, сенонских, туронских отложений
Датские и сенонские отложения Cr_2sn-d	Известняки, в низах разреза мергели и песчаники Мощность 230—350 *м*	
Верхний миоцен — средний плиоцен N_{1-2} (кюрянинская свита)	Крупнообломочный материал в виде валунов, глыб известняка и конгломерата. Мощность 10—95 *м*	Водоносный горизонт верхнего миоцена — среднего плиоцена

Продолжение табл. 14

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Верхний плиоцен (акчагыльский и апшеронский ярусы) N_2^3	Ракушечные известняки, детритусовые известковистые песчаники, конгломераты, глины. Мощность 5—30 *м*	Водопроницаемые, но безводные породы верхнего плиоцена
Верхнечетвертичные и современные аллювиально-пролювиальные отложения al—plQ_{III+IV}	Грубообломочные неотсортированные породы. Мощность 100—150 *м*	Водоносный горизонт аллювиальных и пролювиальных четвертичных отложений

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В пределах складчатой области, характеризующейся невысокой обводненностью, в породах содержатся трещинные подземные воды, приуроченные к юрским и меловым отложениям, а поровые воды, связаны с неогеновыми и четвертичными отложениями.

В разрезе юрских отложений выделяется два водоносных комплекса: в среднеюрских (байос и бат) и верхнеюрских (келловей-кимеридж) породах (табл. 14).

Водоносный комплекс среднеюрских отложений (байос и бат)

Среднеюрские отложения (J_2bj+bt) занимают всю центральную самую повышенную часть складчатой области и представлены преимущественно аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников и линзами углей и углистых глин. Общая их мощность превышает 3900 *м*. Большая часть разреза и главным образом верхняя аргиллито-алевритовая представляет собой водоупор. Подземные воды содержатся лишь в прослоях песчаников, заключенных среди непроницаемых пород. С ними связаны высокодебитные источники, каптированные для Джебельского водопровода. Например, кяриз Копчугай, заложенный в этих отложениях, имеет производительность 3,4 *л/сек*. Значительное количество выходов подземных вод приурочено к тектоническим нарушениям, секущим эту толщу. Вытекающие из них нисходящие источники имеют дебиты 0,01—4,2 *л/сек*.

Наблюдения показали, что со временем происходит снижение расходов по источникам. Так, в 1928 г. суммарный расход источников южного склона Большого Балхана составлял 18 *л/сек*, а в 1958 г. снизился до 15,4 *л/сек*.

Среди отложений нижнего байоса водоносны не только прослои песчаников, но и кора выветривания, содержащая грунтовые пресные и солоноватые (0,9—3 *г/л*) воды.

Питание подземных вод водоносного комплекса осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков. Некоторое количество воды поступает подземным стоком из вышележащих водоносных комплексов.

Подземные воды водоносного комплекса пестрые как по составу, так и по минерализации. Пресные воды (до 1 *г/л*) приурочены к зонам тектонических нарушений и к коре выветривания. На основной площади распространения водоносного комплекса воды солоноватые (1—3 *г/л*) и соленые (11—14 *г/л*). Среди пресных вод преобладают

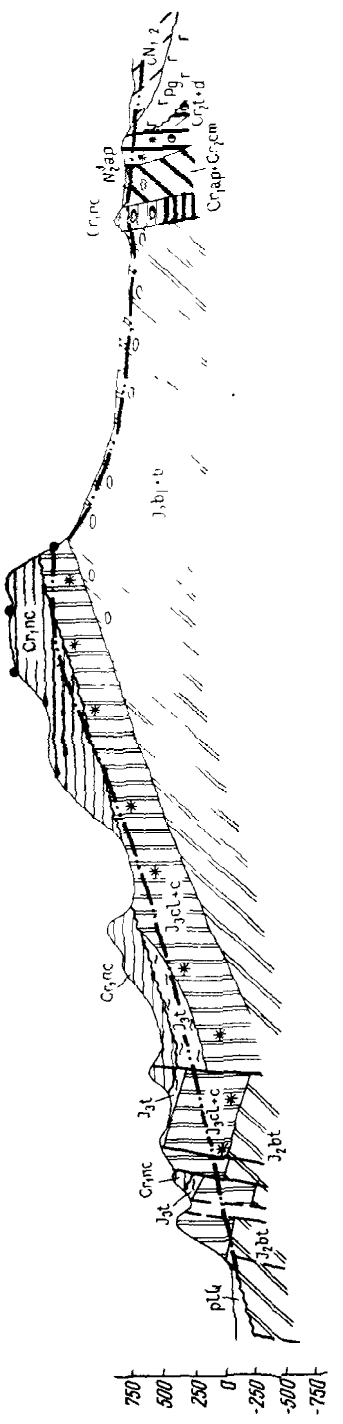


Рис. 18. Схематическая гидрогеологическая карта складчатой области Большого Балхана (составила Н. Г. Шевцова)

1 — водоносный комплекс среднеюрских отложений (байос—бат); *2* — водоносный комплекс верхнеюрских отложений *3* — водоупорная толща титонских отложений, *4* — водоносный комплекс неокомских отложений, *5* — водоносный комплекс апт-сеноманских отложений, *6* — водоносный комплекс турон-датских отложений, *7* — водоупорные отложения палеогена; *8* — водопроницаемый, но безводный комплекс верхнего миоцена — среднего плиоцена; *9* — водопроницаемая, но безводная толща верхнего плиоцена; *10* — водоносный горизонт аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений долин и оврагов; воды. *11* — сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые с минерализацией до 1 *г/л*; *12* — смешанного состава с минерализацией до 1 *г/л*; *13* — хлоридно-сульфатные и сульфатно хлоридные натриевые и магниевые с минерализацией 1—3 *г/л*; *14* — сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 3—10 *г/л*; *15* — хлоридные натриевые с минерализацией 3—10 *г/л*; *16* — смешанные с минерализацией 0,2—3 *г/л*, *17* — границы между водами различной минерализации и химического состава, *18* — статический уровень воды (на разрезе), *19* — тектонические нарушения, гидрогеологическое значение которых не выяснено, *20* — разломы водоносные; *21* — водораздел

сульфатно - гидрокарбонатные кальциевые и натриевые; солоноватые воды сульфатно-хлоридного натриевого и магниевого состава. Соленые воды, изливающиеся из Карачагыльской скважины, хлоридные натриевые, содержащие сероводород. Во время бурения из скважины выделялся газ с дебитом 18 *м*³/*сутки* азотного состава со значительным содержанием углекислоты, небольшой примесью углеводородов с повышенным содержанием гелия (рис. 18, табл. 15).

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений

Толща келловей-кимериджских отложений (J_3cl+c) имеет ограниченное распространение преимущественно на южном склоне складчатой области Большого Балхана. В разрезе преобладают алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки и песчаники общей мощностью около 1000 *м*. Подземные воды приурочены к прослоям *песчаников* и известняков, залегающих среди непроницаемых пород.

Песчаники и известняки келловей-кимериджа характеризуются значительной трещиноватостью, обладают хорошей проницаемостью и содержат подземные воды трещинно-пластового типа. Питание их осуществляется за счет подземного стока из вышележащих водоносных пород (неокомского водоносного комплекса) на благоприятных участках и инфильтрации атмосферных осадков в местах выхода пород на поверхность. С этими отложениями связаны две группы источников: источники, вытекающие из песчани-

Таблица 15

Химический состав вод юрских отложений

№ водопункта	Возраст водовмещающих пород	Температура воды, °С	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
27	I_2bJ	46,5	—	*мг/л*	580,0	160,0	50,0	6240,0	2560,0	370,0
				экв%	94,7	3,4	1,9	74,7	22,7	2,6
30	I_2bt	20,5	0,95	То же	117,9	53,5	34,7	44,8	452,0	303,8
					32,8	48,9	18,3	8,0	60,2	31,8
32	I_2bJ	12,5	1,06	„ „	149,3	370,6	50,3	141,8	225,1	231,8
					52,1	14,8	33,1	32,0	37,5	30,5
26	I_3ox+c	19,6	4,27	„ „	977,5	230,6	150,8	1177,3	1530,7	231,8
					61,8	20,2	18,0	48,2	46,3	5,5
36	I_3cl		0,663	„ „	70,2	64,3	65,7	76,6	264,5	244,0
					26,2	27,5	46,3	18,5	47,2	34,3

ков и содержащие значительное количество сероводорода, и источники, связанные с известняками, в воде которых его не содержится.

Подземные воды водоносного комплекса по составу и минерализации пестрые. По южному склону складчатой области они пресные (0,4—0,7 *г/л*) чаще всего сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава (см. табл. 15, водопункт 36). По северному склону складчатой области, где эти отложения выходят на поверхность узкой полосой (на карте не выделяются), с ними связаны солоноватые (более 3 *г/л*) воды (см. табл. 15, водопункт 26) хлоридно-сульфатного натриевого состава.

В целом водоносный комплекс обладает слабой водообильностью. Дебиты источников, как правило, не превышают 0,5 *л/сек*. Почти все естественные выходы каптированы кяризами и вода их используется для водоснабжения промышленных объектов Западной Туркмении. Часть подземных вод уходит подземным стоком, пополняя запасы грунтовых вод пролювиальных отложений южной предгорной равнины.

Отложения титонского яруса, в разрезе которых преобладают доломиты, глины, гипсы и песчаники мощностью до 100 *м*, являются водоупорной толщей, разделяющей водоносные комплексы келловей-кимериджских и неокомских отложений. Водопроницаемы они, по-видимому, по тектоническим нарушениям и на участках, где имеются проницаемые трещиноватые песчаники, но источников, связанных с этими отложениями, не обнаружено.

Водоносные комплексы меловых отложений

В разрезе меловых отложений выделяется три водоносных комплекса (см. табл. 15).

Водоносный комплекс отложений неокома

Распространение отложений неокома (Cr_1nc) ограничивается преимущественно южным склоном складчатой области. Узкой полосой они оконтуривают с севера водоносный комплекс юрских отложений.

В разрезе отложений неокома преобладают известняки, в меньшей степени распространены доломиты, мергели, мелкозернистые песчаники

и алевролиты. Породы пронизаны трещинами выветривания и разбиты тектоническими нарушениями, на поверхности расчленены густой сетью оврагов.

Основным источником питания подземных вод является инфильтрация атмосферных осадков на участках выхода неокомских пород на поверхность земли. Инфильтрационные воды по трещинам уходят на значительную глубину, образуя бассейн трещинных вод. Разгружаются подземные воды частично в виде подземного стока в пролювиальные отложения предгорной равнины, опоясывающей Большой Балхан со всех сторон, и, вероятно, в более глубокие водоносные комплексы. Естественных выходов подземных вод мало. Приурочены они преимущественно к тектоническим трещинам в области питания, а также к глубоким оврагам. Основное количество источников прослеживается вдоль юго-западного склона Большого Балхана. На остальной части распространения водоносного комплекса подземные воды вскрываются скважинами на глубине до 100 *м*, а местами и глубже.

Минерализация и химический состав подземных вод закономерно изменяются по площади и в разрезе. В области питания подземные воды имеют минерализацию 0,2—1 *г/л*. По химическому составу они пестрые: гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные кальциево-магниевые, натриевые и т. п. (см. табл. 15 и рис. 17). По мере удаления от области питания вдоль северного склона Большого Балхана и на восточном его погружении минерализация подземных вод увеличивается от 3 *г/л* по северному склону до 34 *г/л* на восточном погружении (табл. 16, водопункт 25, см. рис. 18). В соответствии с этим меняется и химический состав подземных вод от сульфатно-хлоридного натриевого до хлоридного натриевого. По скв. 33 наблюдается увеличение минерализации воды и с глубиной от 34 *г/л* на 26 *м* до 67 *г/л* на 130 *м*.

Таблица 16

Химический состав подземных вод нижнемеловых отложений

№ водопункта (глубина отбора пробы, *м*)	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
37	Cr_1b	0,6	*мг/л*	107,2	33,1	36,5	82,3	1230,0	134,2
			экв%	50,1	17,7	32,2	525,4	50,4	23,6
35	Cr_1b	0,4	То же	18,9	77,1	26,4	56,8	108,5	183,0
				12,0	56,3	31,7	23,2	33,0	43,8
25	Cr_1v	3,1	„ „	809,6	134,3	81,5	1 013,1	815,5	274,5
				72,4	13,8	13,8	43,4	47,3	9,3
38	Cr_1h	0,4	„ „	82,6	24,2	18,2	54,9	122,7	134,2
				57,1	19,2	23,7	24,5	40,5	35,0
33	Cr_1v	34,3	„ „	12 650,0	384,0	123,0	18 957,0	2075,0	158,0
(26,1)				94,94	3,32	1,74	92,12	7,44	0,44
33	Cr_1v	67,0	„ „	25 944,0	108,0	41,0	38 659,0	2179,0	158,0
(130)				99,32	0,44	0,24	94,80	3,98	0,22

Температура подземных вод в источниках по сезонам года изменяется от 11 до 20° С. Дебиты воды по источникам не более 0,3 *л/сек*, по кяризам до 7,13 *л/сек* и по скважинам до 10 *л/сек*. Почти вся вода источников и кяризов используется для питья и водопоя.

В складчатой области Большого Балхана водоносный комплекс неокомских отложений по водообильности занимает второе место, а как область питания для глубоко погруженных неокомских, а также пролювиальных отложений предгорной равнины южного склона играет главную роль. Почти вся вода, которая поступает подземным стоком из неокомских отложений в пролювий предгорной равнины, системой водозаборов забирается для питьевого и технического водоснабжения нефтяных объектов Западной Туркмении.

Водоносный комплекс аптских, альбских и сеноманских отложений

Апт-сеноманские отложения (Cr_1ap, Cr_1al, Cr_2cm) выходят на поверхность лишь на северном склоне складчатой области и имеют ограниченное площадное распространение. В разрезе этого комплекса преобладают песчаники различной зернистости и сцементированности суммарной мощностью около 1200 *м*. Водоносность комплекса изучена слабо.

Естественных выходов подземных вод не имеется. Единственным колодцем вскрыты воды в отложениях апта на глубине 3,4 *м*. Вода солоноватая (2,8 *г/л*) хлоридно-сульфатная натриевая с повышенным содержанием магния. Водоносные рыхлые песчаники перекрыты сверху суглинками, которые препятствуют инфильтрации атмосферных осадков, основному источнику питания подземных вод.

Учитывая неблагоприятные условия залегания пород, ограниченную площадь выходов их на поверхность, малое количество выпадающих атмосферных осадков, наличие подземных вод хорошего качества и в большом количестве мало вероятно.

Водоносный комплекс туронских, сенонских и датских отложений

Водоносные известняки, мергели и песчаники турон-датской (Cr_2t, Cr_2d) толщи выходят на поверхность по северному склону Большого Балхана и изучены только по двум скважинам.

В скважине Огланлы подземные воды в сенонских (Cr_2sn) песчаниках вскрыты на глубине 33,4 *м*. Воды солоноватые (1,7 *г/л*) хлоридно-сульфатные магниево-кальциевые, безнапорные. Неглубокое залегание и малая минерализация подземных вод позволяют использовать их в целях водоснабжения.

Вторая скважина вскрыла напорные воды в датских мелоподобных известняках и маастрихт-кампанских мергелях, обладающих слабой водопроницаемостью; пьезометрический уровень установился на глубине 56,5 *м*, высота напора 447,5 *м*. Вода соленая (22 *г/л*) хлоридная натриевая.

Можно предположить, что подземные воды турон-датских отложений северного склона Большого Балхана заслуживают внимания только в районах близкого залегания к поверхности, так как по мере погружения пород от области питания минерализация вод сильно возрастает, а водообильность пород уменьшается, не позволяя рассчитывать на значительные запасы вод.

Водоносный комплекс турон-датских отложений перекрывается водоупорными глинами палеогеновых отложений, которые выходят на поверхность лишь на северном склоне складчатой области в виде разобщенных площадей. Глины палеогена погружаются в северном направлении под более молодые отложения неоген-четвертичного времени.

Водоносные горизонты неогеновых отложений

В пределах складчатой области в разрезе неогеновых отложений выделяется водоносный горизонт верхнего миоцена — среднего плиоцена и горизонт проницаемых, но безводных пород верхнего плиоцена (см. табл. 14).

Водоносный горизонт верхнего миоцена — нижнего и среднего плиоцена (кюрянинская свита)

К востоку от рудника Огланлы отложения кюрянинской свиты (N_{1-2}) обводнены. Комплекс пород здесь представлен линзовидно-переслаивающимися конгломератами, галечниками, рыхлыми песчаниками, песками и песчанистыми глинами. Источником питания является инфильтрация атмосферных осадков, выпадающих на площадях выходов отложений на поверхность и, вероятно, поверхностного стока.

По данным единственного колодца 29, вода залегает на глубине 13,3 *м*. Вскрытая мощность обводненной части разреза 2,5 *м*. Минерализация воды 1,3 *г/л*, по анионам она сульфатная, по катионам — смешанная.

По мере удаления от области питания в сторону северных предгорий Большого Балхана, куда, вероятно, в основном направлен сток подземных вод, минерализация их должна быть значительно выше, чем в колодце 29. На остальной площади распространения породы проницаемые, но подземных вод не содержат (см. рис. 18).

Отложения кюрянинской свиты перекрываются плиоценовыми ракушечными известняками, детритусовыми известковистыми песчаниками, реже конгломератами и глинами мощностью 5—30 *м*, которые обладают хорошей проницаемостью, но воду не содержат.

Водоносный горизонт аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений долин и оврагов

В аллювиально-пролювиальных грубообломочных отложениях крупных долин, оврагов и ущелий Большого Балхана имеется подрусловой поток подземных вод, получающий питание за счет подземной разгрузки вод глубоких горизонтов и частично инфильтрации поверхностного стока и атмосферных осадков. Глубина залегания подземных вод до 10 *м*. Воды пресные.

В пролювиальные отложения Огланлинского «прорыва» разгружаются подземные воды из выветрелых песчано-сланцевых отложений средней юры, верхнеюрских известняков, известняков неокома и песчаников апта и альба.

Установлено, что из Огланлинского «прорыва» по всему фронту потока поступает 3,1 *л/сек* пресной воды. Дебиты воды по скважинам составляют 3—5 *л/сек*. Воды сульфатно-хлоридные натриевые с общей минерализацией до 3 *г/л*.

В долине Даната к пролювиальным отложениям приурочены подземные воды с минерализацией до 1 *г/л*, питание которых происходит за счет подземного стока вод отложений неокома и нижнего бата. Воды залегают на глубине 2—3 *м*. По химическому составу они смешанные. Пресные воды долин и оврагов используются для питья.

Как видно из изложенного, пресные и солоноватые воды четвертичных образований и источников из мезозойских отложений имеют большое значение для водоснабжения промышленных центров и орошения.

Термальные соленые воды и рассолы, содержащие сероводород и специфические микрокомпоненты, представляют большой интерес для бальнеологии.

ДВИЖЕНИЕ, ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Складчатая область в отношении динамики и гидрохимических закономерностей изучена крайне слабо. Это обусловливается тем, что изучение подземных вод складчатой области осуществлялось преимущественно по естественным выходам (источникам и кяризам), которыми освещается только верхняя зона разреза. В осевой части складчатой области пробурено три скважины глубиной 700—1200 *м*.

Складчатая область Большого Балхана и Куба-Дага расположена на границе двух артезианских бассейнов — Среднекаспийского и Западно-Туркменского — и является областью питания для глубокозалегающих водоносных комплексов обоих артезианских бассейнов (северный склон для Среднекаспийского бассейна, южный склон для Западно-Туркменского). Особая роль в питании этого комплекса принадлежит трещиноватым известнякам и доломитам неокома.

Хорошо проницаемые породы неокома обладают достаточными для обеспечения подземного стока уклонами и имеют значительную водосборную область.

Как видно из рис. 18, движение подземных вод происходит преимущественно в двух направлениях: на север и на юг. По-видимому, небольшая часть подземного стока осуществляется и в восточном направлении. В южном направлении подземным стоком трещинные воды неокома уходят в пролювиальные отложения предгорной равнины, образуя поток грунтовых вод с региональным уклоном на юг. Часть подземных вод из пролювиальных отложений разбирается водозаборными устройствами для различных видов водоснабжения (питьевого и технического), а оставшаяся часть транзитом уходит к естественным дренам — в Узбой, в шоры Кель-Кор и Балханский, в которых приток воды почти полностью балансируется испарением. Не исключена возможность наличия скрытых очагов разгрузки подземных вод, но они не установлены.

Для Среднекаспийского бассейна Большой Балхан и Куба-Даг служат частично областью питания. В пределах центральной части складчатой области расположены тектонические нарушения, по которым осуществляется разгрузка подземных вод. С этими нарушениями связаны наиболее водообильные источники и каптажи. Видимо, они играют немалую роль как открытые очаги разгрузки подземных вод и главным образом юрских отложений.

Имеющиеся немногочисленные данные позволяют в самом общем виде наметить закономерность изменения минерализации и состава подземных вод. В наиболее повышенной части складчатой области распространены подземные воды с минерализацией до 1 *г/л* (см. рис. 18). В коре выветривания байос-батских отложений содержатся сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые воды с минерализацией до 1 *г/л*. На остальной площади выходов юрских отложений на поверхность отмечены воды с минерализацией 1—3 *г/л* хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного натриевого и магниевого состава.

В отложениях неокома на большей площади их распространения содержатся воды с минерализацией до 1 *г/л* преимущественно смешан-

ного состава В восточном погружении Секи-Дага бурением вскрыты соленые воды (34 *г/л*) хлоридного натриевого состава

Увеличение минерализации подземных вод и связанные с этим закономерные изменения состава происходят по мере увеличения глубины залегания вод, что подтверждается данными бурения (скв 27, 33) Так, в скв 33 на глубине 26 *м* минерализация воды 34 *г/л*, а на глубине 130 *м* она возрастает до 67 *г/л* По составу воды хлоридные натриевые Аналогичная закономерность намечается и по скв 27 (Карачагыльская), заложенной в юрских отложениях По составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием сульфатов

Изучение температурных условий подземных вод складчатой области Большого Балхана до настоящего времени не проводилось Замеры при самоизливе скв 27 показывают, что в глубоком залегании подземные воды обладают повышенной температурой На устье температура воды 45—46° С

Глава 5

ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Западно-Туркменский артезианский бассейн связан с одноименной тектонической впадиной, представляющей собой восточную часть более крупной Южно-Каспийской межгорной впадины В орографическом отношении Западно-Туркменская впадина приурочена к Прикаспийской низменности и ограничена на севере Кубадаг-Большебалханским антиклинорием, на юге — горными сооружениями системы Эльбурса Восточная граница впадины представлена поднятиями Аладаг-Мессерианской тектонической зоны, на западе впадина открыта в сторону Южно-Каспийской ванны В пределах впадины выделяются субширотная Прибалханская и субмеридиональная Гограньдаг-Окаремская зоны поднятий, Кетьюрский прогиб, ограничивающий Прибалханскую зону поднятий с севера, Шахманский прогиб, расположенный восточнее Гограньдаг-Окаремской зоны поднятий, и Кызылкумская мульда, разделяющая Прибалханскую и Гограньдаг-Окаремскую зоны поднятий

Западно-Туркменский артезианский бассейн представляет собой нефтегазоносную область, в пределах которой известен ряд нефтяных и газовых месторождений (рис 19)

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В геологическом строении Западно-Туркменского артезианского бассейна принимают участие плиоценовые и постплиоценовые терригенные (пески, песчаники, алевриты, глины и др) породы морского и континентально-морского происхождения, среди которых выделяются отложения нижнего плиоцена (понтический ярус), среднего плиоцена (челекенская толща), верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы) и четвертичные образования Палеогеновые и мезозойские отложения, слагающие донную часть Западно-Туркменской впадины, бурением вскрыты на Челекене (палеоген) и Боя-Даге (апт — сеноман) В более южных районах они залегают на глубинах до 6—8 *км*, бурением пока не вскрыты и характеризуются в основном по выбросам грязевых вулканов

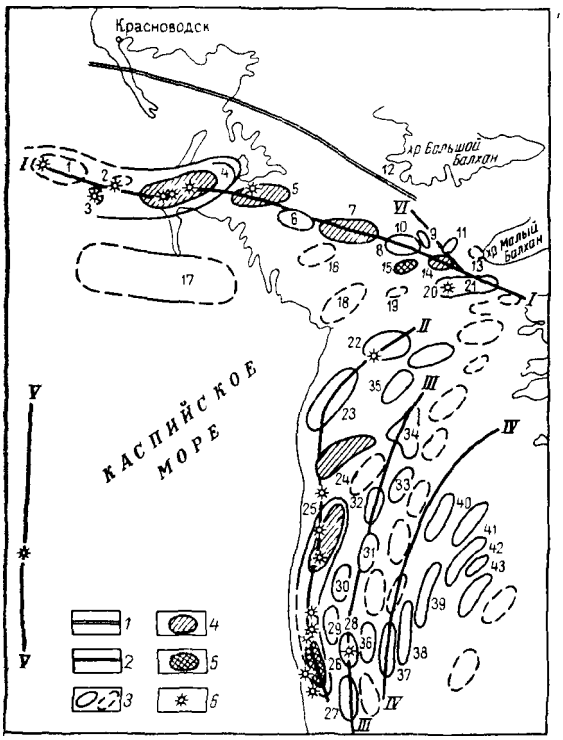


Рис 19. Схема расположения глубинных разломов и локальных структур в Западно-Туркменской впадине (по Н. С. Бескровному и др., 1963)

1 — Красноводско Балханский глубинный шов; *2* — глубинные разломы *I* — Центрально Прибалханский, *II* — Гогрань-Даг-Чикишлярский, *III* — Бугдайлн Порсинский, *IV* — Восточно-Чикишлярский, *V* — Восточно-Каспийский, *VI* — Сыртлаилинский, *3* — локальные структуры 1 — Губкинская, 2 — Ждановская, 3 — банки ЛАМ, 4 — Челекенская, 5 — Котур Тепинская, 6 — Барса-Гельмесская, 7 — Небит-Дагская, 8 — Монжуклинская, 9 — Урунджукская, 10 — Тургай-Дагская, 11 — Худай-Дагская, 12 — Ляма-Бурунская, 13 — Кобекская, 14 — Кум-Дагская, 15 — Кызылкумская, 16 — Узун-Адинская, 17—Огурчинская, 18 — Эрдеклинская, 19 — Куйджокская, 20 — Боя-Дагская, 21 — Сыртланлинская, 22 — Гогрань-Дагская, 23 — Карадашлинская, 24 — Камышлджинская, 25 — Окаремская, 26 — Адам-Кудукская, 27 — Гасан-Кулийская, 28 — Порсинская, 29 — Акэсерская, 30 — Миассерская, 31 — Ханкулийская, 32 — Чукуркуинская, 33 — Шахманская, 34 — Бугдайлинская, 35 — Экиз-Акская, 36 — Чайнокская, 37 — Гекчинская, 38 — Делийская, 39 — Гельгурденская, 40 — Рустам-Калинская, 41—Изат-Кулийская, 42 — Даяндыкская, 43 — Мадауская; *4* — нефтяные месторождения; *5* — газовые месторождения; *6* — грязевые вулканы

В геологическом разрезе Западно-Туркменского артезианского бассейна выделяется девять водоносных комплексов, связанных со среднеплиоценовыми, акчагыльскими, апшеронскими, бакинскими, нижне- и среднечетвертичными, хвалынскими и хазарскими, аллювиальными и пролювиальными верхнечетвертичными и современными и морскими современными отложениями (табл. 17).

Воды плиоценовых отложений

Водоносный комплекс среднего плиоцена (челекенская толща)

Под челекенской толщей принято понимать фаунистически слабо охарактеризованный комплекс песчано-глинистых отложений, охватывающий стратиграфический интервал между понтическим и ачагыльским ярусами. Верхняя часть толщи обнажается в сводовых частях Челекенской, Монжуклинской, Боядагской, Сыртланлинской и Ялмакуинской складок, вскрывается глубокими скважинами в Котур-Тепе, Монжуклы, Худай-Даге, Урунджуке, Камышлджа, Окареме, Кеймире, Адам-Кудуке, Миассере и в других местах. Относительно Прибалханской зоны поднятий в южном и юго-западном направлении отмечается резкое (до 1500—2000 *м*) погружение кровли отложений челекенской толщи.

Отложения челекенской толщи представлены песками, песчаниками, алевролитами и известковистыми глинами. На площади Челекен в нижней части разреза обнаружены маломощные прослои ангидритов. Мощность песчаных слоев 70—100 *м*, глинистые прослои имеют мощность, редко превышающую 10—30 *м*. Толща характеризуется

Таблица 17

Характеристика разреза и водоносные комплексы

Стратиграфическое подразделение		Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Средний плиоцен (челекенская толща) N_2^2		Пески, песчаники, алевролиты и известковистые глины, иногда прослои ангидритов. Общая мощность 600—3500 *м*	Среднего плиоцена
Акчагыльский ярус N_2^3ak		Песчано-глинистые отложения. Мощность 50—380 *м*	Акчагыльских отложений
Апшеронский ярус N_2^3ap		Песчано-алевролитовые отложения. Мощность 500—1800 *м*	Апшеронских отложений
Нижнечетвертичные отложения	Морские бакинские отложения Q_1b	Преобладают глины с подчиненными прослоями песков. Мощность 80—500 *м*	Бакинских отложений
Нижне- и среднечетвертичные отложения	Пролювиальные отложения Малого Балхана, Западного Копет-Дага, Большого Балхана plQ_{I+II}	Грубообломочный материал. Мощность более 250 *м*	Пролювиальных нижне- и среднечетвертичных отложений
Среднечетвертичные отложения	Аллювиально-дельтовые и морские хазарские отложения alQ_{II}, $Q_{II}hz$	Преимущественно пески с прослоями глин и ракушечников. Мощность 20—100 *м*	Хвалынских и хазарских отложений
Верхнечетвертичные отложения	Морские хвалынские отложения $Q_{III}hv$	Преобладают пески с прослоями глин. Мощность до 60 *м*	
Верхнечетвертичные и современные отложения	Пролювиальные отложения предгорий Малого Балхана и Западного Копет-Дага plQ_{III+IV}	Пески с прослоями супесей и суглинков, грубообломочный материал. Мощность на Западном Копет-Даге до 160 *м*, на Малом Балхане до 40 *м*	Верхнечетвертичных и современных пролювиальных отложений
	Аллювиальные отложения Мессерианской равнины alQ_{III+IV}	Тонко- и мелкозернистые пески, переслаивающиеся с суглинками и глинами. Мощность 40—400 *м*	Верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений
Современные отложения	Аллювиальные отложения Узбоя alQ_{IV}	Суглинки и пески. Мощность несколько метров	Современных отложений
Морские новокаспийские отложения $Q_{IV}nk$		Пески, часто илистые, с прослоями соли. Мощность 10—15 *м*	

сильной фациальной изменчивостью как по площади, так и по разрезу. В пределах Прибалханской зоны поднятий в направлении с запада на восток наблюдается уменьшение глинистости разреза и увеличение сортированности терригенного материала. Если на площади Челекен песчаные пласты составляют около 50% мощности челекенской толщи, то в разрезе Сыртланлы и Ялма-Куи их доля превышает 75%. Еще восточнее, в отрогах Западного Копет-Дага, одновозрастные с челекенскими отложения представлены в основном конгломератами. В вертикальном разрезе челекенской толщи содержание терригенных образований с глубиной возрастает. Пористость песков и алевролитов составляет 6,4—25%, возрастая иногда до 75—79,5%. Проницаемость

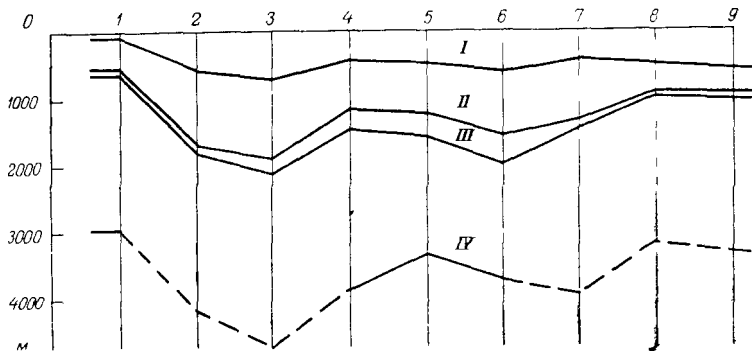


Рис. 20. Распределение мощностей плиоценовых отложений в Юго-Западной Туркмении

I — постплиоценовые, *II* — апшеронские, *III* — акчагыльские *IV* — челекенские (среднеплиоценовые) Площади *1* — Челекен, *2* — Котур-Тепе, *3* — Барса-Гельмес, *4* — Небит Даг; *5* — Кум-Даг, *6* — Кызылкум, *7* — Карадашли, *8* — Окарем, *9* — Камышлджа

песков нижней части челекенской толщи находится в пределах в среднем 0,187 (Западный Челекен) — 0,283 *дарси* (Дагаджик). Несравнимо меньшей проницаемостью характеризуются песчаники и алевролиты (0,04, Западный Челекен — 0,09 *дарси*, Небит-Даг).

Проницаемость песчаных коллекторов верхней части челекенской толщи находится в пределах 0,240 (Небит-Даг) — 0,390 *дарси* (Дагаджик). В Котур-Тепе проницаемость коллекторов в отдельных горизонтах превышает 1 *дарси*, а по промысловым данным достигает 2—3 *дарси* (по А. Ярджанову).

Общая мощность челекенской толщи в Кызылкумском прогибе по данным геофизических исследований 3000—3500 *м*. В северном и северо-восточном направлениях она уменьшается до 2850—1350—600 *м* (Челекен, Боя-Даг, Бала-Ишем), в пределах Аладаг-Мессерианской зоны поднятий толща выклинивается. Общий характер изменения мощностей плиоценовых, в том числе и челекенских отложений в пределах Прикаспийской низменности показан на рис. 20.

К отложениям челекенской толщи приурочен наиболее водообильный в артезианском бассейне водоносный комплекс. Воды напорные, наибольшие напоры наблюдаются в западной части впадины и приурочены к участкам наибольшего прогибания. Так, если на Челекене, Окареме и Камышлдже напоры в нижнем отделе челекенской толщи составляют 1400—1800 *м*, то в восточной части Прибалханского района они снижаются до 400—500 *м* (В. В. Колодий). В качестве источника питания и пополнения запасов подземных вод предполагается (Семе-

нович, Соколовский, 1964 и др.) отжатие их при уплотнении глинистых пород и переход в песчанистые коллекторы.

Разгрузка водоносного комплекса осуществляется многочисленными источниками в сводовых частях антиклинальных структур (Челекен, Боя-Даг и др.). Кроме того значительная часть подземных вод выносится грязевыми вулканами, аварийными и эксплуатационными на нефть и другими скважинами. Расход источников, как правило, не превышает 0,5—3 *л/сек*, расходы отдельных аварийных скважин достигает 5—10 *л/сек* и более. Общее количество разгружающихся в настоящее время подземных вод составляет 100—120 *л/сек* (Курбанмурадов, 1963; В. В. Колодий). В результате эксплуатации йодо-бромных вод все большее значение в расходной части баланса подземных вод челекенских отложений приобретает искусственное дренирование водоносного комплекса с помощью откачек из глубоких скважин. Расход эксплуатационных скважин обычно составляет 1—5, реже 10 *л/сек* и в единичных случаях достигает 100—115 *л/сек*.

Температура вод относительно многодебитных (2—3 *л/сек*) источников 40—60° С (Центральный Боя-Даг), воды источников с меньшим расходом (до 0,5—1,5 *л/сек*) характеризуются меньшими температурами (22—35° С). Очень высокой температурой (до 80—90° С на устье) отличаются воды, вскрываемые глубокими скважинами (Челекен и др.).

Минерализация подземных вод челекенской толщи 10—300 *г/л* (табл. 18, 19). Воды с минерализацией до 30—40 *г/л*, как правило, связаны с нижней частью разреза челекенской толщи. По составу они хлоридные натриевые, часто со значительным содержанием гидрокарбонатов (до 0,5—2 *г/л*) и сульфатов (до 0,3—2,66 *г/л*). Более высокоминерализованные (40—300 *г/л*) воды свойственны верхней, более песчанистой части разреза водоносного комплекса. Воды хлоридные натриевые, содержание в них гидрокарбонатов и сульфатов не превышает соответственно 0,4 и 0,3 *г/л*. Изменение минерализации подземных вод с глубиной видно из рис. 21, 22.

Минерализация подземных вод как нижней, так и верхней (рис. 23) частей разреза челекенской толщи по площади бассейна увеличивается в направлении от наиболее погруженных центральных частей Западно-Туркменской впадины к ее периферии, горным обрамлениям Копет-Дага и обоим Балханам. Севернее надразломных структур Прибалханского района в разрезе челекенской водоносной толщи слабые рассолы (менее 40—70 *г/л*) не встречены (Акмамедов, 1964а).

Подземные воды челекенской толщи характеризуются повышенным содержанием микроэлементов: йода, брома, аммония. В воде содержатся барий, стронций, железо и др. На площади Челекен концентрация металлов в изливающихся водах составляет (в *мг/л*): меди 0,8—15, цинка 0,19—3,23, свинца 3,6—77 (Лебедев, 1967). Содержание растворенного органического вещества $C_{орг}$ 10—158 *мг/л*, $N_{орг}$ 1,6—18,8 *мг/л*, нафтеновых кислот до 4,2 *г/л* (Альтовский и др., 1962). Бактериальное заселение подземных вод довольно разнообразно. Для вод нефтяных месторождений специфическими видами являются бактерии, окисляющие нафталин, бензол, толуол и гептан. Слабо развиты сульфатредуцирующие.

Состав растворенных газов углеводородный, азотно-углеводородный, углекисло-углеводородный (Юргелянец, 1961). Содержание метана варьирует в пределах 16—98 об. %, содержание более тяжелых углеводородов достигает 0,3—14%. Кислород в составе газов, как правило, отсутствует. Азота содержится от долей процента до 60% и бо-

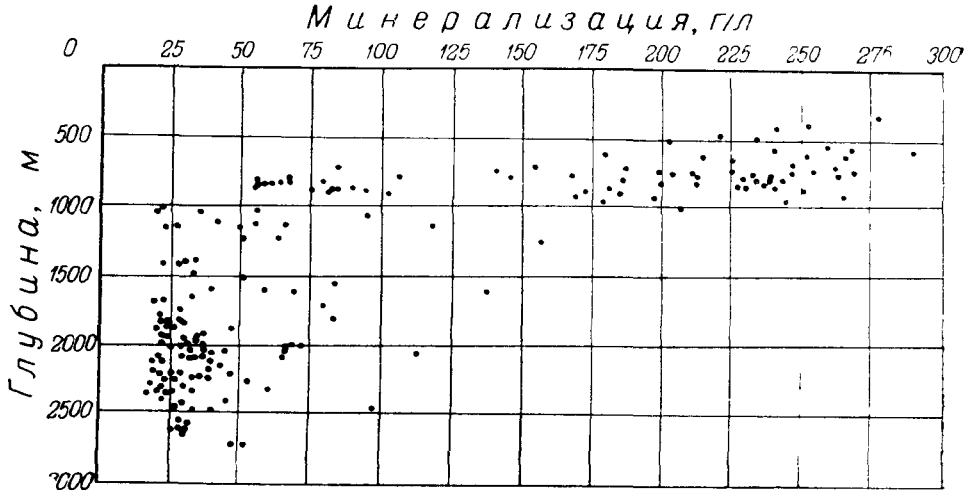


Рис. 21. Зависимость минерализации подземных вод Челекена от глубины залегания

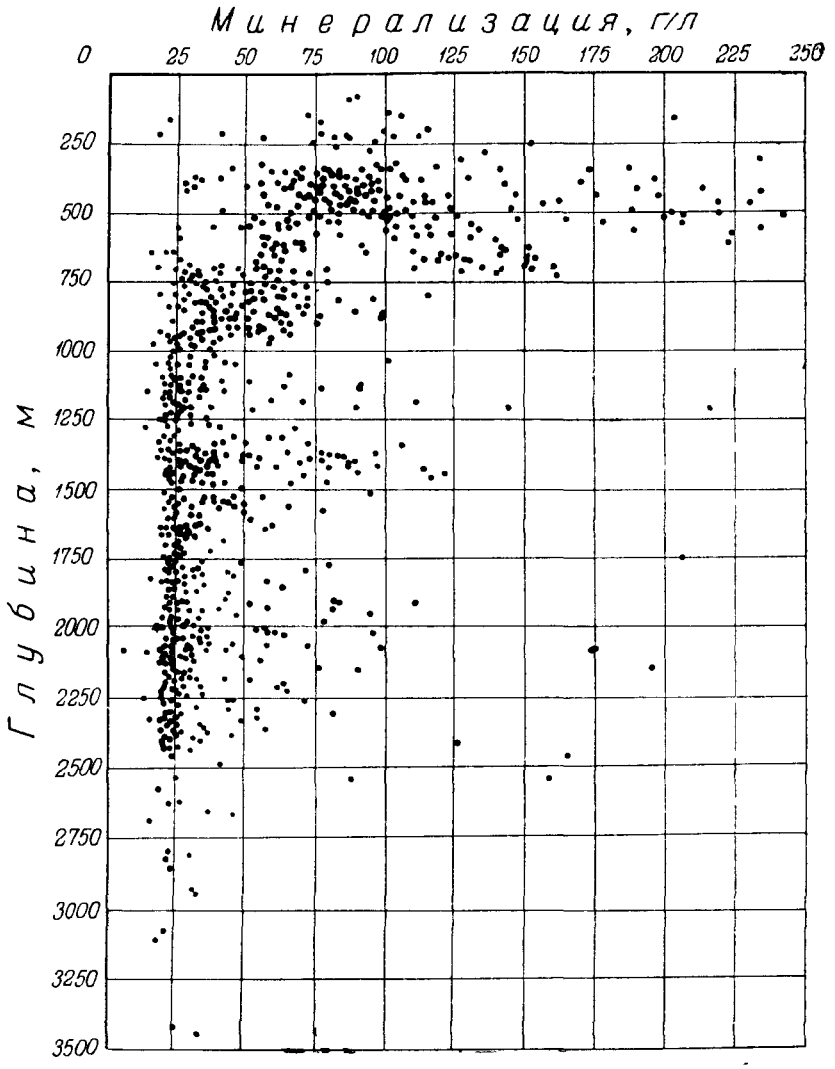


Рис. 22. Зависимость минерализации подземных вод Небит-Дага от глубины залегания

Таблица 18

Химический состав подземных вод нижней части челекенской толщи (Кудельский, Козлов, 1970)

№ скважины, интервал опробования, м	Структура	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
42 1649—1744	Челекен	19,2	мг/л экв %	7222 48,47	181 0,61	72 0,92	11 168 48,62	32 0,15	500 1,13
45 1869		29,5	То же „	10 603 45,92	680 3,38	90 0,70	17 100 48,01	740 1,49	280 0,50
59 1928—1960		37,0	„	14 122 49,30	82 0,32	79 0,48	21 000 47,60	440 0,72	1320 1,63
311 2623—2638		25,7	„	9890 49,19	80 0,46	36 0,35	14 040 45,77	1164 3,37	488 0,91
91 3345—2406	Котур-Тепе	18,3	„	4554 30,74	1763 13,66	438 5,60	11 360 49,68	— —	122 0,32
44 3950—3960		12,3	„	2967 30,15	384 4,44	797 15,41	6152 40,43	1872 9,11	109 0,46
12 4394—4405	Барса-Гельмес	26,7	„	9867 48,53	267 1,47	— —	13 845 44,12	1728 4,07	988 1,81
638 1532—1552	Западный Небит-Даг	29,9	„	8671 48,59	150 0,90	47 0,51	13 410 48,71	— —	624 1,29
743 2168—2208		25,6	„	9545 49,40	62 0,36	21 0,24	13 980 46,91	— —	1951 3,09
543 2538—2542	Восточный Небит-Даг	159	„	46 851 36,67	12 130 10,92	1630 2,41	98 350 49,93	161 0,05	49 0,02
19 2844—2848	Монжуклы	34,7	„	12 949 48,28	162 0,69	147 1,03	19 482 47,08	500 0,86	1476 2,06
5 4430	Карадашли	160,1	„	49 013 37,90	7214 6,40	3891 5,70	99 400 49,81	397 0,14	183 0,05
31 3403—3398	Камышлджа	23,1	„	8763 48,97	160 1,03	— —	12 580 46,28	743 1,92	854 1,80
26 3193—3198		70,9	„	24 495 43,48	2244 4,67	584 1,95	43 310 49,80	115 0,08	183 0,12
29 3392—3402		23,5	„	8556 47,33	321 2,04	61 0,63	12 780 45,80	807 2,16	1000 2,04
15 2520—2528	Окарем	39,1	„	14 214 46,38	682 2,51	190 0,11	23 075 48,73	505 0,75	420 0,52
8 2731—2736		35,7	„	12 558 46,56	600 2,52	1480 0,84	20 700 49,40	211 0,34	171 0,26
3 3057—3090	Миассер	34,4	„	13 140 49,87	24 0,13	— —	18 105 44,53	2664 4,60	427 0,69

Таблица 19

Химический состав подземных вод верхней части Челекенской толщи

№ скважины, интервал опробования, *м*	Название структуры	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
1 3366—3374	Банка Жданова	10,7	*мг/л* *экв* %	2682 30,95	273 3,71	710 15,34	5685 42,21	1282 2,00	4221 0,52
95 585—701	Челекен	264,2	То же	78 400 37,01	19 400 10,50	2800 2,49	163 300 49,95	205 0,04	67 0,01
165 971—980 1033—1037		242,9	„	68 800 35,16	19 400 11,38	3580 3,46	150 875 49,94	240 0,06	12 —
10 1141—1144		25,2	„	8625 48,21	220 1,41	40 0,38	12 200 44,22	240 0,64	390 5,14
263 1584—1651		20,8		7245 45,14	400 2,86	166 2,00	11 005 44,42	1536 4,58	427 1,00
176 1810—1816	Котур-Тепе	184,6	„	56 000 37,90	13 310 10,39	1289 1,62	113 900 49,99	— —	61 0,01
178 1822—1826		160,6	„	48 001 37,45	11 110 9,92	1920 2,83	99 500 50,00	12 —	— —
149 1605—1627		94,7	„	30 682 40,37	3731 5,63	1603 3,99	58 575 49,94	— —	97 0,06
229 2526—2540		61,8	„	21 413 41,75	300 6,73	414 1,52	39 511 49,94	— —	146 0,06
306 2254—2279		37,5	„	13 524 46,53	323 1.26	343 2,21	22 610 49,06	90 0,15	586 0,79
219 2599—2607		32,3	„	11 569 45,25	821 3,68	145 1,07	19 667 49,83	134 —	29 0,17
2 2878—2887	Овал-Товал	94,9	„	29 302 38,58	6072 9,27	860 2,15	58 575 49,97	— —	73 0,03
2 3130—3154	Банкали	29,9	„	11 020 45,72	320 1,56	340 2,72	17 900 49,03	115 0,19	476 0,78
257 1342—1346	Небит Даг	21,7	„	8234 48,51	146 0,95	47 0,54	12 800 48,92	— —	508 1,08
74 224—360		135,8	„	44 620 41,03	4500 4,76	2423 4,21	83 110 49,58	98 0,04	1090 0,36
227 612—615		217,8	„	73 347 42,31	9654 6,39	1187 1,30	335 599 49,99	— —	62 0,01
17 2013—2016	Монжуклы	23,3	„	8947 49,12	60 0,38	48 0,50	13 490 48,36	216 0,50	536 1,14

Продолжение табл. 19

№ скважины, интервал опробования, *м*	Название структуры	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
463 1249—1253	Кум-Даг	79,9	*мг/л* *экв* %	27 209 42,89	2740 4,97	720 2,14	48 800 49,82	— —	402 0,18
279 1494—1496		109,9	То же	36 892 41,17	4730 6,20	745 1,63	67 400 49,95	— —	48 0,05
1 610—726	Боя-Даг	213,1	»	68 057 39,99	11 971 8,07	1753 1,94	131 350 50,0	— —	24 —
1 1162—1194		147,2	»	49 358 41,96	4953 4,83	1994 3,21	90 525 49,87	255 0,09	146 0,04
40 878—880	Окарем	121,8	»	39 100 40,46	5700 6,74	1430 2,78	74 550 49,98	— —	73 0,02
7 1597		113,3	»	35 788 40,29	5940 7,69	936 2,02	68 600 49,97	— —	49 0,03
25 1800		145,4	»	48 231 41,76	5480 5,24	1790 2,98	89 600 49,88	256 0,10	73 0,04
3 2828	Миассер	54,4	»	18 193 42,68	2425 6,55	184 0,77	31 062 47,20	2371 2,64	159 0,16
11 1230—1260	Кеймир	125,0	»	34 960 34,39	7996 9,03	3538 6,58	78 348 49,94	48 0,02	122 0,04
1 1370	Порсу	160,3	»	49 266 38,14	8080 7,19	3186 4,67	99 400 49,86	336 0,12	61 0,02

лее. В газовом составе отдельных выходов подземных вод отмечается наличие сероводорода (до 3—69 *мг/л*, Челекен).

Подземные воды челекенской толщи играют важную роль в развитии химической промышленности Юго-Западной Туркмении.

Водоносный комплекс акчагыльских отложений

В пределах Западно-Туркменского артезианского бассейна акчагыльские отложения (N_2^3ak) распространены широко. Выходы их известны на Челекене, Монжуклы, Боя-Даге, Сыртланли и Ялма-Куи, скважинами акчагыльские отложения вскрываются почти на всех нефтеносных и разведочных площадях. Представлены они песчано-глинистыми породами с преобладанием глин в верхней части разреза. Акчагыльские, так же как и челекенские, отложения характеризуются сильной изменчивостью литофаций и мощностей. В западной части артезианского бассейна отложения акчагыльского яруса представлены исключительно глинами, в восточном и северо-восточном направлении сменяющимися песчано-глинистыми образованиями. Пористость * песчаных коллекторов с запада на восток увеличивается от 24,2 (Котур-Тепе) до 28,6% (Кум-Даг). Проницаемость * рыхлых коллекторов на

* Средние значения.

Котур-Тепе 0,25—0,29, в Небит-Даге 0,35, Кум-Даге 0,25 и Кызылкуме 0,168 *дарси*.

Наибольшие мощности акчагыльских отложений отмечены в центральной части Прибалханского района (Кум-Даг, 380 *м*). В западном и восточном направлениях мощность отложений уменьшается (остров Огурчинский 217 *м*, Челекен 50 *м*, Сыртланли, Ялма-Куи 80—90 *м*).

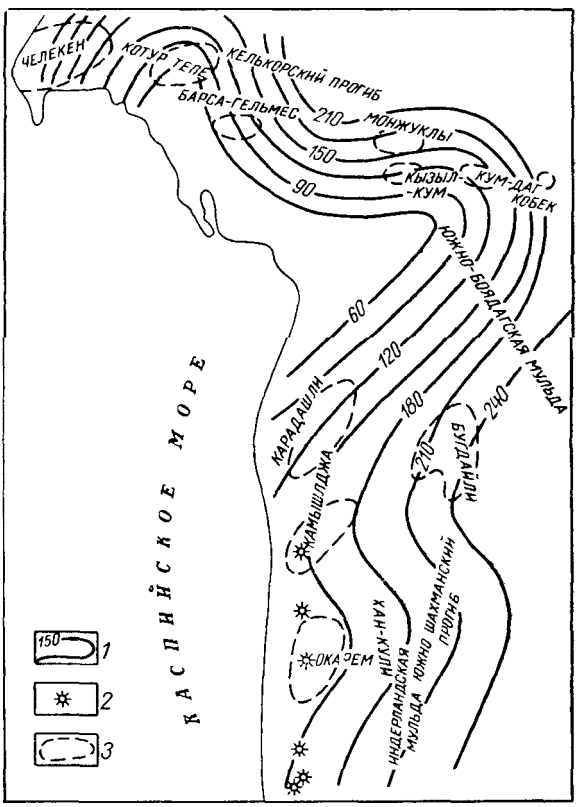


Рис. 23. Схема минерализации подземных вод верхней части разреза среднеплиоценовых отложений (составил А. Акмамедов)

1 — изолинии минерализации, *г/л*; *2* — грязевые вулканы, *3* — геологические структуры

Наибольшие мощности акчагыльских отложений отмечены в центральной части Прибалханского района (Кум-Даг, 380 *м*). В западном и восточном направлениях мощность отложений уменьшается (остров Огурчинский 217 *м*, Челекен 50 *м*, Сыртланли, Ялма-Куи 80—90 *м*).

Подземные воды из акчагыльских отложений получены скважинами на структурах Небит-Даг, Кум-Даг, Кызылкум и Котур-Тепе. Воды, как правило, ненапорные и только в восточной части Прибалханской зоны поднятий отдельными скважинами вскрыты самоизливающиеся воды с расходом от долей до 2,5—3 *л/сек*.

По химическому составу воды (табл. 20) хлоридно-натриевые, как правило, метановые, при минерализации до 40—50 *г/л* в составе анионов заметную роль играет гидрокарбонат-ион, реже сульфаты. Температура подземных вод 30—54° С.

Водоносный комплекс апшеронских отложений

Отложения апшеронского яруса широко распространены в пределах описываемого района. Обнажаются они в сводовых и присводовых частях Челекенской, Небитдагской, Монжуклинской и Сыртланлинской антиклиналей. Выходы апшеронских отложений известны в Западном Копет-Даге, на южном погружении Малого Балхана и Красноводском полуострове. Скважинами глубокого бурения отложения апшерона вскрываются на всех нефтеносных и разведочных площадях. Представлены они глинистыми образованиями, постепенно замещающимися плохо отсортированными песками и алевролитами в направлении от центральных к прибортовым частям впадины. Песчано-алевритовые коллекторы характеризуются высокой пористостью (25—27,6%) и проницаемостью (до 0,35 *дарси*).

В связи с наличием внутриформационных размывов мощность апшеронских отложений варьирует в очень широких пределах (от 500 до 180 *м*). Наблюдается общее увеличение мощностей к центру Западно-Туркменской впадины. В ее периферийных частях мощность апшерона уменьшается, иногда вплоть до выклинивания (Ялма-Куи). В преде-

Таблица 20

Химический состав подземных вод акчагыльских отложений

№ скважины, интервал опробования, м	Структура	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
15 1747—1750	Котур-Тепе	97,8	мг/л экв %	31 004,0 39,34	4260,0 6,22	1824,0 4,44	60 500,0 49,91	Нет —	195,0 0,05
326 2154—2163		23,2	То же	7900,0 42,56	204,0 1,24	609,0 6,20	139 980,0 48,65	354,0 0,86	232,0 0,49
7 2700—2716	Овал-Товал	59,4	„	20 290,0 48,38	2100,0 5,06	390,0 1,56	36 210,0 49,57	336,0 0,34	122,0 0 09
1 2726—2731		103,1	„	30 774,0 37,07	6112 0 8,45	1965,0 4,48	63 900 0 49,87	141,0 0,08	258,0 0,05
6 2787—2827	Банкали	46,7	„	16 307,0 43,83	1425,0 4 39	358,0 1,78	28 400,0 49,83	34,0 0,05	134,0 0,12
363 1132—1280	Небит-Даг	21,2	„	8004,0 48,6	141,0 0,98	39,0 0,42	12 084,0 47,63	171,0 0,56	792,0 1,81
77 500—502		202,2	„	59 501,0 31,15	14 580,0 10,25	2250,0 2,60	125 870,0 50,00	Нет —	21,0 —
7 1348—1358	Монжуклы	32,2	„	11 983,0 46,35	624,0 2,76	125,0 0,89	19 720,0 49,46	190,0 0,36	134,0 0,18
209 1797—1850	Кызыл-кум	177,0	„	52 463,0 36,78	11 222,0 9,03	3162,0 4,19	111 050,0 49,98	Нет —	73,0 0,02

лах антиклинальных структур мощность отложений уменьшается в направлении их сводовых частей. Так, на площади Котур-Тепе мощность апшеронских отложений уменьшается от периклиналей к своду от 900 до 150 *м*.

Подземные воды из отложений апшерона получены скважинами на площадях Котур-Тепе, Овал-Товал, Банкали, Барса-Гельмес, Бурун, Небит-Даг, Монжуклы, Кум-Даг, Гогрань-Даг, Окарем, Адам-Кудук и др. Напоры подземных вод в Прибалханском районе невелики, статические уровни устанавливаются вблизи нулевых отметок (уровень Каспийского моря). Только в пределах Гогрань-Даг-Окаремской зоны были вскрыты самоизливающиеся воды с расходом до 1,2—1,5 *л/сек* Расход скважин на режиме принудительной откачки не превышает 1—2 *л/сек* (Кум-Даг, Небит-Даг).

Водоносный комплекс в апшеронских отложениях, так же как в акчагыльских, изолирован от выше- и нижележащих комплексов Гидродинамическая взаимосвязь между ними и смешение вод имеют место в зонах тектонических нарушений в сводовых и присводовых частях антиклинальных структур (Акмамедов, 1964б).

Минерализация подземных вод апшеронских отложений варьирует от 30 до 240 *г/л* (табл. 21). Отмечено, что величина минерализации возрастает в направлении от центра к периферическим частям впа-

Таблица 21

Химический состав подземных вод апшеронских отложений

№ скважины, интервал опробования, м	Структура	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
170 1573—1597	Котур-Тепе	16,5	*мг/л* *экв* %	4646,0 67,33	1282,0 21,33	413,0 11,34	10 144,0 99,67	12,0 —	73,0 0,33
95 2471—2478		74,6	То же	23 874,3 79,78	3507,0 13,45	1064,0 6,77	46 150,0 99,92	Нет	48,0 0,08
1 1464—1471	Овал-Товал	26,6	„	7153,0 65,62	1672,0 17,72	961,0 16,66	16 685,0 99,15	50,0 0,21	146,0 0,64
1 1993—2050		50,2	„	16 284,0 80,82	1538,0 8,79	1105,0 10,39	30 530,0 98,19	628,0 1,48	171,0 0,33
2 2512—2517		63,1	„	19 435,0 76,47	3206,0 14,48	1216,0 9,05	39 050,0 99,55	154,0 0,27	110,0 0,18
1 1354—1402	Банкали	10,9	„	3565,0 82,01	283,0 7,41	246,0 10,58	6567,0 97,88	Нет	232,0 2,12
1 1843—1900		3,8	„	1288,0 90,32	56,0 4,84	39,0 4,84	1846,0 83,87	102,0 3,23	488,0 12,90
6 2533—2596		40,8	„	16 710,0 90,77	1425,0 8,85	33,0 0,38	28 400,0 99,75	Нет	122,0 0,25
27 2059—2195	Барса-Гельмес	13,9	„	5060,0 90,54	89,0 9,05	10,0 0,41	8449,0 97,94	—	305,0 2,06
41 1710—1770		5,1	„	1771,0 91,67	80,0 4,76	36,0 3,57	2698,0 90,48	—	476,0 9,52
21 1947—2011		6,2	„	2280,0 95,19	50,0 2,88	25,0 1,93	3340,0 90,38	77,0 1,93	464,0 7,69
61 2193—2245		23,4	„	7107,0 75,69	1363,0 16,87	365,0 7,44	14 200,0 98,28	102,0 0,49	281,0 1,23
68 2396 - 2410		19,9	„	6233,0 78,33	922,0 13,29	353,0 8,38	12 070,0 98,26	64,0 0,29	317,0 1,45
402 1587—1582	Небит-Даг	39,5	„	13 961,0 89,17	1014,0 7,42	281,0 3,41	23 750,0 98,53	280,0 0,88	262,0 0,59
57 254		151,7	„	50 899,0 79,68	9245,0 16,55	1280,0 3,77	98 450,0 99,89	Нет	173,0 0,11
18 294—976	Монжуклы	176,8	„	52 378,0 73,60	10 020,0 16,10	3891,0 10,3	110 121,0 99,87	33,0 0,03	158,0 0,10
3 1316—328	Боя-Даг	233,9	„	69 322,0 74,05	18 440,0 22,65	1608,0 3,30	144 485,0 100,0	Нет	36,0 —
1 1580	Гогрань-Даг	128,0	„	44 206,0 87,29	5611,0 12,71	Нет	78 100,0 99,91	„	122,0 0,09
37 707—710	Окарем	67,0	„	24 702,0 93,39	1042,0 4,52	292,0 2,09	40 470,0 99,13	260,9 0,52	256,0 0,35

дины (рис. 24). Исключением являются солоноватые и слабосоленые (4—12 *г/л*) воды, вскрытые в апшеронских отложениях на площади Банкали (Колодий, 1965а) и Барса-Гельмес (см. табл. 21). По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с повышенным содержанием йода и нафтеновых кислот. Более минерализованные (30—240 *г/л*) подземные воды, как правило, хлоридные натриевые метановые, содержание йода в них 17—33 *мг/л*, брома 90—730 *мг/л*, аммония 15—50 *мг/л*, нафтеновых кислот до 14—210 *мг/л*, $C_{орг}$ до 17—102 *мг/л*, $N_{орг}$ до 2—18 *мг/л* (Курбанмурадов, 1963). Температура подземных вод 35—50° С.

Воды четвертичных отложений

В пределах Западно-Туркменского артезианского бассейна (Прикаспийская низменность) четвертичные отложения распространены широко. С ними связан ряд водоносных комплексов (см. табл. 17).

Водоносный комплекс бакинских отложений

Естественные выходы подземных вод из бакинских отложений (Q_1b) известны только на Челекене, где зафиксировано несколько малодебитных родников восходящего типа. На остальной территории Прикаспийской низменности водоносный комплекс бакинских отложений, гидравлически связанный с комплексами вышележащих отложений, вскрывается на глубинах от 150 до 400 *м*.

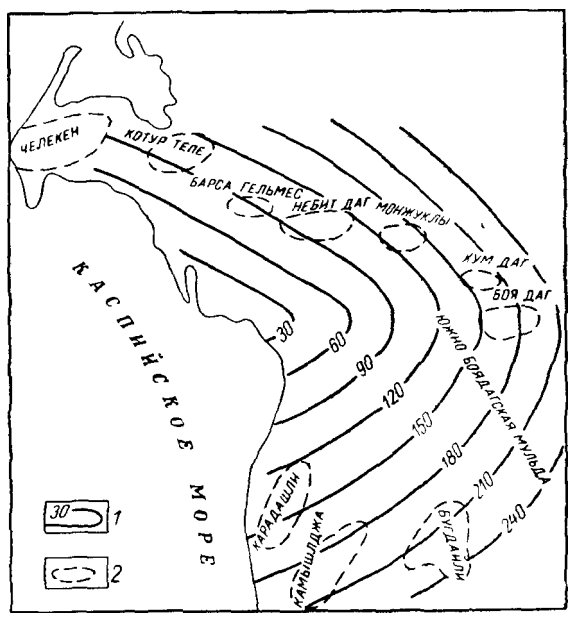


Рис. 24. Схема минерализации подземных вод апшеронских отложений (составил А. Акмамедов)

1 — изолинии минерализации, *г/л*, *2* — геологические структуры

Водопроявления, связанные с песчаными горизонтами, неоднократно фиксировались при проходке скважин на нефть (Худай-Даг, Камышлджа, Окарем, Адам-Кудук). Расходы воды при самоизливах составляют 0,3—2,3 *л/сек*.

В бакинских отложениях Аладаг-Мессерианского района по данным бурения выделяются две глинисто-песчаные толщи (интервалы 105—139 и 147—173 *м*) с напорными водами. Величина напора около 95 *м*, установившийся пьезометрический уровень достигает 10,2 *м* выше поверхности земли. Воды хлоридные натриевые с минерализацией от 33 до 126 *г/л*, содержат йод и бром, что указывает на их возможную связь с водами подстилающих плиоценовых отложений. Производительность скважин от 0,08 до 0,2 *л/сек* при понижениях от 26 до 41 *м*.

В Кеймир-Чикишлярском районе (Аджи-Яб) из глинисто-песчаных пород с глубины 250—300 *м* зафиксирован газо-водяной выброс с начальным расходом 2,9—3,4 *л/сек*. Минерализация воды 23 *г/л*.

Водоносный комплекс пролювиальных нижне- и среднечетвертичных отложений

Ширина пролювиального шлейфа у подножий горно-складчатых сооружений Большого Балхана изменяется от нескольких сотен метров до 5 *км*. В пределах шлейфа Б. Ф. Костин различает три последовательно сменяющие друг друга зоны. Верхняя зона, непосредственно примыкающая к коренным отложениям, сложена толщей грубообломочного материала. Гипсометрически ниже располагается вторая (средняя) зона, сложенная переслаивающейся толщей галечников, гравия, разно- и тонкозернистых песков и глин. Третья, нижняя зона сложена морскими хвалынскими и новокаспийскими песчано-глинистыми породами с подчиненными линзами и прослоями гравийно-галечных пород, она охватывает полосу шириной до 5 *км*, иногда и более, непосредственно прилегающую к солончаку Кель-Кор.

Связанный с грубообломочными отложениями верхней зоны водоносный горизонт залегает на глубине более 60 *м*. В пределах второй зоны выделяются два разделенных глинистыми прослоями подгоризонта, залегающие на глубине 20—50 *м*. Величина коэффициента фильтрации для верхнего подгоризонта 30—60 *м/сутки*, удельные расходы скважин 10 *л/сек*; в южном направлении значение коэффициента фильтрации уменьшается до 3,5—5 *м/сутки*. В третьей, нижней зоне подземные воды залегают на глубинах от 2 до 15 *м*; $K_ф < 5$ *м/сутки*, удельные расходы скважин до 1 *л/сек*. Питание подземных вод осуществляется за счет дренирования вод из неокомских и верхнеюрских отложений Большого Балхана.

Низкие фильтрационные показатели отложений третьей зоны создают благоприятные условия для естественного «подпора» потока, идущего с гор, и накопления значительных запасов подземных вод в пределах первых двух зон. Это находит отражение в характере рельефа подземных вод и уклона уровней. Вблизи гор уклоны уровней колеблются от 0,0015 до 0,002, а по периферии они уменьшаются до 0,00025—0,0003. Фронт потока в целом повторяет очертания подножия склона Большого Балхана. В пределах наиболее крупных конусов выноса Тюз-Мерген, Нур-Мерген и других, где обломочный материал грубее и скорости движения потока выше, чем в межконусных пространствах, поток становится полурадиально растекающимся. Разгрузка подземных вод осуществляется в долину Узбоя, солончак Кель-Кор и долину Актама.

Общей закономерностью в изменении минерализации является постепенное ее увеличение от областей питания вниз по потоку и с глубиной. В пределах верхних двух зон минерализация воды колеблется в пределах 1—7 *г/л*, в нижней зоне она составляет 7—15 *г/л*, а на границе с испарительными дренами (долины Узбоя, Актама, Кель-Кор) возрастает до 70 *г/л* (табл. 22).

На общем фоне подземных вод повышенной минерализации первой и второй зон выделяются два участка вод с минерализацией от 1 до 2 *г/л* (Джебельский и Бала-Ишемский). Установлено, что мощность подземных вод с минерализацией до 1,5 *г/л* на Джебельском водозаборе достигает 80—100 *м*. На Бала-Ишемском участке, расположенном в 6—7 *км* восточнее Небит-Дага, минерализация вод колеблется от 1,7 до 2,7 *г/л*, мощность вод 50—70 *м*. Минерализация подземных вод между двумя описанными зонами опреснения возрастает до 3—4,5 *г/л*. Воды района Небит-Дага содержат до 40 *мг/л* сероводорода, что, вероятно, обусловлено влиянием вод более глубоких горизонтов.

По химическому (ионному) составу подземные воды пролювиальных отложений подгорного шлейфа смешанные. Общие динамические запасы подземных вод Б. Ф. Костиным оцениваются величиной более 110 *л/сек.*

Водоносный комплекс хвалынских и хазарских отложений

Хвалынские и хазарские отложения ($Q_{III}hz+Q_{III}hv$) почти повсеместно водоносны и представляют собой единый водоносный комплекс. На поверхность в основном выходят хвалынские отложения с грунтовыми водами, а хазарские, залегающие под ними, содержат межпластовые, часто напорные воды.

Водоносные породы представлены тонко- и мелкозернистыми песками с маломощными (0,2—3 *м*) линзовидными прослоями супесей, глин и суглинков. В хазарских аллювиально-дельтовых песках встречаются горизонты мелкого гравия и ракушняка. Мощность водоносного комплекса 120 *м*. Водоупором служат верхнебакинские глины. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных водотоков. Важную роль в пополнении запасов подземных вод играет также приток из более глубоких горизонтов.

Грунтовые воды хвалынских отложений вскрываются на глубинах от 0,5 до 50 *м*. В центральной части Прикаспийской низменности глубина до воды 10—20 *м*, восточнее 25—40, реже 50 *м*. Максимальные глубины отмечены на востоке полуострова Дарджа. В Кеймир-Чикишлярском районе подземные воды хвалынских отложений вскрыты на глубине более 100 *м* (Адам-Кудук).

Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах (0,5—60 *г/л*). Наибольших значений она достигает на такырной равнине на глубине 30—50 *м*, где отсутствует инфильтрация пресных паводковых вод. Минерализация вод, вскрытых на Адам-Кудуке, не превышает 22 *г/л* (см. табл. 22).

Воды, пригодные для питья, встречаются только в местах интенсивной инфильтрации паводковых вод, на границе такыров с песками. Периодическое поступление поверхностных вод и их инфильтрация в хвалынские отложения вдоль восточных и северных границ песчаного массива Союн-Аксак и у западной границы Мешедских песков привели к образованию скоплений вод с минерализацией 7—15 *г/л*. Ширина полосы вод подобной минерализации у союнаксакских песков на участке от кол. Каракуль до кол. Алты-Кую достигает 5—10 *км*. У восточной границы указанных песков известно около 15 колодезных систем, вскрывающих серию мелких скоплений вод с минерализацией от 0,5 до 3,3 *г/л*, плавающих на более соленых водах. У кол. Каракуль разведаны три линзы пресных и слабосолоноватых вод; Восточно-Каракульская, Западно-Каракульская и Кемкуйминская. Все они получают питание за счет инфильтрации поверхностных вод.

Гидрогеологические расчеты показывают, что в район Каракульских линз ежегодно поступает в среднем около 1 млн. $м^3$ паводковых вод. Установлено также, что в зимние месяцы на инфильтрацию и питание подземных вод расходуется около 70% выпадающих атмосферных осадков.

Площадь Восточно-Каракульской линзы по контуру вод с минерализацией 2 *г/л* составляет 22,5 $км^2$, Кемкуйминской 2,9 $км^2$, Западно-Каракульской 7,8 $км^2$. Наибольшие мощности пресных вод Восточно-Каракульской линзы 24 *м*, Кемкуйминской 19 *м*, Западно-Каракульской 39 *м*. Местами водоносные породы подстилаются водоупорными.

Таблица 22

Химический состав подземных вод четвертичных отложений

№ скважины	Структура	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
					Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
43	Окарем	$Q_{III}b$	33,0	мг/л	12 369,0	641,0		19 170,0	850,0	744,0
				экв %	94,4	5,6	--	91,76	3,17	2,1
5	Алам-Кудук	$Q_{III}b$	126,0	То же	33 800,0	10 000,0	4200,0	81 600,0	794,0	61,0
					63,48	21,4	15,12	99,22	0,74	0,04
Скважина	Предгорная равнина Большого Балхана	PIQ_{I-II}	3,1	,	217,6	304,0	103,0	1527,0	343,0	220,0
					68,0	18,0	14,0	73,88	13,0	7,2
,	То же	,	8,1	,	1483,7	266,5	136,2	2747,6	813,8	168,4
					68,51	14,12	17,34	79,06	18,0	2,94
,	, ,	,	68,5	,	21 115,4	1275,0	1097,5	35 105,4	6137,4	146,4
					81,88	5,08	12,11	88,9	11,48	0,2
208	Западно-Туркменская низменность	$Q_{II}hz + Q_{III}hv$	0,9	,	231,6	35,7	17,6	233,8	143,0	378,2
					63,9	11,3	24,8	11,8	18,9	39,3
48	То же	,	90,8	,	18 265,0	1000,0	2346,0	29 960,0	8898,0	279,0
					77,0	4,8	13,4	82,0	17,9	0,4
5	Алам-Кудук	,	21,9	,	6506,0	508,0	1260,0	13 200,0	125,0	196,7
					72,9	10,84	16,25	98,44	0,78	0,78
23	Западно-Туркменская низменность	$Q_{II}ak$	118,8	,	35 838,6	1760,0	1781,0	66 700,0	622,0	268,0
					77,4	3,9	18,7	93,6	6,2	0,2

Предгорная равнина Западного Копет-Дага и Малого Балхана

2-к	Овраг Порсы-Дере	PIQ_{I-II}	43,0	"	12 194,4 74,8	1138,3 8,0	1483,3 17,2	20 210,5 40,2	6600,0 19,37	104,3 0,24
74	Предгорная равнина	PIQ_{III-IV}	26,0	"	7314,8 72,3	1137,3 12,9	793,4 14,8	13 049,3 93,4	3410,5 16,1	134,2 0,5
166	То же	PIQ	59,4	"	18 209,1 80,9	1678,1 14,1	982,0 5,0	28 722,6 82,8	7991,3 17,0	140,3 0,2

На участках временных озер минерализация подземных вод 0,5—0,8 *г/л*. С удалением от очагов питания и с глубиной она увеличивается до 2 *г/л* и более.

Пресные воды по составу смешанные, обычно гидрокарбонатные натриевые и кальциевые. Солоноватые воды (до 3,5 *г/л*) обычно хлоридно-сульфатные натриевые.

Статические запасы вод с минерализацией до 2 *г/л* суммарно для Каракульских линз составляют 51 млн. $м^3$, в том числе Восточно-Каракульской 31,5 млн. $м^3$, Кемкуйминской 4,7 млн. $м^3$ и Западно-Каракульской 14,8 млн. $м^3$.

Основанные на режимных наблюдениях расчеты показывают, что за счет непосредственной инфильтрации атмосферных осадков Каракульские линзы получают воды ежегодно около 13 *л/сек*. Их динамические (восполняемые) запасы, слагаемые из величины инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностного стока, оцениваются в 23 *л/сек*. Пресные и слабосолоноватые воды используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения, соленые применяются в качестве технических.

Межпластовые воды хазарских отложений вскрываются на глубинах от 190 *м* и более. Минерализация их изменяется в пределах 7—36 *г/л*, по составу они хлоридные натриевые. Воды насыщены углеводородными газами, содержат йод, бром и др.

Расход отдельных скважин изменяется от сотых долей до 1,3 *л/сек*, воды самоизливающиеся. Наличие напоров, насыщенность вод горючими газами, обогащенность их микрокомпонентами свидетельствуют о гидравлической связи подземных вод хазарских отложений с нижележащими горизонтами и комплексами.

Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных пролювиальных отложений

В водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных пролювиальных отложений (plQ_{III+IV}) объединены отложения пролювиальных шлейфов Малого Балхана и Западного Копет-Дага, содержащие грунтовые воды. Глубина залегания их у предгорий Малого Балхана 15—25 *м*. Подземные воды приурочены к мелко- и разнозернистым пескам с частыми маломощными прослоями галечников.

Глубина залегания подземных вод предгорий Западного Копет-Дага постепенно изменяется от 80 до 20 *м*, уменьшаясь в западном направлении от гор. Водосодержащими породами являются тонкозернистые пески, нередко обогащенные суглинисто-песчаным материалом, залегающим в

виде линз и прослоев мощностью до 5 *м* Наличие относительных водоупоров создает для вод местные напоры 2—5 *м*.

Следуя уклону поверхности предгорной равнины, подземные воды от гор сплошным потоком направляются к базисам разгрузки — солончакам Прибалханского района и прибрежной зоны Каспийского моря с уклоном 0,003—0,005. Общая минерализация вод 22—30 *г/л*, а между конусами выноса крупных водотоков она увеличивается до 40—60 *г/л*. Увеличение минерализации вод происходит по направлению движения потока и с глубиной. По солевому составу воды хлоридные натриевые.

Питание водоносного комплекса осуществляется посредством инфильтрации атмосферных осадков и временного поверхностного стока. Подземные воды в связи с высокой минерализацией, большой глубиной залегания и малой водообильностью не используются.

Водоносный комплекс верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений

Водоносный комплекс верхнечетвертичных аллювиальных отложений (alQ_{III+IV}) широко распространен на Мессерианской равнине в пределах Атрек-Сумбарской дельты Подземные воды залегают на глубинах от 1 до 20 *м* В верхней части дельты глубина возрастает до 50 *м*, в районе Чата более 50 *м*.

Водовмещающие породы — тонко- и мелкозернистые пески, переслаивающиеся с супесями, суглинками и песчанистыми глинами, мощностью до 15 *м* Наличие глин обусловливает местные напоры вод до 5—15 *м* Производительность колодцев измеряется сотыми долями литра в секунду при понижениях от 0,4 до 1 *м*.

Общее направление движения подземных вод от замка к периферии дельты западное с уклоном 0,003—0,006. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет подземного стока из отложений пролювиального шлейфа Западного Копет-Дага и в меньшей степени за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод р. Атрек и оросительных каналов Разгрузка грунтовых вод осуществляется в результате испарения с поверхности солончаков и интенсивного внутригрунтового испарения.

Минерализация вод дельты обычно около 30 *г/л*, в западном направлении она возрастает до 150 *г/л*, иногда более. В районе местного питания поверхностными водами р. Атрек и под ирригационными каналами минерализация вод снижается до 7—10 *г/л*. По солевому составу воды хлоридные натриевые, хлоридно-сульфатные натриево-магниевые

В виде отдельных мелких линз встречаются пресные и солоноватые воды Запасы пресных и слабосолоноватых вод незначительны и, как правило, летом в колодцы подсасываются соленые воды.

Водоносный комплекс современных четвертичных отложений

Современные четвертичные образования (alQ_{IV}, $Q_{IV}nk$) представлены морскими новокаспийскими и аллювиальными отложениями. Последние приурочены к долине Узбоя.

Подземные воды связаны с тонко- и мелкозернистыми, нередко илистыми песками с гипсом и прослоями суглинков и супесей и залегают на глубинах до 5—10 *м*.

Минерализация подземных вод до глубины 40 *м* в большинстве случаев увеличивается от 50 до 120 *г/л*. Исключением являются пониженные части солончаков, где вскрываются рассолы (до 200 *г/л*). В старицах Узбоя, Актама и на солончаке Кель-Кор имеются озера с рапой (до 300 *г/л*).

Подземные воды современных отложений содержат бром, иногда йод.

Пополнение запасов подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поступления вод из более глубоких горизонтов и комплексов. Не исключено, что в расходной части баланса подземных вод превалирует испарение с солончаков, и лишь незначительная часть осадков достигает Каспийского моря.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вопросами происхождения подземных вод Западно-Туркменского артезианского бассейна занимались многие геологи и гидрогеологи. Одни из них (Калицкий, 1914а, б, в; Ковалевский, 1926 и др.) считали, что подземные воды Челекена, Боя-Дага, Кум-Дага, Небит-Дага и других структур Прибалханского района являются ювенильными, связанными с интрузиями магматических пород в плиоценовых отложениях. Другие исследователи (Смолко, 1932а, б; Порфирьев, 1933; Щербаков, 1956; Борщевский, 1959; Добров, 1960; Курбанмурадов, 1963 и др.), рассматривая воды отдельных структур и всего бассейна в целом, предполагали, что питание подземных вод плиоценовых отложений происходит в окружающих Западно-Туркменскую впадину горных сооружениях Копет-Дага, Большого Балхана и Эльбурса.

Третья точка зрения принадлежит В. В. Колодию (1965а, 1966) и в основных чертах заключается в следующем:

1. Горные сооружения, окружающие Западно-Туркменскую впадину, не являются областями питания для плиоценовых водоносных комплексов. В качестве области питания рассматривается область наибольших погружений плиоценовых отложений в западной части впадины.

2. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет уплотнения глинистых осадков и отжатия седиментационных вод в песчанистые коллекторы.

Основные положения по этому поводу, высказанные В. В. Колодием, В. В. Семеновичем, А. Акмамедовым, А. В. Кудельским, Л. Г. Соколовским и другими, в целом согласуются с предполагаемыми палеогидрогеологическими условиями Западно-Туркменского артезианского бассейна на плиоценовом этапе развития.

Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод

Прикаспийская (Западно-Туркменская) низменность является участком, интенсивно прогибающимся по крайней мере с начала мезозойской эры, а возможно и раньше. На фоне общего прогибания развивались локальные поднятия, которые, как показывает изучение мощностей плиоценовых отложений, существовали в предчелекенское время.

Характер отложений понтического яруса, обнаруженных в северной, Прибалханской части депрессии, и их мощность (более 500 *м*) свидетельствуют о существовании в понтический век бассейна с постоянно прогибающимся дном, что способствовало накоплению мощ-

ной толщи песчано-глинистых образований. Видовой состав остракод, найденных в понтических отложениях, говорит о том, что воды бассейна имели низкую соленость, в результате чего получили развитие *Loxoconcha, Leptocythere, Cytherura.*

В век накопления отложений челекенской толщи в Юго-Западной Туркмении располагался небольшой замкнутый мелководный бассейн, характеризовавшийся постоянным прогибанием дна и отдельными локальными поднятиями. Накопление осадков происходило в процессе роста складок, сводовые части которых иногда выступали над уровнем воды, о чем свидетельствуют следы перерывов в осадконакоплении в виде конгломератов, песчаных конкреций и обломков пород, а также увеличение мощности от свода структур к крыльям. Соленость вод бассейна, в котором отлагались осадки нижней части челекенской толщи, была, по мнению Л. П. Марковой (1962), ниже солености вод понтического бассейна. Полное отсутствие моллюсков и чрезвычайно редкие находки остракод в челекенских отложениях говорят о неблагоприятных условиях обитания. Вероятно, они связаны не только с понижением солености, но и с тем, что с окружающих горных массивов пресноводными реками и временными водотоками в морской бассейн сносились огромные массы кластического материала, что препятствовало развитию органической жизни.

Редкие находки солоноватоводных остракод *Caspiocypris, Leptocythere, Loxoconcha* и других в более молодых осадках челекенской толщи свидетельствуют о низкой солености вод среднеплиоценового бассейна. Судя по находкам на Челекене, Котур-Тепе, Окареме и Аджиябе пресноводных остракод *Cypris, Eucypris, Hyocypris, Limnocythere, Darwinula* и других, в западной части этого бассейна к концу среднего плиоцена имело место значительное опреснение воды.

Климат века отложений челекенской толщи, согласно данным споро-пыльцевого анализа (А. Н. Гладкова), вначале был достаточно теплым и влажным, а к концу его, по-видимому, изменился в сторону похолодания и засушливости. Об этом же свидетельствуют и находки отпечатков листьев наземной растительности на Монжуклы и Челекене (Исаева-Петрова, 1962).

Начало верхнего плиоцена в Юго-Западной Туркмении ознаменовалось трансгрессией обширного акчагыльского моря. В начале века бассейн был неглубоким, с повышенной (по сравнению с современным Каспием) соленостью воды, о чем свидетельствует наличие моллюсков *Cardium, Mactra,* фораминифер *Cassidulina, Bolivina, Cibicides* и др. В среднем акчагыле началось сокращение площади бассейна, продолжавшееся до конца века. Глубина бассейна в пределах основной ванны резко возросла, комплекс остракод свидетельствует о значительном опреснении воды (Маркова, 1962).

Характер бассейна апшеронского века ничем существенно не отличался от верхнеакчагыльского. Соленость же его была ниже солености акчагыльского бассейна. Начало среднего апшерона ознаменовалось поднятиями обширной территории, обмелением бассейна и увеличением его площади. Вследствие усиления испарения с большой поверхности мелководного бассейна соленость воды повысилась, о чем свидетельствует многочисленная и разнообразная фауна моллюсков и остракод (Маркова, 1962; Попов, 1961).

Усиление тектонических движений привело в конце апшеронского века к новому сокращению морского бассейна и резкому опреснению воды. Среди моллюсков появились пресноводные *Limnae, Anodonta, Corbicula.* Опреснение вод увеличивалось с запада на восток (Попов, 1956).

Таким образом, анализ палеогеографических условий на плиоценовом этапе развития показывает, что накопление терригенных образований челекенской толщи, акчагыльского и апшеронского ярусов происходило в бассейнах с нормальной соленостью воды или опресненных (верхнеапшеронский). При этом следует учитывать, что неоднократные сокращения морских бассейнов сопровождались, по-видимому, образованием мелководных замкнутых лагун, где в результате процессов испарения формировались высококонцентрированные рассолы, происходило выпадение солей. Последующее захоронение солеродных лагун приводило к засолонению подземных седиментационных вод и вмещающих пород. Только этим можно объяснить результаты петрографических исследований В. А. Атанасянца (1942), свидетельствующих о том, что в отложениях челекенской толщи Челекена и Небит-Дага присутствуют различные соли карбонатов, доломитов, гипса, галита и другие в виде рассеянных кристаллов. Наличие слоев каменной соли мощностью до 1—4,5 *м* известно в бакинских отложениях Челекена, Боя-Дага, Монжуклы. По мнению А. В. Щербакова (1956), наряду с озерным и лагунно-морским режимом осадкообразования галогенных фаций действовали дополнительные факторы, способствовавшие засолению отложений и связанных с ними подземных вод. К таким факторам он относит процессы континентального соленакопления за счет испарения подземных вод в пределах периферических частей предгорных шлейфов в условиях аридного климата.

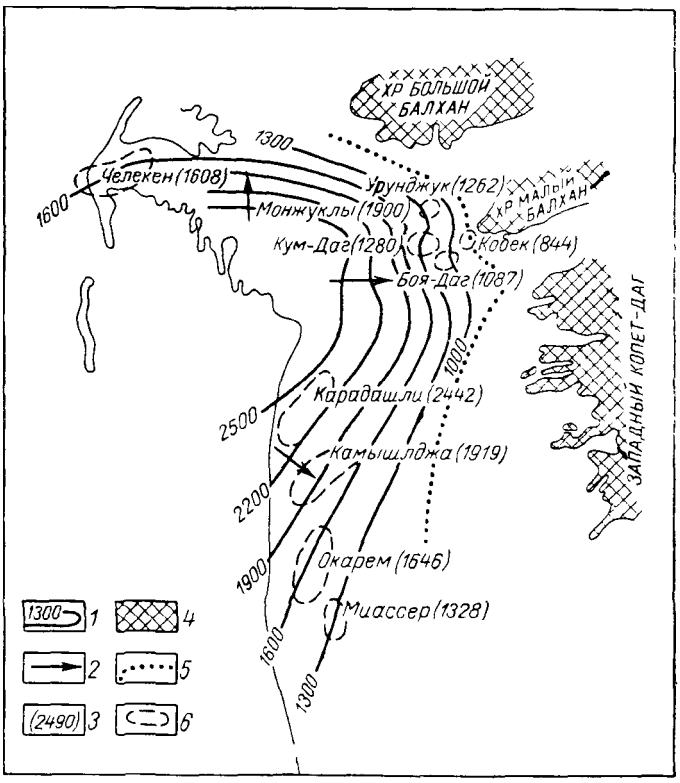
Как указывалось, территория Юго-Западной Туркмении в плиоценовое время испытывала устойчивое прогибание, продолжающееся до настоящего времени, причем темп прогибания на отдельных участках территории был неодинаковым (Бескровный и др., 1963). Максимальное прогибание отмечается в центральных частях впадины, менее интенсивное — в восточной части Прибалханского района. Уже в период отложения осадков нижней части челекенской толщи намечались крупные депрессионные участки — Кызылкумская впадина и впадина, расположенная к западу от Гогрань-Даг-Окаремской зоны поднятий (Колодий, 1966).

Под действием гравитационной нагрузки вышележащих толщ происходило (и происходит) уплотнение осадков и отжатие из них подземных вод. Так как при уплотнении глинистых пород отжатые седиментационные воды направляются в области с меньшими геостатическими нагрузками, что связано с мощностями перекрывающих толщ, В. В. Колодием (1966) по методике М. С. Бурштара и И. В. Машкова (1963) составлены палеогидродинамические схемы для основных водоносных комплексов Западно-Туркменского артезианского бассейна (рис. 25).

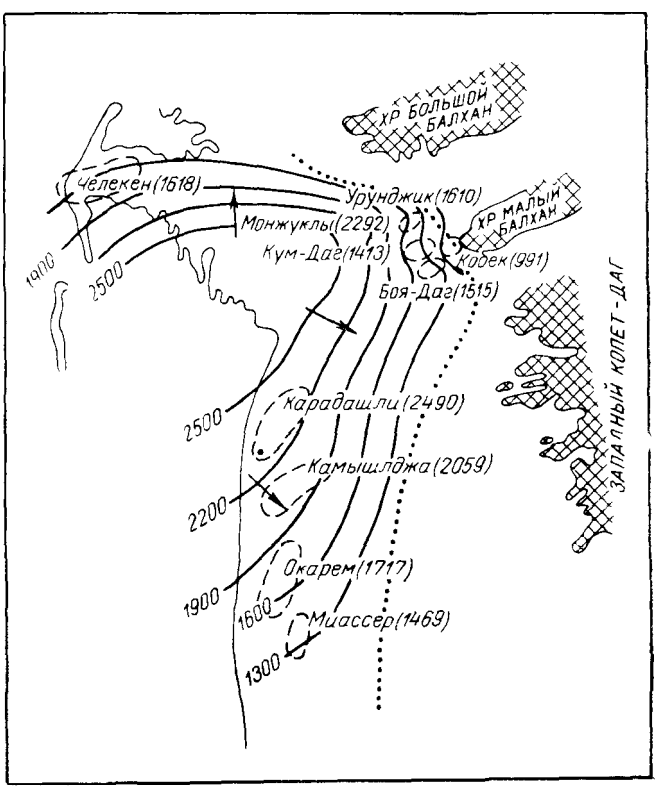
Палеогидродинамические схемы могут свидетельствовать о движении подземных вод во всех водоносных комплексах плиоцена на различных этапах развития бассейна по направлению от участков максимального их погружения к периферическим частям впадины.

Движение подземных вод

Различием в представлениях исследователей об источниках питания плиоценовых водоносных комплексов объясняется отсутствие единого мнения по вопросу о движении подземных вод, его природе и направлении. Одни исследователи (Г. И. Смолко, В. Б. Порфирьев, Б. А. Бедер, А. В. Щербаков, Ю. В. Добров, Г. А. Борщевский, А. Курбанмурадов, В. М. Швец и др.) считают, что питание водоносного комплекса челекенской толщи происходит за счет инфильтрации ат-


ХР БОЛЬШОЙ БАЛХАН
ХР МАЛЫЙ БАЛХАН
ЗАПАДНЫЙ КОПЕТ-ДАГ
Челекен (1608)
Урунджук (1262)
Монжуклы (1900)
Кум-Даг (1280)
Кобек (844)
Боя-Даг (1087)
Карадашли (2442)
Камышлджа (1919)
Окарем (1646)
Миассер (1328)
1300
1600
2500
2200
1900
1000
1300 1
2 5
(2490) 3 6
4

б


ХР БОЛЬШОЙ БАЛХАН
ХР МАЛЫЙ БАЛХАН
ЗАПАДНЫЙ КОПЕТ-ДАГ
Челекен (1618)
Урунджик (1610)
Монжуклы (2292)
Кум-Даг (1413)
Кобек (991)
Боя-Даг (1515)
Карадашли (2490)
Камышлджа (2059)
Окарем (1717)
Миассер (1469)
1400
2500
2200
1900
1600
1300

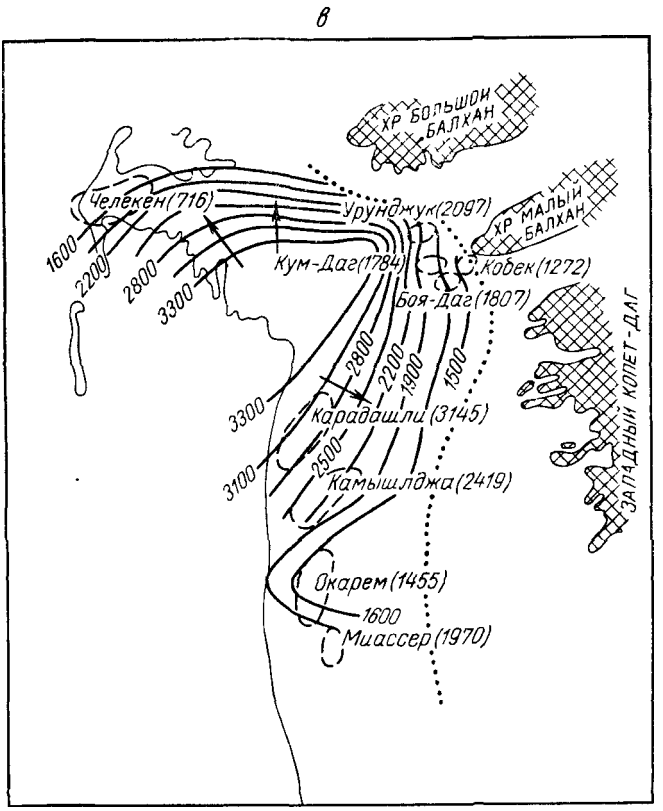


Рис. 25. Схемы гидродинамической обстановки нижней части разреза средиеплиоценовых отложений на начало акчагыльского (*а*), апшеронского (*б*) и бакинского (*в*) времени

1 — изолинии мощностей среднеплиоценовых отложений; *2* — направление движения подземных вод, *3* — значение приведенных напоров, *4* — горные сооружения, *5* — восточная граница распространения среднеплиоценовых отложений, *6* — геологические структуры

мосферных вод, выпадающих в пределах окружающих впадину горных сооружений Большого и Малого Балханов, Копет-Дага и Эльбурса. Наиболее интенсивное движение подземных вод происходит в мезозойских отложениях, направлено оно с юго-востока на север и северо-запад в сторону Прибалханской зоны поднятий, где глубинные инфильтрационные воды мезозойских комплексов разгружаются в пласты плиоцена, главным образом в челекенскую толщу, по системе разломов, вытесняя из нее первичные седиментационные хлоридно-натриевые рассолы. В качестве одного из основных аргументов, якобы свидетельствующего в пользу этого мнения, приводится наличие сравнительно слабоминерализованных (20—30 *г/л*) хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод в низах челекенской толщи.

В результате гидрогеологических исследований, проведенных в последние годы в Копет-Даге (А. В. Кудельский), было установлено, что развитые здесь в погруженных частях мальм-неокомского, апт-сеноманского и более молодых комплексов подземные воды являются хлоридными натриевыми с минерализацией (17—80 *г/л*), превышающей минерализацию хлоридно-гидрокарбонатных глубоких вод Западно-Туркменского артезианского бассейна. Высококонцентрированные (свыше 200 *г/л*) рассолы вскрыты в юрских отложениях южного скло-

на Большого Балхана (А. З. Лях, Г. К. Антонов). Все это позволило другой группе исследователей (Л. М. Мальцев, В. В. Колодий, А. Акмамедов, В. В. Семенович, Л. Г. Соколовский, А. В. Кудельский) высказать мнение, что горные сооружения Копет-Дага и обоих Балханов нельзя рассматривать как область питания для водоносного комплекса челекенской свиты и тем более для водоносных комплексов мезозойских отложений Западно-Туркменской впадины, выведенных из контакта с одновозрастными образованиями горно-складчатых сооружений системой разломов глубокого заложения.

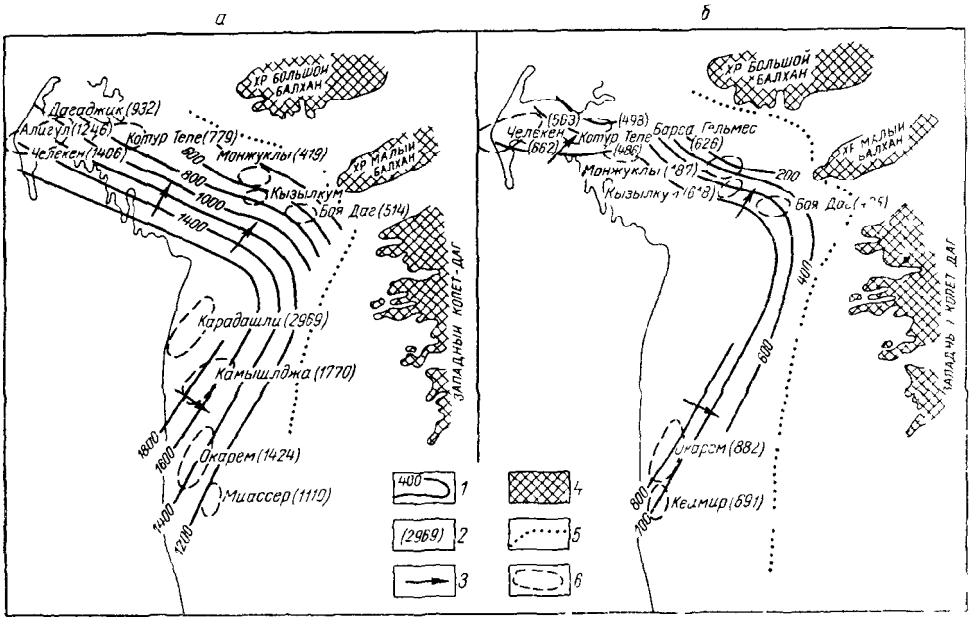


Рис 26 Схемы гидроизопьез нижней (*а*) и верхней (*б*) частей разреза водоносного комплекса среднеплиоценовых отложений (по В. В. Колодию, 1966)

1 — гидроизопьезы 2 — значение приведенных напоров, 3 — направление движения подземных вод 4 — горные сооружения, 5 — восточная граница распространения водоносного комплекса, 6 — геологические структуры

Изучение распределения напоров подземных вод челекенской толщи позволило исключить из числа предполагавшихся ранее областей питания и Эльбурс. Построенные В. В. Колодием (1966) карты гидроизопьез водоносного комплекса челекенской толщи свидетельствуют о движении подземных вод с запада на восток и северо-восток от областей наибольшего прогибания к периферическим частям впадины, а не с юга на север, как это предполагалось (рис. 26) * Об этом же говорят и карты равных значений отношения пластовых давлений к условным гидростатическим (Колодий, 1966).

На основе расчетов приведенных напоров были определены ориентировочные величины современных скоростей движения подземных вод В среднем для Западно-Туркменской впадины скорость движения вод в среднеплиоценовом (челекенском) комплексе оказалась равной 1,8 *м/год* (Колодий, 1966), причем в Прибалханском районе она выше, чем в южной части впадины. Это вызвано более высокими гра-

* Этот вопрос нельзя считать окончательно решенным, он требует обоснования на более широком фактическом материале *Прим. ред*

диентами напоров и лучшими коллекторскими свойствами пород в Прибалханской зоне поднятий. Именно здесь расположены наиболее мощные очаги разгрузки подземных вод.

Гидрохимическая зональность

Гидрохимический разрез Западно-Туркменского артезианского бассейна отличается крайней сложностью, что обусловлено в первую очередь геологическим строением бассейна, палеогидрогеологическими условиями развития и физико-химическими процессами формирования ионного и газового состава подземных вод.

На основании материалов глубокого бурения установлено, что в пределах большинства изученных положительных структур происходит уменьшение минерализации подземных вод с глубиной от 180—300 *г/л* в верхнеплиоценовых отложениях и верхней части разреза челекенской толщи до 10—40 *г/л* в отложениях нижнего отдела толщи и понтических отложениях. Однако известны антиклинальные структуры, в гидрогеохимическом разрезе которых снижения минерализации нет (Карадашли, Боя-Даг) или же в верхних частях разреза широко развиты солоноватые (4 *г/л*) воды (Банкали). Все это свидетельствует о том, что формирование гидрохимической зональности в различных частях Западно-Туркменского артезианского бассейна происходило в различных палеогидрогеологических и физико-химических условиях и требует специального и дифференцированного изучения.

Одним из наиболее сложных в проблеме формирования подземных вод и гидрохимической зональности описываемого района является вопрос о происхождении сравнительно маломинерализованных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод в нижнем отделе челекенской толщи и подстилающих отложений. Исследователи, предполагающие, что области питания плиоценовых водоносных комплексов расположены в окружающих Западно-Туркменскую впадину горных сооружениях, считали, что воды этого состава связаны с мезозойскими отложениями, участвующими в строении основания впадины. В пределах высокоприподнятых тектонических структур маломинерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды мезозойских комплексов по зонам разрывных нарушений, секущих всю толщу неогена, поступают в вышележащие отложения, вытесняя и разбавляя седиментационные хлоридные натриевые рассолы.

Исследования последних лет позволили не только исключить из числа предполагавшихся ранее областей питания горные сооружения обоих Балханов, Копет-Дага и Эльбурса, но и установить, что с мезозойскими отложениями в пределах Западно-Туркменской впадины связаны рассольные хлоридные натриевые воды. Так, на площади Сыртланли в палеогеновых отложениях вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией свыше 50 *г/л*, в сеноманских отложениях Сюйджи 53 *г/л*; на южном погружении Большого Балхана с известняками байоса связаны рассолы с минерализацией свыше 212 *г/л* (табл. 23). На площади Боя-Даг в 1967 г. скв. 11 на глубине 1300 *м* вскрыт нерасчлененный комплекс апт-сеноманских отложений. Однако уменьшения минерализации подземных вод челекенской толщи вблизи кровли этих отложений не отмечается. В качестве еще одного примера отсутствия сравнительно маломинерализованных вод в нижней части разреза челекенской толщи можно привести также структуру Карадашли, где скв. 5 на глубине 4430 *м* вскрыты рассолы (160 *г/л*).

Таким образом, предположение, что сравнительно маломинерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды поступают в че-

Таблица 23

Химический состав подземных вод отложений, подстилающих челекенскую толщу

№ скважины, интервал опробования, *м*	Структура	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
2 1233	Сыртланли	$P_{g_2}^3$	50,5	*мг/л* *экв* %	17 867,0 89,4	1303,0 7,5	331,0 3,1	30 496,0 99,0	339,0 0,8	122,0 0,2
25 1009—1011	Сюйджи	Cr_2cm	52,9	То же	18 554,0 88,2	1353,0 7,4	486,0 4,4	32 357,0 99,8	— —	103,0 0,2
1м 613—1134	Бала-Ишем	J_2bj	212,7	»	64 644,0 75,0	8978,0 12,0	5861,0 13,0	132 620,0 100,0	9,9 —	36,6 —

лекенскую толщу из подстилающих мезозойских отложений фактическими данными не подтвердилось.

Другая точка зрения принадлежит В. В. Колодию (1965б). Происхождение относительно маломинерализованных хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод в низах разреза челекенской толщи связывается им с разбавлением «первичных» седиментационных подземных вод конденсатной влагой, поступающей с углеводородными газами из более глубоких частей геологического разреза, предположительно с глубины 5000—6000 *м*.

Л. А. Польстер и Ю. А. Висковский считают одной из неучтенных ранее причин понижения минерализации подземных вод в глубоких частях бассейна прогрессирующее разбавление водами, отжимаемыми из пелитовых пород (эффект тонких капилляров; Польстер и др., 1967).

Нет единого мнения и о происхождении высокоминерализованных вод, связанных с верхним отделом челекенской толщи. В. В. Семенович (1960) и В. В. Колодий резкое повышение минерализации подземных вод в этой части разреза связывают о процессами дегазации. А. В. Щербаков (1956) и Л. М. Мальцев (1960) считают, что формирование высокоминерализованных вод верхнего отдела челекенской толщи необходимо связывать с испарением морских вод в замкнутых лагунах, дальнейшим их захоронением и последующим засолонением всей массы подземных вод.

Ни одна из указанных гипотез, взятая в отдельности, не в состоянии объяснить всего многообразия состава подземных вод и их распространения. Так, авторы этих гипотез обходят молчанием вопрос о происхождении слабосолоноватых вод в апшеронских отложениях Банкали, рассолов в низах челекенской толщи на Карадашли и т. п. В связи с этим нам представляется правильным считать, что в формировании состава подземных вод За-

падно-Туркменского артезианского бассейна определяющими являются палеогеографические и палеогидрогеологические условия. Вторичными процессами, усложняющими общую картину распределения и формирования вод того или иного состава, являются процессы тектонического развития, подземной конденсации при дегазации пластов, процессы отжатия поровых растворов и множество других физико-химических процессов. Значение каждого из них в формировании состава и зональности подземных вод в каждом конкретном случае требует специального изучения.

Температурные условия

Тепловой режим Западно-Туркменского артезианского бассейна с различной степенью детальности рассматривается в работах К. П. Калицкого, И И Никшича, А Е Ферсмана, Г И Смолько, Н. В. Тагеевой, П И Калугина, А В. Щербакова, Ю В Доброва, П. И. Журавлева, В. В Колодия, А. Акмамедова и др Сводная характеристика геотермических условий района приводится в работе С С. Джибути (1962), по материалам которого написан настоящий раздел

Температура подземных вод, связанных с плиоценовыми отложениями, отличается от среднегодовой температуры воздуха в верхних частях геологического разреза на 80—90° С Геотермические параметры, характеризующие тепловое состояние бассейна, приведены в табл 24. Средние значения геотермической ступени (G), геотермического градиента (Γ) и теплового потока (q) по отдельным структурам в верхнеи части разреза колеблются в широком интервале, составляя для Челекена 5,6 *м*/° С, а для Кобека 42,0 *м*/° С Соответственно величина геотермического градиента равна 17,8—2,4° С/100 *м*, а теплового потока $31{,}2 \cdot 10^{-2}$—$4{,}2 \cdot 10^{-2}$ *ккал*/*м*^{2}·*ч*. По мере углубления отмечается повышение значений геотермической ступени и снижение температурного градиента и величины теплового потока (см табл 24)

Общую картину распределения температур подземных вод и вмещающих их пород дает схематическая карта геоизотерм на глубине 2000 *м* и ниже уровня моря (рис. 27) Как видно из этой карты, наиболее крупные «положительные» аномалии связаны со структурой Челекен и с площадью широкого развития грязевого вулканизма крайней юго-западной части Кеймир-Окарем-Камышлджинского среднеплиоценового вала Более низкие для данной глубины температуры отмечены в районе газоконденсатной залежи Кызылкум, представляющей собой так называемую «отрицательную» тепловую аномалию

С С Джибути (1962) произведен расчет элементов баланса термальных вод и теплового потока Западно-Туркменского артезианского бассейна·

Приход тепла *ккал/сек см*^{2}

Радиогенное тепло	0,79 10^{-9}
Внутренняя теплота земли с учетом тепловых эффектов биохимических и других процессов	85,61 10^{-9}
Суммарный приход тепла	86,4 10^{-9}

Расход тепла, *ккал/сек см*^{2}

Количество тепла, переносимое подземными водами	85 10^{-9}
Количество тепла, расходуемое за счет теплопроводности горных пород	1 4 10^{-9}
Суммарный расход тепла	86,4 10^{-9}

Судя по этим ориентировочным расчетам, основным «потребителем» тепловой энергии недр (до 98%) являются подземные воды, иг-

Таблица 24

Геотермические параметры структур Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна

Структура	Интервалы глубин, м																	
	0–500			500–1000			1000–1500			1500–2000			2000–2500			2500–3000		
	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч	G, м/°С	Γ, °С/100 м	q, ккал/м²·ч
Челекен	5,6	17,8	$31,2 \cdot 10^{-2}$	25,0	4,0	$7 \cdot 10^{-2}$	28,0	3,5	$6,1 \cdot 10^{-2}$	29,0	3,4	$5,9 \cdot 10^{-2}$	33,0	3,0	$5,2 \cdot 10^{-2}$	37,0	2,7	$4,7 \cdot 10^{-2}$
Монжуклы	13,5	7,4	$13 \cdot 10^{-2}$	24,8	4,0	$7 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Небит-Даг	22,4	4,4	$7,7 \cdot 10^{-2}$	23,0	3,5	$6,1 \cdot 10^{-2}$	36,0	2,8	$5 \cdot 10^{-2}$	39,0	2,5	$4,4 \cdot 10^{-2}$	42,0	2,4	$4,2 \cdot 10^{-2}$	–	–	–
Куч-Даг	26,1	3,8	$6,6 \cdot 10^{-2}$	28,2	3,5	$6,1 \cdot 10^{-2}$	30,0	3,3	$5,7 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Котур-Тепе	30,0	3,3	$5,7 \cdot 10^{-2}$	43,0	2,3	$4,0 \cdot 10^{-2}$	46,6	2,1	$3,6 \cdot 10^{-2}$	43,3	2,1	$3,6 \cdot 10^{-2}$	49,2	2,0	$3,5 \cdot 10^{-2}$	50,0	2,0	$3,5 \cdot 10^{-2}$
Кызылкум	–	–	–	–	–	–	–	–	–	42,8	2,3	$4 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–
Кобек	42,0	2,4	$4,2 \cdot 10^{-2}$	44,7	2,2	$3,8 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Боя-Даг	–	–	–	15,6	6,4	$11,2 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Окарем	–	–	–	28,2	3,5	$6,1 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кимшладже	–	–	–	–	–	–	27,0	3,7	$6,5 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кейкир	–	–	–	–	–	–	–	–	–	26,6	3,7	$6,4 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–
Среднее	23,2	4,3	$11,4 \cdot 10^{-2}$	29,9	3,3	$6,4 \cdot 10^{-2}$	33,5	3,0	$5,4 \cdot 10^{-2}$	35,0	2,8	$5 \cdot 10^{-2}$	41,3	2,4	$4,3 \cdot 10^{-2}$	43,5	2,3	$4,1 \cdot 10^{-2}$

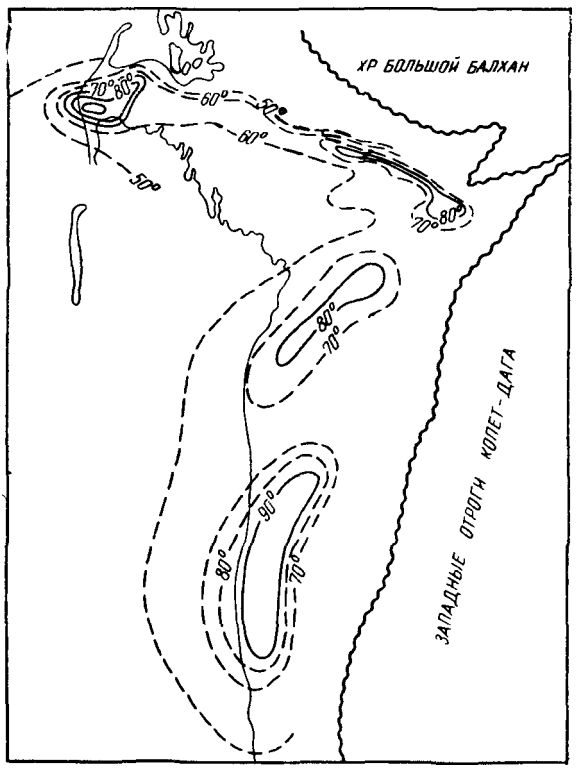


Рис. 27. Схема геоизотерм Западно-Туркменского артезианского бассейна на глубине 2000 *м* ниже уровня моря (по С. С. Джибути, 1962)

рающие главную роль как в выносе, так и в перераспределении тепла в разрезе и по площади бассейна.

Практическое применение термальных вод связано с извлечением из них ценных химических соединений и элементов (йод, бром и др.), в меньшей мере с их бальнеологическим использованием. Специального изучения требует вопрос теплоэнергетического использования термальных вод Западно-Туркменского артезианского бассейна.

Выводы

1. В геологическом строении Западно-Туркменского артезианского нефтегазоносного бассейна принимают участие плиоценовые и постплиоценовые терригенные породы морского и континентально-морского происхождения, среди которых выделяются отложения нижнего (понтический ярус), среднего (челекенская толща) и верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы) и постплиоценовые образования. Нижнетретичные и мезозойские отложения, слагающие донную часть Западно-Туркменской впадины, залегают на глубинах до 6—8 *км*. Общая мощность мезо-кайнозойских осадочных образований в пределах впадины достигает 25 *км*.

2. Основные водоносные комплексы и горизонты связаны с песками и песчаниками плиоценовых и песками, реже галечниковыми образованиями четвертичных отложений. Наиболее водообильный в артезианском бассейне Западно-Туркменской впадины водоносный комплекс приурочен к отложениям челекенской толщи. Подземные воды

этих отложений характеризуются высокой минерализацией (до 300 *г/л*), содержат йод и бром.

Пресные и маломинерализованные воды, пригодные для питьевого и хозяйственного потребления, не имеют широкого распространения и связаны в основном с четвертичными, реже с акчагыл-апшеронскими отложениями. Залегают такие воды в виде линз, реже связаны с пролювиальными отложениями отдельных ущелий и конусов выноса в предгорьях Большого Балхана.

3. Установлено, что горные сооружения, окружающие Западно-Туркменскую впадину, не являются областями питания для водоносных комплексов плиоценовых отложений. Область питания пространственно совпадает с областью наибольших погружений плиоценовых отложений в западной части впадины. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет уплотнения глинистых осадков и отжатия седиментационных вод в песчанистые коллекторы. Другим существенным источником пополнения запасов подземных вод плиоценовых отложений, по мнению А. В. Кудельского и В. В. Колодия, являются процессы преобразования рассеянного органического вещества подстилающих мезозойских отложений в условиях высоких температур и давлений. Наряду с такими продуктами, как нефть и газ, в результате преобразования $C_{орг}$ пород в недрах Западно-Туркменской впадины высвобождается и приобретает способность к миграции сложный комплекс металлов, галоиды (преимущественно, йод), пары воды и др.

4. В пределах большинства изученных положительных структур имеет место уменьшение минерализации подземных вод с глубиной от 180—300 *г/л* в верхнеплиоценовых отложениях и верхней части челекенской толщи до 10—40 *г/л* — в нижней части этой толщи и в понтических отложениях. Однако известны антиклинальные структуры, в гидрогеохимическом разрезе которых нижняя инверсия минерализации отсутствует или же в верхних частях разреза развиты слабосолоноватые, почти пресные воды. Все это свидетельствует о сложности гидрохимического разреза впадины и требует дальнейшего изучения.

5. Одной из интереснейших особенностей Западно-Туркменской впадины как крупной гидрогеологической структуры является отсутствие зоны интенсивного водообмена. Впервые на это обстоятельство обратили внимание С. И. Смирнов и А. В. Щербаков.

Глава 6

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КОПЕТ-ДАГА И МАЛОГО БАЛХАНА

Копет-Даг с антиклиналью Малого Балхана представляют собой северную окраинную область Туркмено-Хорасанской горной системы и в пределах Советского Союза граничат с нефтегазоносными артезианскими бассейнами Западно-Туркменской впадины на западе и Предкопетдагского прогиба и Каракумской платформы на севере. Расположены горные сооружения Копет-Дага и Малого Балхана вдоль Копет-Даг-Большебалханского шовного пояса глубинных разломов, которые во многом определили специфические черты его строения и гидрогеологических условий.

В геологическом строении Копет-Дага и Малого Балхана принимают участие преимущественно морские, в меньшей мере лагунно-морские и континентальные отложения юры, мела, палеогена и неоген-четвертичные. Отложения юры и мела представлены известняками,

песчаниками, мергелями, аргиллитами и алевролитами, причем терригенные разности пород преимущественно развиты в апт-сеноманской части разреза. Этими отложениями сложены основные структуры Копет-Дага. В восточной части района это Гяурская антиклиналь, сложенная известняками мальм-неокома, и Манышская синклиналь, а также крупная антиклиналь хребта Гындувар-Даг, отделенная от кулисообразно сочленяющихся антиклиналей Передового хребта Главной * синклиналью Центрального Копет-Дага.

В современном структурном плане Западного Копет-Дага выделяются три структурно-тектонические зоны внутренних складок, груп-

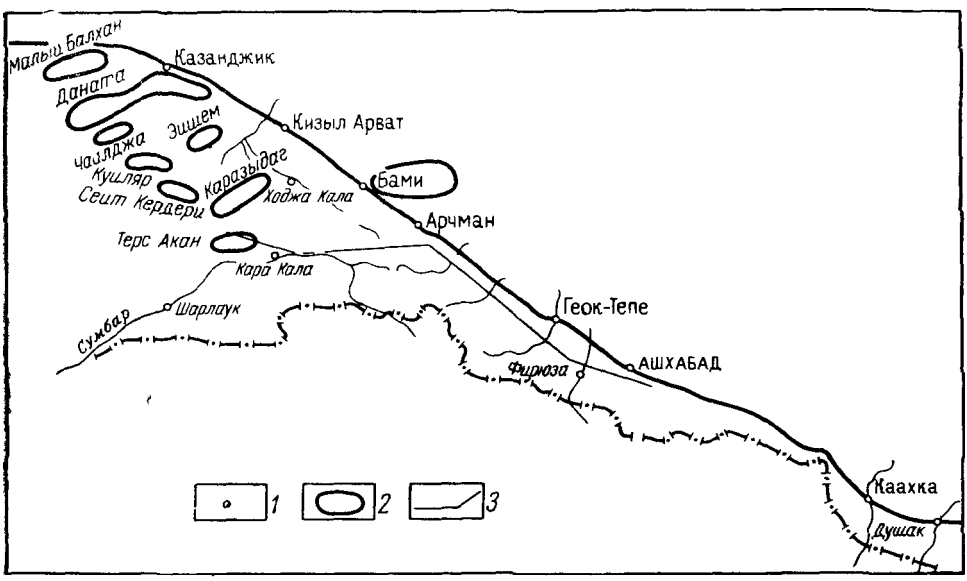


Рис 28 Схематическая карта фактического материала по складчатой области Копет-Дага (составил А В Кудельский)

1 — водопункты *2* — главные антиклинальные структуры Западного Копет Дага *3* — линия разреза

пы передовых антиклиналей и северных предгорных складок. Крупнейшие антиклинали зоны внутренних складок Данатинская, Обойская, Иссуинская, Чаалджинская, Зирикская, Карагезская, Сарджасская, Эйшемская, Аладагская, Куйлярская, Калаусская, Каразыдагская, Аджикуинская и Сеиткердеринская имеют юго-западное простирание; Терсаканская, Дойрунская, Исакская, Кеседагская, Кунузундагская, Сонгудагская, Наардинская и Палызанская — субширотное Большинство складок юго-западного простирания, за исключением Данатинской и Обойской, расположено в области интенсивного погружения нижнемеловых отложений, названной М П. Сукачевой областью мелкогорий Западного Копет-Дага (рис 28).

Положительные структуры этой области сложены в основном глинистыми отложениями палеогена и неогена В сводовых частях отдельных антиклиналей обнажаются отложения сенон-дания (Иссуинская, Чаалджинская, Куйлярская) и верхнего сеномана (Эйшем, Сеиткердери, Каразыдаг) Отложениями верхнего мела (сенон и даний) сложена также сводовая часть Терсаканской брахискладки Остальной

* В литературе известна также под названием Ашхабад Бахарденской, Вановской

Таблица 25

Характеристика разреза и водоносные комплексы

Стратиграфическое подразделение		Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Верхняя юра	Мальмский ярус J_3	Доломиты, аргиллиты и известняки	Мальм-неокомских отложений
Нижний мел	Неокомский ярус Cr_1nc	Известняки, мергели, алевролиты и песчаники. Суммарная вскрытая мощность мальм-неокома до 2500 *м*	
	Аптский ярус Cr_1ap	Аргиллиты, алевролиты и песчаники. Мощность от 500—630 *м* (Гяурсдаг и Восточный Копет-Даг) до 1350 *м* (Западный Копет-Даг)	Аптских отложений
	Альбский ярус Cr_1al	Песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность от 500—600 *м* (Восточный Копет-Даг) до 700—800 *м* (Западный Копет-Даг)	Альбских отложений
Верхний мел	Сеноманский ярус Cr_2cm	Песчаники глауконитовые, алевролиты и аргиллиты. Мощность от 200—220 *м* (Восточный Копет-Даг) до 750 *м* (Западный Копет-Даг)	Сеноманских отложений
	Турон-датский Cr_2t+d	Переслаивание глин, мергелей, известняков и песчаников. Мощность от 400—500 *м* (Восточный Копет-Даг) до 1400 *м* (Западный Копет-Даг)	Туронских и датских отложений
Палеоген	Палеоцен Pq_1	Восточный Копет-Даг: кварцевые песчаники и известково-глинистые породы. Мощность 130—220 *м*	Палеоценовых отложений
	Эоцен и олигоцен Pg_{2+3}	Западный Копет-Даг; глины и мергели. Мощность до 2500 *м*	Водоупор
		Восточный Копет-Даг: глины с прослоями песчаников	Эоценовых и олигоценовых отложений

ные антиклинали субширотного простирания, а также Данатинская антиклиналь, сложены породами нижнего мела (апт и альб). Еще более древними отложениями (неоком) сложены передовые складки и Кюрендагская антиклиналь. Их северные крылья оборваны серией разрывных нарушений «термальной зоны».

Севернее передовых антиклиналей располагается зона предгорных складок, сложенных преимущественно палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Простирание этих складок, осложняющих южный борт Предкопетдагского прогиба, юго-восточное, близкое к простиранию передовых структур Копет-Дага.

Юрские и меловые породы плотные, консолидированные. Их водообильность зависит от степени трещиноватости. Вне зон тектонической дроблености породы независимо от их гранулометрического и литологического состава (песчаники, алевролиты, известняки) практически безводны и водоупорны. В связи с этим приведенные ниже расчленение и описание гидрогеологического разреза в значительной мере условны и отражают в первую очередь степень дроблености и обводненность горных пород в зонах тектонических нарушений и экзогенного выветривания.

В юрских и меловых отложениях Копет-Дага и Малого Балхана выделены пять водоносных комплексов, связанных с мальм-неокомскими, аптскими, альбскими, сеноманскими и турон-сенон-датскими отложениями, два приурочены к отложениям палеогена (табл. 25). Неогеновые отложения, представленные разными разрезами в разных районах Копет-Дага, содержат в западной части три водоносных комплекса, а в центральной и восточной — два. К разным генетическим типам четвертичных отложений приурочены один водоносный горизонт и два комплекса.

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Воды нижнемеловых отложений

Водоносный комплекс мальм-неокома

Мальм-неокомские отложения ($J_3+Cr_1пс$) представлены (снизу вверх): доломитами, аргиллитами и известняками верхней юры, известняками, мергелями, алевролитами и песчаниками валанжина и готерива, массивными известняками (нижний баррем) и мергелями (верхний баррем) верхней части неокома. Верхнеюрские известняки и доломиты обнажаются в Центральном Копет-Даге (Бахарден, Келята), вскрыты скважинами в Фирюзинском ущелье, в районе г. Ашхабада и в сводовой части Гяурской антиклинали. Карбонатные отложения неокома широко распространены в Центральном Копет-Даге, слагают антиклинали передовых хребтов Западного Копет-Дага, Кюрен-Даг и Малый Балхан, обнажаются в сводовых частях Гяурской и приграничных антиклиналях Восточного Копет-Дага. Общая мощность мальм-неокомских отложений достигает 2500 *м* (рис. 29).

С известняками мальм-неокома связан наиболее водообильный в Копет-Даге водоносный комплекс. Его питание происходит за счет атмосферных осадков преимущественно в зонах тектонических нарушений в сводовых частях и на крыльях положительных структур. Разгрузка осуществляется многочисленными источниками, кяризами и скважинами как в области питания, так и в зоне разрывных дислокаций, ограничивающих Копет-Даг с северо-востока («термальная линия», по И. М. Никшичу). Движение подземных вод к «термальной

линии» происходит как по напластованию пород, так и по зонам крупных диагональных нарушений, секущих антиклинальные структуры, сложенные известняками неокома. Дальнейшему движению подземных вод на север препятствуют водоупорные глинистые кайнозойские отложения Предкопетдагского прогиба, контактирующие по плоскости сброса с водоносным комплексом мальм-неокома. Это обстоятельство приводит к тому, что в зоне Главного разлома Копет-Дага («термальной линии») происходит практически полная разгрузка подземных вод. Принимая все это во внимание, М. Р. Милькис (1964, 1967а) классифицировал эту зону как «зону конечных разгрузок подземных вод».

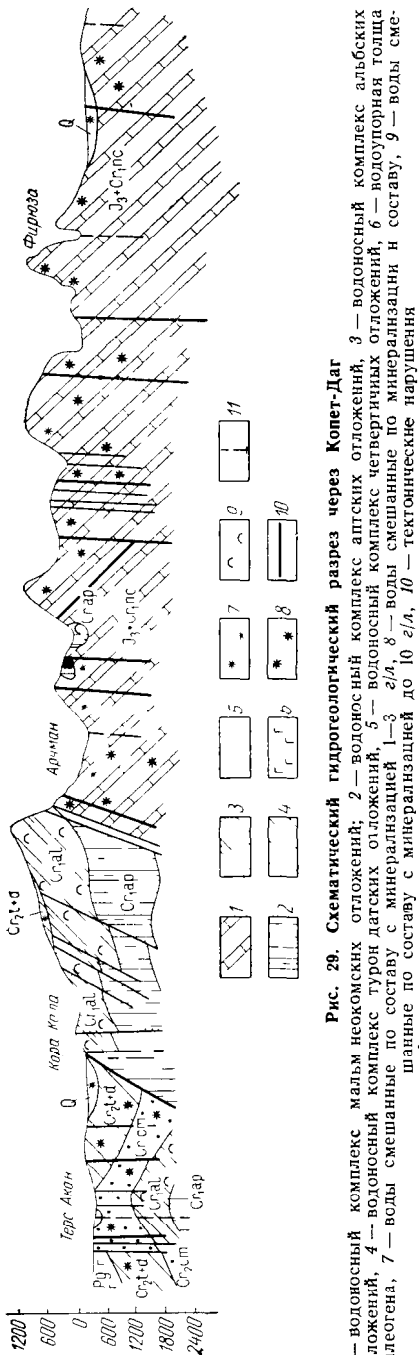


Рис. 29. Схематический гидрогеологический разрез через Копет-Даг

1 — водоносный комплекс мальм-неокомских отложений; *2* — водоносный комплекс аптских отложений, *3* — водоносный комплекс альбских отложений, *4* — водоносный комплекс турон датских отложений, *5* — водоносный комплекс четвертичных отложений, *6* — водоупорная толща палеогена, *7* — воды смешанные по составу с минерализацией 1—3 *г/л*, *8* — воды смешанные по минерализации и составу, *9* — воды смешанные по составу с минерализацией до 10 *г/л*, *10* — тектоническое нарушения

Расходы источников колеблются в пределах от долей до 200—250 *л/сек*. На расход источников значительное влияние оказывают землетрясения. В большинстве случаев после них происходит увеличение дебитов, сохраняющееся в течение ряда лет. Так, после землетрясения 1948 г. резко увеличились расходы источников в районе г. Ашхабада, а также почти во всех источниках зоны конечных разгрузок. В Багире суммарные расходы источников и кяризов увеличились с 1200 до 1800 *л/сек*.

В многолетнем плане изменения расходов источников Копет-Дага многоцикличны. Выделяются циклы продолжительностью 3—7-, 11—14- и 22—30-летние. Проявляется вековая цикличность, равная в среднем 85 годам (Милькис, 1967а).

Расходы эксплуатационных скважин достигают 20—100 *л/сек* при понижении 1—20 *м*. Вне зон дробления известняки неокома практически безводны. Известны десятки случаев, когда скважины, пройденные в монолитных известняках даже в непосредственной близкости от разрывных нарушений, оказывались малодебитными, непригодными для эксплуатации.

Температура подземных вод, циркулирующих на небольших глубинах, соответствует среднегодовой температуре воздуха на высоте выхода источника или несколько превышает последнюю (9—18,3° С). Повышенной температурой (до 37° С) характеризуются воды источников, приуроченных к тектоническим нарушениям, дренирующим глубоко погруженные части водоносного комплекса.

Минерализация вод большинства источников, связанных с известняками неокома, 0,35—0,9 *г/л*, реже 1,6—1,7 *г/л* (Арчман). Повышенной минерализацией (2,3—2,8 *г/л*) отличаются воды источников в зонах нарушений, дренирующих глубоко погруженные и непромытые отложения. Глубокими скважинами в известняках неокома вскрыты воды с минерализацией от 6,9 *г/л* (Арчман, глубина 1169 *м*) до 76 *г/л* (структура Бами-Кодж, глубина 2692—2708 *м*).

По химическому составу подземные воды неокома обычно гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием ионов. При минерализации свыше 1 *г/л* отмечается увеличение содержания сульфатов до их преобладания в анионном составе вод (табл. 26).

Таблица 26

Химический состав подземных вод мальм-неокомских отложений

Водопункт, интервал опробования, *м*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
			Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг								
Структура Бами-Кодж 2692—2708	75,7	*мг/л*	25 293,33	3681,75	—	44 197,15	1598,3	183,0
		экв %	85,68	14,31	—	97	2,59	0,23
Источник	0,4	То же	39,6	54,1	34,0	17,7	129,2	237,9
			23,8	37,4	38,8	6,9	37,3	54,0
„	0,26	„	24,6	39,1	18,8	17,7	42,0	195,2
			23,4	42,7	33,9	10,9	19,0	70,1
Центральный Копет-Даг								
Источник	0,62	„	0,132	0,061	0,024	0,014	0,276	0,273
			54,40	28,8	18,80	3,7	54,3	42,0
Источник у ст. Арчман	1,6	„	318,8	147,3	49,2	354,6	459,2	347,7
			54,9	29,1	16,0	39,6	37,8	22,6

Выход хлоридно-натриевых вод известен в Казанджикском Кюрен-Даге и связан с тектоническим нарушением. Хлоридно-натриевые воды вскрыты скважинами в районе Бами, Арчмана и Ашхабада.

Микрокомпонентный состав подземных вод мальм-неокома Копет-Дага изучен довольно слабо. Наиболее полными химическими анализами охарактеризованы воды источников Иджири, Арчмана, а также воды, вскрытые глубокими скважинами в районах Бами, Арчмана, Фирюзинского ущелья, Ашхабада и Гяурса. В составе подземных вод отмечаются свинец, цинк, медь и другие элементы. Содержание сероводорода в отдельных водопунктах достигает 70 *мг/л* (Арчман, Фирюзинское ущелье). В газовом составе вод неглубокой циркуляции преобладают азот, углекислый газ и сероводород; воды глубоких горизонтов метановые и азотно-метановые.

Подземные воды неокомского водоносного комплекса играют важную роль в водоснабжении предгорной равнины Копет-Дага, определяя перспективы сельскохозяйственного и промышленного развития района. За счет подземных вод этого комплекса осуществляется водоснабжение столицы Туркменской ССР г. Ашхабада и десятков более мелких городов и поселков.

С отложениями мальм-неокома связано более 99% ресурсов подземных вод Центрального Копет-Дага. Суммарно обеспеченный расход источников составляет здесь около 3500 *л/сек*. Для Западного Копет-Дага динамические ресурсы подземных вод комплекса оцениваются ориентировочно в 268 *л/сек* (без Казанджикского Кюрен-Дага), что составляет 13% от суммы осадков, выпадающих на территории выходов неокомских отложений (275 *км*^{2}). Эксплуатационные ресурсы пресных и слабосолоноватых (до 3 *г/л*) вод Гяурского и Восточного Копет-Дага по расчетам К. А. Чуприной составляют 287 *л/сек*.

Водоносный комплекс аптских отложений

Аптские отложения (Cr_1ap) обнажаются на крыльях положительных структур в среднегорной части Западного Копет-Дага, Малого Балхана, Кюрен-Дага, Гяурского и Восточного Копет-Дага, слагают сводовую часть Данатинской и Палызанской антиклиналей, широко распространены в области Главной синклинали Центрального Копет-Дага. Представлены они аргиллитами, алевролитами и песчаниками мощностью от 500—630 *м* (Гяурский и Восточный Копет-Даг) до 1350 *м* (Западный Копет-Даг). Питание водоносного комплекса происходит за счет атмосферных осадков в районах выходов аптских отложений на дневную поверхность.

Немногочисленные источники, вытекающие из песчаников апта, как правило, малодебитны (до 1 *л/сек*), и только некоторые из них имеют расход до 10 *л/сек*. Скважины, пробуренные в песчаниках апта на территории собственно Копет-Дага, обычно маловодны и непригодны для эксплуатации. Более водообильны скважины, пробуренные в песчаниках апта в Кюрен-Даге. Расходы их достигают 12—18 *л/сек* при понижении 9—10 *м*.

Температура вод нисходящих источников равна среднегодовой температуре воздуха. Повышенной (до 21,3—24,6° С) температурой характеризуются воды источников, приуроченных к контакту пород с различной водопроницаемостью на крутых крыльях антиклиналей. Минерализация подземных вод апта 0,5—33,9 *г/л*. Источники пресных (до 1 *г/л*) вод выходят у подножий хорошо дренируемых песчаниковых массивов.

Выходы более минерализованных вод (1,8—2,3 *г/л*) приурочены к контактам аптских песчаников с перекрывающими их алевролитами нижнего альба на склонах Данатинского хребта и Гяурс-Дага. На северном склоне Малого Балхана известен источник, минерализация воды которого достигает 17 *г/л*. Подземные воды с минерализацией 33,9 *г/л* вскрыты скважинами на южном склоне Передового хребта севернее пос. Ходжакала и на структуре Терс-Акан (Западный Копет-Даг). Соленые воды (до 20 *г/л*) вскрыты в песчаниках апта в районе пос. Чули (Центральный Копет-Даг) (табл. 27).

По химическому составу воды аптских отложений довольно однообразны. Воды с минерализацией до 0,7 *г/л* гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, от 0,7 *г/л* до 1,4 *г/л* — сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатные натриево-кальциевые. При минерализации свыше 1,8 *г/л* и выше в составе анионов преобладает хлор. В катионном составе подземных вод первое место в большинстве случаев (80%) занимает кальций. При минерализации свыше 1,8 *г/л* в составе катионов преобладает натрий.

В подземных водах присутствуют йод, бром, свинец, цинк, фтор, железо, алюминий, барий и др. Величина перманганатной окисляемости достигает 7,2 *мг* O_2*/л*. Воды некоторых источников, приуроченных к кон-

Таблица 27

Химический состав подземных вод аптских отложений

Водопункт, интервал опробования, *м*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
			Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг								
Среднее по ряду источников	0,89	*мг/л*	103,3	125,3	48,0	74,5	344,0	329,4
		экв %	30,6	42,5	26,9	14,3	48,7	36,8
Структура Терс-Акан, 56 1800—1900	24,29	„	9156,1	224,4	184,8	14 070,5	307,0	695,4
			96	2,7	1,3	95,7	1,5	2,8
То же 1920—2000	19,70	„	7540,0	136,3	46,2	11 574,1	93,8	622,2
			96,8	2,0	1,2	96,4	0,6	3,0
Центральный Копет-Даг								
Район Фирюза 50—200	18,84	„	6500,3	315,6	145,9	8510,4	3287,1	146,4
			90,9	5,2	3,8	77,2	22,0	0,8
Восточный Копет-Даг и Гяурс-Даг	2,3	„	58,4	200,4	448,8	122,7	1295,4	317,2
			13,9	56,9	10,5	24,3	15,2	

такту пород с различной водопроницаемостью, сероводородные (Данната). Содержание сероводорода достигает 12,4—98,4 *мг/л*. В составе растворенных газов этих источников обычно присутствуют метан и более тяжелые углеводороды.

Подземные воды аптских отложений используются для нужд отгонного животноводства и в меньшей мере для поливного земледелия в Казанджикском и Данатинском Кюрен-Даге.

Водоносный комплекс альбских отложений

Альбские отложения (Cr_1al) широко распространены в Западном Копет-Даге, обнажаются на крыльях антиклинальных структур Малого Балхана, Кюрен-Дага, Гяурс-Дага и Восточного Копет-Дага, участвуют в строении Главной синклинали Центрального Копет-Дага. Представлены альбские отложения песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью от 500—600 *м* в Восточном Копет-Даге до 700—800 *м* в Западном.

Водоносный комплекс, связанный с альбскими отложениями, наиболее водообильный в Западном Копет-Даге. В пределах Центрального и Восточного Копет-Дага на площади распространения альба известно всего лишь несколько малодебитных источников, не представляющих практического интереса. Поэтому дальнейшее изложение построено в основном на материалах гидрогеологических исследований в Западном Копет-Даге (Кудельский, 1964, 1966, 1968).

Существование водоносного комплекса альбских отложений связано с экзогенной и тектонической трещиноватостью, развитой в сводовых частях и на склонах антиклинальных хребтов. Питание его происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах выхода альбских отложений на дневную поверхность. Разгрузка в зависимости от структурного положения водосодержащих песчаников осуществляется двояко. В межгорных понижениях, вдали от контакта с перекрывающими водоупорными отложениями нижнего сеномана, разгрузка водоносного комплекса происходит в аллювиально-пролювиальные отложения рек Сумбар, Чандыр, Аджи-Дере и их притоков. В районах, где водоносные песчаники погружаются под водоупорные алевролиты,

разгрузка их осуществляется многочисленными источниками вдоль линий контактов этих пород. Дебит источников колеблется от долей до 5—7 *л/сек*. Пробуренные у подножий крутых склонов антиклинальных хребтов скважины эксплуатируются с расходами 25—40 *л/сек*. Маловодными (до 1 *л/сек*) являются скважины, пробуренные на пологих склонах, сложенных слабо дислоцированными нетрещиноватыми породами.

Температура подземных вод, циркулирующих на небольших глубинах, соответствует, как правило, среднегодовой температуре воздуха. В тектонических зонах температура вод источников может достигать 25° С.

Минерализация вод источников, дренирующих альбские отложения, 0,3—7,1 *г/л*. Пресные воды (до 1 *г/л*) широко распространены на склонах хребтов с крутостоящими пластами песчаников, поднимающихся на высоту свыше 900 *м*. Получая значительное количество атмосферных осадков, горные породы крутых и высоко приподнятых склонов интенсивно промываются и характеризуются почти повсеместным распространением пресных вод. Как всякой слоистой породе, альбским песчаниково-алевролитовым отложениям свойственна фильтрационная анизотропия. С наибольшей скоростью инфильтрационные воды движутся по напластованию пород; в направлении, перпендикулярном напластованию, скорость фильтрации резко уменьшается По-этому промыв антиклинальных структур крупных хребтов (Сюнт-Хосардаг, Исак, Дойрун, Палызан, Кунузундаг, Сонгудаг и др.) происходит «чешуйчато». Вертикальная фильтрация атмосферных осадков в сводах антиклиналей крайне затруднена. Не вскрытые эрозией аптские и неокомские отложения здесь не промыты и содержат напорные высокоминерализованные хлоридно-натриевые воды, разгружающиеся в виде редких малодебитных источников. Этим объясняются гидрогеохимические аномалии, обнаруженные нами в сводовых частях Кеседагской, Кунузундагской и других структур на высотах до 1000 *м*. Выражаются эти аномалии наличием смешанных хлоридно-сульфатно-натриевых солоноватых вод (2—2,5 *г/л*) на площади распространения гидрокарбонатных пресных (до 1 *г/л*) вод (табл. 28).

Таблица 28

Химический состав подземных вод альбских отложений

№ источника, интервал опробования, *м*	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
			Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
430	0,38	*мг/л*	58,0	65,1	8,5	35,5	74,1	231,0
		экв %	39,0	50,2	10,8	15,5	23,8	58,7
Малый Карахан	2,7	То же	34,9	88,18	53,5	851,04	716,01	378,2
			80,5	9,18	9,7	53,2	33,0	13,7
349	6,64	»	2435,2	546,09	189,09	1517,69	2181,77	1037,0
			59,3	25,9	14,8	40,7	43,1	16,2
57	17,2	»	5524,2	761,5	206,7	10354,3	—	183,0
540—1070			81,4	12,9	5,7	99,0	—	1,0
275	0,48	»	60,0	106,0	17,0	17,7	—	542,9
			27,7	56,2	14,8	5,3	—	94,4
95	1,3	»	322,7	97,2	60,2	393,6	381,0	292,8
			58,9	20,3	20,8	46,6	33,3	20,1

Минерализация вод источников, вытекающих у подножий склонов на отметках ниже 900 *м*, возрастает до 1,5—7,1 *г/л*.

По химическому составу воды источников гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные с самым разнообразным сочетанием ионов. Преобладание в ионном составе хлора свидетельствует, как правило, о разгрузке подземных вод более глубоких горизонтов или зон. Хлоридно-натриевые бессульфатные воды с минерализацией 10,35—18,8 *г/л* вскрываются скважинами на глубинах свыше 570 *м* (Сумбарская синклиналь, Терс-Акан).

Во многих источниках отмечается наличие сероводорода (10—11 *мг/л*). Скважинами вскрываются воды с содержанием сероводорода до 33 *мг/л* (Сумбарская долина, ущелье Порхай). В газовом составе сероводородных вод всегда присутствуют углеводороды.

В подземных водах альбских отложений отмечаются йод, бром, свинец, цинк, алюминий, стронций, барий и др.

В газовом составе вод, циркулирующих в хорошо промытых отложениях, преобладает азот. По мере погружения водоносного комплекса под водоупорные отложения в составе растворенных газов появляются углеводороды, содержание которых достигает 100%. Выходы горючего газа иногда сопровождаются иризирующими пленками или пленками нефти (Кудельский и Барташевич, 1964).

Водоносный комплекс альбских отложений является основным на территории Западного Копет-Дага. Динамические ресурсы подземных вод этого комплекса оцениваются в 950 *л/сек*, что составляет 3,7% всего количества осадков, выпадающих на площади распространения альбских отложений.

Используются подземные воды альба для водоснабжения многочисленных поселков в Сумбарской, Чандырской и Аджидеринской долинах.

Воды верхнемеловых отложений

Водоносный комплекс сеноманских отложений

Сеноманскими отложениями (Cr_2cm) сложена сводовая часть Обойской, Сеиткердеринской и Эйшемской антиклиналей, выходы их отмечаются на склонах Малого Балхана, Кюрен-Дага и антиклинальных хребтов Западного, Восточного (Арчиньян, Денгиль-Кеталь) и Гяурского Копет-Дага. Отложения сеномана участвуют также в строении Главной синклинали Центрального Копет-Дага. Представлены они глауконитовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Последние преобладают в низах разреза. Мощность отложений изменяется от 200—220 *м* в восточных районах до 750 *м* в Западном Копет-Даге.

Подземные воды связаны с прослоями трещиноватых песчаников. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах обнажения сеноманских отложений. Разгрузка большей части инфильтрационных вод происходит в виде источников, приуроченных к контакту водоносных пород с водоупорными у подножий моноклинальных структур.

Меньшая часть инфильтрационных вод погружается вниз под водоупорные отложения, вытесняя сохранившиеся здесь более минерализованные воды и изменяя свой химический и газовый состав.

Большинство источников малодебитные (до 0,5 *л/сек*), но некоторые имеют расход 1—10 *л/сек*. Скважины, пробуренные на пологих моноклинальных структурах в ненарушенных породах, обычно маловодны и непригодны для эксплуатации. Более водообильны песчаники

сеномана в зонах тектонических нарушений и на крутых склонах хребтов, где в результате пликативных деформаций возникают полости, именуемые полостями отслаивания. Пробуренные здесь скважины эксплуатируются с расходами 10—15 *л/сек* (Западный Копет-Даг). Интенсивной трещиноватостью песчаников объясняются высокие расходы (30—35 *л/сек*) скважин в сводах некоторых антиклиналей (Обойская).

Минерализация подземных вод сеномана 0,47—15,2 *г/л*. Пресные (до 1 *г/л*) воды характерны для нисходящих источников, приуроченных к массивам с хорошо промытыми породами. В зонах тектонических нарушений, где взаимосвязь инфильтрационных вод с глубокими водами облегчена, выходят источники смешанных солоноватых вод (1—11,6 *г/л*). Подземные воды с более высокой минерализацией (до 15,2 *г/л*) вскрываются скважинами (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав подземных вод сеноманских отложений

Водопункт	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
			Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг								
(Источник 408)	4,3	*мг/л*	941,3	292,5	148,3	645,3	2062,4	402,6
		экв %	60,4	21,6	18,0	26,9	63,4	9,7
Скв. 548-к	0,7	»	156,6	77,2	14,0	70,9	274,1	250,1
			57,7	32,6	9,7	16,9	48,3	34,8
Источник 591	0,4	»	28,7	76,2	31,6	17,7	108,0	298,9
			16,3	49,7	34,0	6,5	29,4	64,1
Восточный Копет-Даг								
(Источник Коуленсу)	11,6	»	4356,2	48,1	70,5	6595,6	172,8	448,0
			95,8	1,2	3,0	94,1	1,8	4,1
Источник Ходжа	2,2	»	650,9	46,2	84,2	517,7	734,9	390,4
			78,0	10,4	11,6	40,2	42,1	17,7

По химическому составу воды сульфатные и хлоридные с разнообразным сочетанием анионов и катионов. Соотношение между содержанием сульфатов и хлора зависит от множества причин, в частности, от глубины циркуляции подземных вод, интенсивности процессов окисления — восстановления и т. д. В отдельных случаях в результате процессов сульфатредукции сульфаты полностью выводятся из состава подземных вод. Содержание сероводорода в подземных водах достигает 256 *мг/л*. В газовом составе сероводородных вод присутствуют углеводороды. Несколько повышенной оказывается и величина окисляемости этих вод (2,48—9 *мг* O_2*/л*). Содержание йода в подземных водах этого комплекса обычно невелико и только в источниках Сеинткердеринской антиклинали несколько повышается. Скважинами в сеноманских отложениях Западного Копет-Дага вскрыты подземные воды с повышенным содержанием йода (Дудельский, 1968).

Температура подземных вод обычно соответствует среднегодовой температуре воздуха. В зоне тектонических нарушений и на моноклинальных структурах, где имеют место восходящие потоки нагретых подземных вод, их температура возрастает до 21—24,2° С.

Динамические ресурсы вод сеномана в пределах Западного Копет-Дага оцениваются в 74,5 *л/сек*. Используются подземные воды для по-

ливного земледелия в ущелье Икдержик (Сумбарская долина) и в предгорьях Кюрен-Дага Многочисленные источники, выходящие из песчаников сеномана, играют важную роль в развитии отгонного животноводства

Водоносный комплекс туронских и сенон-датских отложений

Туронские и сенон-датские отложения (Cr_2t+d) широко распространены в пределах Западно-Копетдагской депрессии, где ими сложены брахиантиклинальные складки Иссу, Чаалджа, Куйляр, Сеит-Кердери, Каразыдаг, Терс-Акан, Аджикую и др Выходы их отмечаются на склонах хребтов Малого Балхана, Кюрен-Дага, Гяурс-Дага и Восточного Копет-Дага В предгорьях Копет-Дага турон-сенон-датскими отложениями сложены складки Бами-Коджинская, Беурминская, Зиракевская, группа складок Келятинского района, антиклиналь и мульда Главной синклинали Центрального Копет-Дага

Отложения этого комплекса представлены переслаивающимися глинами, мергелями, известняками и песчаниками общеи мощностью от 400—500 *м* в Восточном до 1400 *м* в Западном Копет-Даге Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах обнажения водопроницаемых трещиноватых известняков и песчаников Частичная разгрузка подземных вод происходит за счет выклинивания в виде многочисленных источников, приуроченных, как правило, к основаниям крыльев антиклиналей, где отложения комплекса контактируют с водоупорными палеогеновыми глинами

Преобладание в разрезе глинистых разностей пород определяет слабую водообильность комплекса Дебиты источников не превышают 3 *л/сек*, большинство из них имеет расход до 0,1 *л/сек* Низкими расходами характеризуются и скважины, пробуренные в отложениях кампанского, маастрихтского и датского ярусов (не более 0,2 *л/сек* при понижении до 100 *м*) Лучшими коллекторскими свойствами отличаются известняки и песчаники турона и нижнего сантона Расход при самоизливе достигает 50—200 *л/сек* (Терс-Акан)

Температура вод нисходящих источников соответствует среднегодовой температуре воздуха (14—18,3° С) Температура подземных вод, проявляющихся в зонах тектонических нарушений, достигает 25,2° С (Сеит-Кердери) В сводовой части Терсаканской антиклинали скважинами на глубине 260—415 *м* вскрыты самоизливающиеся воды с температурой 50—52° С.

Минерализация подземных вод описываемого комплекса 0,65—62 *г/л* По химическому составу они гидрокарбонатные и хлоридные с самым разнообразным сочетанием анионов При минерализации свыше 6,3—8,2 *г/л* в ионном составе преобладают хлор и натрий, содержание сульфатов незначительное (3,6—17,1 *мг·экв*), в большинстве случаев они практически отсутствуют В составе микрокомпонентов отмечаются йод, бром, нафтеновые кислоты, фтор и др В подземных водах Терсаканской, Сеиткердеринской, Куйлярской, Чаалджинской и Данатинской антиклиналей содержание йода увеличивается Воды эти соленые (10—28 *г/л*), хлоридно-натриевые железистые с высоким содержанием фтора (*до* 7—32 *мг/л*), свинца, цинка и других элементов Повышение концентрации йода отмечаются также в более минерализованных (57—62 *г/л*) водах Бами-Коджинской и Западно-Беурминской антиклиналей (табл 30)

В водах многих источников, связанных с тектоническими нарушениями, в составе растворенных и свободно выделяющихся газов при-

Таблица 30

Химический состав подземных вод туронских и сенон-датских отложений

Водопункт, интервал опробования	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг									
Источник 441	Cr_2sn	0,96	*мг/л* *экв* %	322,6 81,9	20,0 5,7	26,8 12,4	70,9 11,3	65,8 7,7	872,3 81,0
Восточный Копет-Даг									
Источник 449	»	9,20	»	3607,3 97,8	36,1 1,1	19,5 1,0	4560,3 80,2	4,12 0,05	1937,6 19,7
Источник 451	»	20,15	»	7537,3 94,0	210,4 3,0	127,7 3,0	11 772,7 95,2	6,6	969,9 4,6
Скв. 8	»	22,29	»	8289,2 93,4	272,5 3,5	143,4 3,8	12 996,1 95,0	—	1177,3 5,0
Скв. 6	»	28,0	»	10 353,9 93,0	420,8 4,3	155,6 2,6	16 471,2 96,0	3,3 0,1	1183,4 3,9
Источник Терс-Акан	»	12,79	»	4908,4 96,7	70,1 1,6	45,6 1,7	7269,3 92,9	32,9 0,3	860,1 6,4
Скв. 9	Cr_2t+sn	26,22	»	9452,3 90,6	481,0 5,3	225,0 4,1	15 884,9 98,8	317,3 0,1	434 1,1
Скв. 10	»	25,74	»	9215,4 90,2	501,0 5,6	221,9 4,1	15 389,6 97,7	264,2 1,2	280,6 1,0
Скв. 22 0—175 *м*	Cr_2sn+d	57,12	»	17 803,4 78,0	2585,1 12,9	1072,2 8,9	35 282,7 99,8	— —	97,6 0,2
Скв. 13 0—465 *м*	»	61,4	»	19 185,2 77,0	2605,2 12,1	1398,4 10,7	38 119,5 99,8	— —	134,0 0,2
Источник Суутли	»	1,3	»	121,9 23,5	109,4 40,0	164,7 36,5	23,9 3,0	693,6 64,0	451,0 33,0
Источник Соризор	»	3,0	»	102,0 7,7	579,0 67,0	132,0 25,3	85,1 5,5	1774,0 86,0	229,0 8,5

сутствуют углеводороды (до 80%). За редким исключением все источники, газирующие углеводородными газами, сероводородные. Содержание сероводорода 3,5—132 *мг/л* и выше. В газовом составе вод нисходящих источников преобладает азот, углеводородные компоненты отсутствуют.

Подземные воды комплекса широко используются для нужд отгонного животноводства. Количество воды, используемой с помощью колодцев и многочисленных источников, достигает 14 *л/сек*. Общие динамические ресурсы подземных вод описываемого комплекса в пределах Западного Копет-Дага ориентировочно оцениваются в 76,5 *л/сек*. Расход источников на площади распространения туронских и сенондатских карбонатно-глинистых отложений в Центральном и Восточном Копет-Даге не превышает нескольких литров в секунду.

Воды палеогеновых отложений

Палеогеновые отложения (Pg) широко развиты в районах Западного и Восточного Копет-Дага. Представленные мощной толщей (до 2500 *м*) глин, отложения палеогена на большей части территории яв-

ляются водоупорными и только в пределах Восточного Копет-Дага в связи с появлением в разрезе песков содержат несколько водоносных комплексов.

В Восточном Копет-Даге палеогеновые отложения обнажаются в Манышской синклинали, на юго-восточном погружении Гяурской антиклинали, в Приграничном хребте и в предгорных возвышенностях от долины р. Келат-Чай до юго-восточного окончания Советского Копет-Дага.

В разрезе палеогеновых отложений выделяются водоносные комплексы в эоценовых, олигоценовых и палеоценовых отложениях.

Водоносный комплекс палеоценовых отложений

В Гяурской антиклинали бухарские слои (Pg_1b) мощностью 130—220 *м* представлены кварцевыми слабо сцементированными песчаниками, которые восточнее замещаются известково-глинистыми породами. Последние в Восточном Копет-Даге имеют мощность до 50 *м*.

В толще кварцевых песчаников развит своеобразный карст, связанный с процессами выщелачивания в зоне циркуляции подземных вод (П. И. Калугин). Хорошая водопроницаемость пород и значительная величина водосборной площади способствуют инфильтрации атмосферных осадков и формированию межпластовых поровых вод, которые выклиниваются десятками нисходящих холодных источников. Воды источников пресные (0,4—0,7 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и более сложного смешанного состава. Исключением является источник Баба-Дурмаз, вытекающий в основании северного склона хребта Зира-Кев из верхнего пласта кварцевых песчаников на линии Гяурского надвига и содержащий сульфатную натриевую воду с минерализацией 3 *г/л* и температурой 23° С.

Эксплуатационные запасы пресных вод, подсчитанные К. А. Чуприной по родниковому стоку, 63,3 *л/сек*.

Водоносный комплекс эоценовых и олигоценовых отложений

В разрезе комплекса эоценовых и олигоценовых отложений (Pg_{2+3}) преобладают глины с прослоями водоносных песчаников. С ними связано несколько источников соленой (до 25 *г/л*) хлоридной натриевой воды, нередко содержащей H_2S.

Питание комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах выхода палеогеновых отложений. Расходы источников, не превышающие десятых долей литра в секунду, испытывают резкие сезонные и многолетние колебания. Так, в 1935 г. суммарный расход соленых источников, расположенных западнее долины Ходжа-Булак, достигал 7 *л/сек*, а в 1961 г. эти источники не были вообще обнаружены.

Воды неогеновых отложений

Неогеновые отложения широко распространены в Западном Копет-Даге, в области крупных синклинальных понижений в зоне срединных складок, в области мелкогорья и предгорных возвышенностей западного погружения Копет-Дага и вдоль северных склонов передовых хребтов, а также на некоторых водоразделах (табл. 31).

Таблица 31

Характеристика водоносных комплексов неогеновых отложений Западного Копет-Дага

Стратиграфическое подразделение		Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Нижний миоцен N_1^1	Кызылчешминская свита	Глины Максимальная мощность 377 *м*	Миоценовых отложений
	Онкофоровые слои	Глины Мощность 15—16 *м*	
Средний миоцен N_2^1	Тарханский горизонт N_1^2t	Глины с прослоями песчаников Мощность 10—20 *м*	
	Чокракский горизонт $N_1^2č$	Песчаники, глины с прослоями мергелей и ракушечных известняков Мощность 15—20 *м*, а максимальная 57 *м*	
	Караганский горизонт N_1^2krg	Известняки и песчаники с прослоями глин и мергелей, реже гипса Мощность 98 *м*	
	Конкский горизонт $N_1^2kп$	Оолитовые и ракушечные известняки, глины и песчаники Мощность 65—70 *м*	
Верхний миоцен N_1^3	Сарматский ярус N_1^3s	Глины, песчаники, мергели и известняки-ракушечники Мощность до 700 *м*	
Нижний и средний плиоцен N_2^{1+2}	Торонглинская свита N_2^{1+2}	Переслаивание конгломератов и песчаников, прослои алевролитов и глин Мощность 130—540 *м*	Нижне- и среднеплиоценовых отложений
Верхний плиоцен N_2^3	Акчагыльский ярус N_2^3ak	Глины, пески и песчаники с прослоями мергелей и конгломератов Мощность 390—500 *м*	Акчагыльских и апшеронских отложений
	Апшеронский ярус N_2^3ap	Глины, суглинки с прослоями песков и песчаников Мощность 100—300 *м* (аллювиально-пролювиальные отложения)	

В пределах Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага они выходят на поверхность в предгорьях, на небольших участках в крупных синклинальных понижениях (Манышская, Скобелевская и другие синклинали) и на водоразделах (табл. 32).

Таблица 32

Характеристика водоносных комплексов неогеновых отложений Центрального и Восточного Копет-Дага

Стратиграфическое подразделение		Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Средний миоцен N_1^2	Карагауданская свита*	Глины и алевролиты с пачками конгломератов и песчаников. Мощность до 500 *м*	Средне- и верхнемиоценовых и нижне- и среднеплиоценовых отложений
Средний миоцен—средний плиоцен N_{1-2}	Казганчайская свита	Конгломераты с прослоями алевролитов. Мощность в Центральном Копет-Даге 500—600 *м*, в Восточном — до 90 *м*	
Верхний плиоцен N_2^3	Кешиыынбаирская свита	Алевролиты, алевриты, конгломераты, галечники. Мощность 30—600 *м*	Верхнеплиоценовых отложений

* Карагауданская свита залегает на различных горизонтах морских палеогеновых глинистых отложений

Водоносный комплекс миоценовых отложений

Отложения миоцена (N_1) широко распространены в области мелкогорий и синклинальных долин Западного Копет-Дага. Сложены они слабо проницаемыми породами, среди которых преобладают глины, песчанистые глины с прослоями песчаников и песков. В караганском горизонте прослеживается мощная пачка гипса. Водоносные горизонты очень слабо водообильны. Источники малодебитны (до 0,2 *л/сек*). Формирование их происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Воды большей частью соленые и солоноватые, хлоридные, хлоридно-сульфатные натриевые. Солоноватые воды (1,5—2,5 *г/л*) приурочены к сарматским отложениям. В районе г. Кизыл-Арвата (дом отдыха им. Кочковского) в миоценовых ракушняках вскрыты напорные самоизливающиеся воды с расходом до 20—30 *л/сек*.

В Восточном Копет-Даге водоносный комплекс приурочен к алевролитам, песчанистым глинам, песчаникам и конгломератам карагауданской свиты. Подземные воды солоноватые и соленые. Водообильность вмещающих пород низкая (расход скважин не превышает 8 *л/сек* при понижении 30 *м*).

Водоносный комплекс нижне- и среднеплиоценовых отложений

В Западном Копет-Даге на площади распространения континентальных образований торонглинской свиты (N_2^{1+2}) водопроявления не известны, но судя по составу и строению толщи, в ней, по всей вероят-

ности, подземные воды невысокой минерализации содержатся в прослоях песчаников и конгломератов.

С отложениями казганчайской свиты в пределах Восточного Копет-Дага связан выход пяти источников с суммарным расходом около 0,15 *л/сек*. Воды солоноватые (2—3 *г/л*) сульфатно-хлоридные натриевые.

Водоносный комплекс верхнеплиоценовых отложений

В Восточном и Центральном Копет-Даге водоносны отложения кешинынбаирской свиты (N_2^3). Мощность свиты возрастает от 122 *м* в Восточном Копет-Даге до 283 *м* в области Гяурской антиклинали и 600 *м* в районе Ашхабада. Верхняя часть ее сложена лёссовидными суглинками и алевролитами, которые книзу сменяются глинистыми песчаниками и конгломератами. Выходы источников отмечены только в районе к югу и юго-востоку от пос. Каахка. Здесь в отложения кешинынбаирской свиты на значительной протяженности врезаны долины постоянных (речки Лаинсу, Арчиньянсу) и временных водотоков, содержащие в аллювиальных и пролювиальных наносах водоносный горизонт, гидравлически связанный с кешинынбаирскими породами. К последним приурочена группа источников и кяриз Наурек-Чешме с расходом около 10 *л/сек*. Вода пресная (до 1 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава.

К юго-западу от пос. Каахка в кешинынбаирских конгломератах вскрыты пресные (0,7 *г/л*) грунтовые воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава. Удельный дебит скважины около 1 *л/сек*. Водообильность отложений в районе Ашхабада несколько ниже. Расходы скважин не превышают 0,3 *л/сек*.

Водоносный комплекс акчагыльских и апшеронских отложений

В Западном Копет-Даге водоносны акчагыльские и апшеронские отложения.

Акчагыльские отложения (N_2^3ak) распространены в Ходжакалинской и Сумбарской синклиналях, на западном крыле Данатинской брахиантиклинали, слагают крылья Ялминской складки и встречаются на отдельных участках мелкогорий. Представлены они карбонатными глинами, песчаниками и песками с прослоями конгломератов и мергелей. Вся толща в целом слабо водоносна.

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока из более древних отложений. Разгрузка осуществляется посредством редких колодцев и источников. Источники малодебитны, с расходами в пределах первых десятков литров в секунду. Воды соленые и рассольные (11,9—106,6 *г/л* и более), редко солоноватые (3,3 *г/л*, табл. 33).

На территории Ходжакалинской синклинали в районе пос. Ходжакала с акчагыльскими песками связан обильный горизонт пресных и слабосолоноватых подземных вод (1,3—2,1 *г/л*). Воды напорные, самоизливающиеся, высота напоров в отдельных скважинах превышает 300 *м*. Расходы при самоизливе 1,5—3,0, реже около 60 *л/сек*.

Воды по составу хлоридные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные натриевые и натриево-магниевые. В составе растворенных газов, выделяющихся из воды соленых источников Ялминской складки, содержится 90% (об.) метана, 0,3% тяжелых углеводородов, 0,4% углекислого газа, 7,9% азота и редких газов.

Таблица 33

Химический состав подземных вод неогеновых отложений

Водопункт	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг									
Колодец Карти	N_1	19,16	*мг/л*	5268,15	689,38	648,13	7640,63	4634,41	283,69
			экв %	72,3	10,9	16,1	68,1	30,5	1,4
Колодец Ходжа-Куи	N^3_2эк	21,7	„	5964,8	977,9	724,7	9577,6	3948,5	914,5
				70,5	13,3	16,2	73,5	22,4	4,1
Источник Дам-дам	„	3,3	„	759,92	228,46	116,01	1 114,41	922,18	204,38
				61,2	21,1	17,7	58,2	35,6	6,2
Соленые источники	„	106,59	„	38257,28	2583,16	560,58	65 035,5	158,5	51,86
				90,5	7,0	2,5	99,8	0,18	0,02
Скв. 89-к	„	1,35	„	279,0	68,1	74,2	212,8	553,9	250,1
				56,1	15,7	28,2	27,7	53,3	19,0
Скв. 84-к	„	1,26	„	325,4	82,2	23,7	187,9	509,4	262,3
				70,0	20,3	9,7	26,2	52,5	21,3
Колодец Уч-Куи	N^3_2	0,33	„	26,4	79,2	11,6	17,7	86,4	219,6
				19,3	64,7	16,0	8,4	30,3	60,5
Восточный Копет-Даг									
Скв. 409-к	„	0,7	„	126,3	60,12	32,8	88,65	254,3	202,4
				49,1	26,8	24,1	22,3	47,3	30,4

На территории межгорных впадин Западного Копет-Дага состав растворенных газов несколько иной: углекислого газа и сероводорода 1,2% (об.), кислорода 6%, метана и тяжелых углеводородов 0,1%, азота и редких газов 92,7%, аргона 1,727%, гелия 1,9% (Юргелянец, 1961).

В микрокомпонентном составе подземных вод отмечаются йод, бром, свинец, цинк, фтор и др. Динамические ресурсы подземных вод акчагыльских отложений сугубо ориентировочно оцениваются в 60 *л/сек*. Воды используются для водоснабжения пос. Ходжакала, для поливного земледелия в Аджидеринской и низовьях Чандырской долин (урочище Малый Карахан).

Апшеронские (N_2^3ар) аллювиально-пролювиальные отложения распространены на водоразделах хребтов Еликая, Хосар-Даг, Кунузун-Даг, Емишалли, Козлы-Даг и др. Представленные в основном лёссовидными суглинками, эти отложения характеризуются слабой проницаемостью и незначительной водоносностью. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет перелива из более древних водоносных толщ. Воды пресные (до 1 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, эксплуатируются единичными колодцами для нужд отгонного животноводства (на карте не выделяются).

Водоносные комплексы четвертичных отложений

Учитывая важное народнохозяйственное значение подземных вод пролювиальных отложений Предгорной равнины Копет-Дага, их описание выделено в самостоятельный раздел.

В четвертичных образованиях Копет-Дага водосодержащими являются аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения горных долин. Количество и качество подземных вод отложений зависят от следующих основных факторов: наличия постоянного поверхностного водотока в долинах, обеспечивающего систематическое питание водоносного горизонта; состава пород в бассейне долин и водоносности дренирующих долинами дочетвертичных отложений. В связи с локальным распространением на гидрогеологической карте водоносные комплексы не выделены (табл. 34).

Таблица 34

Характеристика водоносных комплексов четвертичных отложений

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Аллювиальные отложения долин alQ	Крупнообломочный материал, мелкозем. Мощность от нескольких до сотен метров	Аллювиальных отложений
Делювиальные отложения dQ	Неотсортированный материал. Мощность до 10 *м*	Делювиальных отложений
Пролювиальные отложения некоторых долин Копет-Дага	Крупнообломочный материал и мелкозем. Мощность от единиц до 500 *м*	Пролювиальных отложений

Водоносный комплекс аллювиальных отложений долин рек

Водоносный комплекс аллювиальных отложений широко распространен в долинах наиболее крупных рек Западного, Центрального и Восточного Копет-Дага. В пределах Западного Копет-Дага водоносный комплекс отмечается в долинах Аджи-Дере, Сумбара, Чандыра и их наиболее крупных притоков. Подземные воды связаны с гравийно-галечными, песчаными и супесчано-суглинистыми отложениями.

В разрезе гравийно-галечных отложений наблюдаются частые прослои глин, суглинков и супесей. Последними сложены также террасы речных долин. Вниз по долинам рек содержание мелкоземистых фракций в составе аллювиальных отложений увеличивается и на определенном расстоянии от области интенсивного сноса приобретает превалирующее значение.

Мощность аллювиальных отложений, составляя в среднем 25—30 *м*, на отдельных участках возрастает до 40—50 *м* и более. Интересно проследить распределение мощностей аллювия вдоль по долине р. Сумбар. Здесь от границы с Ираном до пос. Кара-Кель мощность гравийно-галечных отложений 20—30 *м*. Западнее мощность их резко увеличивается и уже в районе пос. Кара-Кала достигает 120 *м*. Вниз по долине мощность гравийно-галечных отложений возрастает до 300 *м* и только в районе пос. Кизыл снова уменьшается до 25 *м*.

Выявленная аномалия в распределении мощностей аллювия выделена под названием *аккумулятивного микробассейна аллювиальных отложений р. Сумбар.* Создание аккумулятивного микробассейна аллювиальных отложений в Сумбарской долине объясняется интенсив-

ным прогибанием синклинали в четвертичное время и приуроченностью этой части долины непосредственно к оси складки. Образованию аккумулятивного микробассейна способствовало также ундулирование синклинали, отрицательный максимум которого располагается западнее пос. Кара-Кала.

Аналогичные, но менее четко выраженные аномалии в распределении мощностей аллювия отмечаются в долинах Аджи-Дере и Чандыра. В одном случае их происхождение объясняется ундулированием оси синклинали (Чандыр), в другом случае аккумулятивный микробассейн рыхлых отложений сформирован в районе пересечения двух разновозрастных синклиналей — Аджидеринской и Кулмачской.

Подстилаются аллювиальные отложения меловыми и третичными породами. В верховьях рек они залегают на альбских песчаниках, в средних и нижних частях подстилающими являются верхнемеловые и палеогеновые отложения.

Уровень подземных вод, связанных с гравийно-галечными отложениями, располагается на глубинах от 1—2 до 25 *м*, опускаясь иногда до 37 *м* (низовья р. Сумбар). Благодаря наличию глинистых прослоев в толще галечников подземные воды по мере движения вниз по долинам в отдельных случаях приобретают местный напор с превышением пьезометрического уровня над свободным до 1—3 *м*.

Питание водоносного комплекса аллювиальных отложений рек Аджи-Дере, Сумбара, Чандыра происходит в основном за счет подрусловой разгрузки водоносных горизонтов меловых отложений. Впервые это отмечено И. И. Никшичем (1932): «Присутствие воды в этих (аллювиальных — *А. К.*) отложениях обусловливается притоком из коренных пластов».

Данный вид питания характерен для верховий рек, где гравийно-галечные отложения залегают непосредственно на водообильных альбских песчаниках. Колебания уровня грунтовых вод в этих районах повторяют кривую атмосферных осадков с отставанием всего лишь на 1—2 суток.

Несколько по-иному ведут себя уровни подземных вод в средних частях долин рек, где аллювиальные отложения подстилаются водоупорными или слабоводообильными породами. Анализ графиков колебаний уровня подземных вод в средней части долины р. Сумбар показал, что время добегания волны атмосферных осадков составляет 53—83 дня. Причем скорость добегания волны атмосферных осадков больше всего в устьях крупных ущелий. Это свидетельствует о довольно интенсивном питании водоносного комплекса аллювия за счет подрусловых потоков в пролювиальных отложениях боковых ущелий.

Значительную роль в питании водоносного комплекса аллювия И. И. Никшич отводил инфильтрации атмосферных осадков и поливных вод через глинистые отложения речных террас. Однако сопоставление климатических условий района, данных о проницаемости ($К_ф$ = =0,02—0,5 *м/сутки*), площади распространения и мощности глинистого чехла позволяет утверждать, что роль инфильтрующихся на площади распространения аллювия поверхностных вод в питании рассматриваемого водоносного комплекса сравнительно невелика.

Относительно большая роль в питании водоносного комплекса принадлежит весенним паводкам. Данные режимных наблюдений показывают, что в этот период происходит интенсивное питание водоносного комплекса из рек. Амплитуда годичных колебаний грунтовых вод достигает 1,2—3 *м* и свидетельствует об интенсивном сезонном восполнении запасов подземных вод в аллювиальных отложениях.

Уклоны уровня грунтовых вод составляют 0,0065—0,0077, а скорости движения вод от верховий к низовьям долин рек достигают 0,05—0,25 *м/сутки*.

Общая минерализация подземных вод аллювиальных отложений 1—3 *г/л*. В низовьях рек, где водоносный комплекс подстилается сильно засоленными глинистыми отложениями неогена и палеогена, минерализация грунтовых вод возрастает до 5—20,7 *г/л*. В связи с этим использование подземных вод аллювиальных отложений для питьевого водоснабжения возможно только в верховьях и в средних частях долин рек.

По химическому составу воды верховий долин сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, вниз по долинам в анионном составе подземных вод наблюдается смена гидрокарбонатов хлоридами. При минерализации более 10 *г/л* воды, как правило, становятся хлоридно-сульфатно-натриевыми (табл. 35).

Таблица 35

Химический состав подземных вод четвертичных отложений

Водопункт	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na—K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Западный Копет-Даг									
Долина Чандыр, колодец	alQ	1,26	*мг/л*	204,7	136,27	49,86	134,7	488,04	353,8
			экв %	45,0	34,3	20,7	19,2	51,5	29,3
Долина р. Сумбар, скв. 767	»	2,03	»	426,4	154,3	77,8	248,2	924,2	390,4
				56,9	23,5	19,6	21,5	59,0	19,5
Долина р. Аджи-Дере. скв. 74	»	1,69	»	385,71	116,23	60,8	319,14	651,82	305,0
				60,8	21,0	18,1	32,6	49,2	18,1
Там же, скв. 94		20,49	»	5 491,7	597,2	698,6	6141,7	6951,1	494,1
				73,3	9,1	17,6	53,1	44,4	2,5
Кяриз Джи-Джирс	alQ_{IV}	0,23	»	0,9	61,1	16,4	17,7	40,3	189,12
				0,9	68,7	30,4	11,3	18,9	69,8
Источник Аймамед	»	0,4	»	89,5	58,1	15,8	24,6	76,5	353,8
				48,1	35,8	16,1	8,6	19,7	71,7
Источник Шорсу	plQ_{IV}	3,8	»	782,9	328,6	117,9	599,3	1745,6	420,9
				56,6	27,3	16,1	28,1	60,4	11,5
Источник Тайтаулук	»	0,72	»	5,06	146,29	60,8	49,9	346,3	237,9
				1,8	59,4	38,8	11,2	57,6	31,2
Долина Терс-Акан, колодец Ходжа-Куи	»	3,8	»	937,9	205,4	102,8	627,6	1785,9	286,4
				68,6	17,2	14,2	29,8	62,5	7,4
Скв. 2-р	»	85,4	»	28 512,8	1 406,8	1544,3	44 987,8	7868,0	258,67
				86,3	4,9	8,8	88,3	11,4	0,3
Восточный Копет-Даг									
Долина р. Казган-Чай, скв. 3	alQ	1,33	»	152,49	184,36	29,18	85,1	501,2	329,4
				36,4	50,5	13,1	13,2	57,2	29,6
Долина р. Лаинсу, скв. 269-ум	»	0,46	»	20,47	80,16	34,05	21,28	186,82	195,2
				11,6	52,0	36,4	7,8	50,6	41,6
Источник Кельте-Чинар (нижний)	»	2,70	»	606,3	152,3	124,0	461,0	1093,0	512,4
				59,70	17,2	23,4	29,4	51,6	19,0

В составе микрокомпонентов отмечаются йод, бром, фтор, свинец, цинк, медь, мышьяк, никель и др.

Разгрузка водоносного комплекса аллювиальных отложений осуществляется источниками плотинного типа в руслах рек, редкими колодцами и эксплуатационными скважинами. Расходы скважин достигают 36 *л/сек* при понижении 1—2 *м*. В нижних частях речных долин, где гранулометрический состав аллювия изменяется в сторону увеличения процентного содержания мелкоземистых фракций, расходы скважин резко уменьшаются и не превышают 2,5—10 *л/сек* при понижении 15—20 *м*. Получение здесь значительных расходов подземных вод с помощью скважин связано с постановкой долговременных строительных откачек и созданием естественных гравийных фильтров.

Большая часть используемых с помощью скважин подземных вод представляет собой емкостные (статические) запасы водоносного комплекса. Особенно значительными емкостными запасами подземных вод характеризуются аккумулятивные микробассейны аллювиальных отложений долин рек. Например, емкостные запасы аккумулятивного микробассейна долины р. Сумбар составляют около 1 $км^3$.

Наличие столь значительных емкостных запасов подземных вод особенно интересно в связи с тем, что их восполнение во время прохождения паводков пропорционально сработке в течение засушливого периода. Это обстоятельство открывает широкие возможности в эксплуатации подземных вод, заключенных в аллювиальных отложениях долин рек Западного Копет-Дага.

Динамические ресурсы водоносного комплекса аллювия оцениваются нами ориентировочно в 906 *л/сек*. Из них 460 *л/сек* поступает непосредственно из альбских песчаников. Величина питания аллювиального водоносного комплекса за счет паводковых вод, инфильтрации поливных вод и перетока из верхнемеловых и более молодых отложений составляет 446 *л/сек*.

Описываемый водоносный горизонт является одним из наиболее водообильных и доступных для эксплуатации. Воды аллювия используются для водоснабжения населенных пунктов, расположенных в долинах рек (поселки Кара-Кала, Ходжакала, Бендесен и др.). С подземными водами аллювиальных отложений связано развитие орошаемого земледелия и садоводства в Сумбарской и Чандырской долинах — субтропических районах Туркмении.

В пределах Центрального Копет-Дага наибольшей водообильностью характеризуется комплекс аллювиальных отложений р. Фирюзинки. В 10 *км* к югу от курорта Фирюза р. Фирюзинка начинается источником, вытекающим из аллювиально-делювиальных отложений. Вода источника пресная (0,3 *г/л*) гидрокарбонатная кальциевая.

Долина выполнена гравийно-галечными аллювиальными отложениями. На южном борту Ванновской синклинали вода вскрывается на глубине около 60 *м*, обводненная толща здесь имеет мощность 18 *м*. В шарнирной части синклинали глубина до уровня грунтовых вод минимальная, местами грунтовые воды выклиниваются в виде источников (р. Нижняя Фирюзинка и кяриз Ванновский). Аллювиальными отложениями выполнена вся долина шириной до 800 *м*, мощность обводненного аллювия достигает 55—60 *м*. В низовьях, где долина пересекает передовой хребет (Маркоу), общая мощность отложений сокращается до 12 *м*, обводненная часть толщи — до 7 *м*.

Уклон уровня грунтовых вод в верховьях составляет 0,01, в низовьях достигает 0,02. Поверхностный сток Верхней Фирюзинки обычно полностью разбирается на орошение. Инфильтрационные потери из реки формируют грунтовые воды, которые ниже выклиниваются и об-

разуют р. Нижнюю Фирюзинку и кяриз Ванновский. Вода доходит до предгорной равнины и там полностью разбирается на орошение. Обеспеченный расход р. Верхней Фирюзинки составляет 65 *л/сек*, а нижней Фирюзинки 40—45 *л/сек*. Таким образом, потери Верхней Фирюзинки при использовании вод для орошения и бытовых нужд составляют примерно одну треть расхода, а две третьих инфильтруются в отложения аллювия и соответствуют величине динамических запасов водоносного горизонта этой части долины. Сравнительно небольшая мощность аллювия низовий долины и ограниченность распространения (средняя ширина долины 50—100 *м*) не создают условий для формирования более или менее значительных запасов грунтовых вод (вероятно, величина подземного стока не превышает 10—20 *л/сек*). Разгрузка подземных вод осуществляется в устьевой части долины и идет на питание водоносного комплекса пролювиальных отложений Фирюзинского конуса выноса.

Наиболее водообильны аллювиальные отложения в шарнирной части Ванновской синклинали. Удельные дебиты достигают здесь 30 *л/сек*. Скважины, расположенные в Ванновском саду, эксплуатируются с суммарным расходом до 120 *л/сек*, что превышает расход поверхностного стока. С вводом этих скважин в эксплуатацию р. Нижняя Фирюзинка (1960 г.) и кяриз Ванновский (1961 г.) пересохли. Прирост расхода подземных вод, который получили при вводе в эксплуатацию скважин, произошел за счет сработки статических запасов.

Широко распространены аллювиальные отложения в долинах рек Восточного Копет-Дага. Долина р. Кельте-Чинар в районе Гяурской антиклинали наиболее крупная. В аллювиальных отложениях, лежащих на бухарских песчаниках, преобладают галечники, а мелкоземы занимают подчиненное положение. Мощность аллювия в верховьях 15—20 *м*, в наиболее расширенной части устья до 50 *м*. Глубина до воды изменяется в пределах первых десяти метров. Уклон потока уменьшается от 0,025 в верховьях до 0,015 к устью долины. Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации из р. Кельте-Чинар, и в меньшей степени за счет селевых и талых вод.

Фильтрационные свойства изменяются в широких пределах: $K_ф$ аллювиальных отложений 35—2,5 *м/сутки*, удельные дебиты скважин 0,56—5,4 *л/сек*.

Минерализация грунтовых вод колеблется от 0,8 до 2,7 *г/л*, состав изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого до сульфатно-хлоридного натриевого.

Расход потока грунтовых вод долины р. Кельте-Чинар в наиболее широкой ее части составляет 11 *л/сек*. Эксплуатационные запасы подземных вод 67 *л/сек*.

Долина Баба-Дурмаз выработана в водоупорных палеогеновых и неогеновых отложениях. Покрывающие их аллювиальные отложения представлены преимущественно глинистыми разностями небольшой мощности, а заключенные в них грунтовые воды, вероятно, соленые, непригодные для практического использования. Поверхностный водоток имеет минерализацию 3 *г/л*.

Долины Карахан-Дере, Ходжа-Дере, Шорсу, Куру-Хоудан и ряд более мелких не имеют постоянных поверхностных водотоков и дренируют слабо водоносные отложения мела и палеогена. Аллювиальные отложения представлены супесчано-суглинистым материалом с маломощными прослоями плотных галечников. Плотный суглинистый заполнитель в галечниках обусловливает их плохую водоотдачу. Подземные воды, заключенные в них, получают сезонное питание за счет инфильтрации паводковых вод. Мощность аллювия достигает 35—42 *м*

(Карахан-Дере, Куру-Хоудан). Удельные дебиты при откачках из скважин составили 0,01—0,2 *л/сек*. Глубина до воды колеблется от 20 до 5 *м* и менее. По качеству воды пестрые, минерализация их 1,1—4,5 *г/л*, воды сульфатные, сульфатно-хлоридные с различным соотношением катионов.

Долина р. Казган-Чай выработана в континентальной толще неогена. Аллювиальные отложения представлены гравийно-галечным материалом, переслаивающимся с мелкоземами. Мощность аллювия вблизи государственной границы не превышает 30 *м*, у выхода на предгорную равнину достигает 55 *м*. Водоносный комплекс получает постоянное питание за счет инфильтрации вод р. Казган-Чай. Удельные дебиты по скважинам составили соответственно 0,4 и 7,3 *л/сек*. Глубина до воды 7—8 *м*. Минерализация воды 1,3 *г/л*, химический состав сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Долины рек Лаинсу и Арчиньянсу узкими ущельями пересекают известняковый передовой хребет Копет-Даг и расширяются до 1,5—2 *км* в предгорьях, сложенных континентальными и неогеновыми отложениями. Мощность аллювиальных гравийно-галечных отложений колеблется от 30 до 70—80 *м*. Глубина до воды 15—35 *м*. Питание *водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации речных* и селевых вод. Средние удельные дебиты скважин 1—2 *л/сек*. Воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые или натриевые, минерализация их 0,4—0,6 *г/л*. Расход потока грунтовых вод в долине р. Арчиньянсу составляет 32,3 *л/сек*.

Долины рек Душак, Меана и Чаача выработаны в практически безводных палеогеновых и неогеновых отложениях. Аллювиальные отложения представлены гравийно-суглинистым материалом. Мощность водоносного комплекса не превышает 5—8 *м*, фильтрационные свойства пород весьма низкие. Удельные расходы скважин выражаются сотыми долями литра в секунду. Минерализация грунтовых вод 1—2 *г/л*, состав преимущественно сульфатный, с различным соотношением катионов. Практического значения подземные воды комплекса не имеют.

Водоносный комплекс делювиальных отложений

Делювиальные отложения (dl Q) распространены преимущественно у подножий горных хребтов и отдельных возвышенностей. Они представлены крупнообломочными осыпями песчаников и известняков, из которых выходят источники. Дебит источников до 16,5 *л/сек*.

Питание водоносных горизонтов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет подземного притока трещинных вод из дочетвертичных пород. Минерализация вод изменяется от 0,2 до 0,5 *г/л*, по составу они гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые, натриево-кальциевые. Используются для водоснабжения.

Водоносный комплекс пролювиальных отложений

Водоносность пролювиальных отложений изучена слабо. Наиболее достоверные материалы получены А. В. Кудельским в результате исследований в Западном Копет-Даге. Водоносный комплекс пролювиальных отложений характеризуется спорадическим распространением. Встречается он преимущественно в нижних частях склонов речных долин, в долинах временных водотоков и на пологих горных склонах.

По гранулометрическому составу водосодержащие пролювиальные отложения различны. В среднегорной области, в пределах распространения скальных меловых пород, они представлены гравийно-галечниками с мелкозернистым заполнителем. На территории низкогорий грубообломочные отложения встречаются в верховьях и в средних частях саев. В низовьях пролювиальные отложения преимущественно мелкозернистые (суглинки, супеси, реже пески). Мощность пролювиальных отложений колеблется в пределах 0—100 *м*, достигая иногда 220 *м* (долина Дивана).

Подземные воды имеют свободный уровень. Глубина до воды изменяется от долей метра до 10 *м*. В верховьях Кемен-Дере грунтовые воды вскрываются на глубине 24—25 *м*, в средней части долины глубина до воды превышает 80 *м*.

Питание водоносного комплекса пролювиальных отложений осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, из поверхностных, временно действующих водотоков, а также за счет поступления подземных вод из дочетвертичных пород. Последний вид питания имеет преимущественное значение в среднегорной части Западного Копет-Дага, где водоносный комплекс залегает непосредственно на известняках и песчаниках мезозойских комплексов и с ними гидравлически связан.

В условиях засушливого жаркого климата описываемого района значительная часть подземных вод пролювиальных отложений расходуется на испарение. Другая часть грунтовых вод движется вниз по склонам, питая водоносные комплексы аллювия речных долин и пролювия предгорий. В основаниях склонов и в тальвегах ущелий разгрузка подземных вод осуществляется также кяризами и многочисленными источниками.

Средний дебит отдельных источников не превышает 1 *л/сек*. Только немногие из них, выходящие из пролювиальных отложений, залегающих на известняках неокома и песчаниках альба в среднегорной части района, имеют дебит до 5 *л/сек* и более. О водообильности описываемого водоносного комплекса можно судить также по расходам скважин, которые достигают 12,8—23 *л/сек* при понижении динамического уровня на 8—15 *м*.

В большинстве случаев воды пролювиальных отложений имеют удовлетворительное и хорошее качество, что особенно характерно для среднегорной части Западного Копет-Дага. Их минерализация 0,2—3 *г/л*, реже 3,4—7,2 *г/л*. Воды соленые и рассолы (20,9—86,3 *г/л*) встречаются на территории низкогорной части в супесчано-суглинистых и галечниковых отложениях, подстилаемых глинами третичного возраста. Однако и здесь, в местах, где водоносный комплекс характеризуется сравнительно интенсивным водообменом, встречаются воды удовлетворительного качества, пригодные для использования (см. табл. 35).

По составу воды гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием анионов и катионов, сульфатные гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-натриевые. Воды соленые, обычно хлоридно-натриевого состава. В воде некоторых источников отмечается повышенное количество йода, брома и других микрокомпонентов.

Воды пролювиальных отложений используются во многих населенных пунктах (Казанджик, Джи-Джирс, Пырнуар, Джанахир) с помощью колодцев, кяризов и скважин. Широко используются подземные воды описываемого комплекса для нужд отгонного животноводства.

Динамические ресурсы вод пролювиальных отложений трудно поддаются количественной оценке. Ориентировочно их величина оце-

нивается 250 *л/сек*. Из них 223 *л/сек* составляет расход водопунктов на территории среднегорной части Западного Копет-Дага, около 27 *л/сек* — на территории низкогорий.

Воды пролювиальных отложений Предгорной равнины

В гидрогеологическом отношении Предгорная равнина разделяется на южную часть, примыкающую к передовому хребту Копет-Дага, и северную, граничащую с песчаной пустыней. Южная часть равнины состоит из серии конусов выноса, чередующихся с межконусными понижениями и крутонаклонными участками предгорного шлейфа. Среди конусов выноса выделяются три группы: первая — конусы выноса, образованные за пределами складчатых предгорий; вторая — конусы выноса, примыкающие непосредственно к меловым отложениям Копет-Дага; третья — конусы выноса, разделенные на две части грядами, сложенными палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Размыв глинистых пород зоны складчатых предгорий и последующий вынос этих пород на равнину привели к тому, что конусы выноса первой группы, образованные за пределами складчатых предгорий, содержат большое количество супесчаного и глинистого материала. В лучших условиях находятся конусы выноса второй и третьей групп, галечниковый пролювий которых примыкает непосредственно к дочетвертичным породам.

Вскрытая мощность пролювиальных отложений конусов выноса 120—500 *м*. Всего насчитывается более 60 конусов выноса, но практический интерес представляют только 38.

В межконусных понижениях и по периферии конусов выноса водоносные породы отличаются плохой водоотдачей, местами воды плохого качества и практического интереса не представляют. К приходным частям баланса подземных вод относятся: подземный сток из дочетвертичных отложений, инфильтрация атмосферных осадков, из оросительной и речной сети. В настоящее время эксплуатируется 54 кяриза, расход которых составляет около 1000 *л/сек*.

Питание за счет инфильтрационных вод, оросительной сети и атмосферных осадков большого значения не имеет, так как в вершинах конусов выноса поливные земли отсутствуют, а атмосферные осадки образуют поверхностный сток с южной части предгорья. Движение подземных вод осуществляется на северо-восток согласно общему уклону поверхности.

В межконусных понижениях или в местах, где нет речных долин, подземный сток из Копет-Дага в пролювий подгорной равнины незначительный (участки от Артыка до Баба-Дурмаз; Баба-Дурмаз — Гяурс; Гяурс — Аннау и др.) или отсутствует.

Разгрузка подземных вод пролювия осуществляется выклиниванием их в северной части предгорной равнины, где образуется цепь шоров, с поверхности которых происходит колоссальное испарение. Значительное количество подземных вод расходуется на испарение.

Воды в конусах выноса обычно безнапорные, уклон поверхности составляет в среднем 0,0086. В прямой связи и зависимости от уклона находится и скорость потока подземных вод, которая составляет в среднем:

для первой группы конусов	$J=0{,}0071$;	$K\cdot J=0{,}02703$
» второй » »	$J=0{,}0119$;	$K\cdot J=0{,}11220$
» третьей » »	$J=0{,}0081$;	$K\cdot J=0{,}0346$

Воды конусов выноса первой группы преимущественно солоноватые (1,4—2,4 *г/л*), сульфатные кальциево-магниевые. Для второй и третьей групп характерны пресные (до 1 *г/л*) гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды.

По мере удаления от областей питания минерализация вод возрастает и соответственно меняется солевой состав, при этом характер изменения на различных конусах не одинаков. На некоторых из них образуются неглубоко залегающие хлоридные натриевые рассолы (213—250 *г/л*). Формирование последних скорее всего связано с процессами концентрирования вод за счет испарения и возможного поступления рассолов из нижележащих водоносных пород.

Конусы выноса содержат значительные статические запасы пресных подземных вод. Для всего предгорья они равны 15 113 *км*^{3}. В северной части предгорной равнины водосодержащими являются песчаные и супесчаные отложения. Их мощность изменяется от 15 до 20 *м*, реже достигает 30 *м* и более.

В крайней северной части предгорной равнины пролювиальные отложения не отделены водоупором от песков каракумской толщи мощностью более 100 *м*. В этом случае подземные воды погружены в толщу песков каракумской свиты, и водоупором являются на востоке супесчаные и суглинистые отложения неогена, в центральной части и на западе — глины палеогена и песчано-супесчаные отложения неогена.

Направление потока грунтовых вод, так же как в южной части предгорной равнины, север-северо-восточное, уклоны изменяются от 0,0031 до 0,00032.

Средний $K_ф$ для супесчаных и суглинистых грунтов равен 0,25 *м/сутки*, для песков каракумской толщи 5,56 *м/сутки*. Скорость движения вод в пролювии 0,00085 *м/сутки*, в песках каракумской толщи 0,0019 *м/сутки*.

Подземные воды вблизи северной предгорной границы равнины имеют минерализацию 10—50 *г/л*. По составу они хлоридные и сульфатные натриевые. Примерно такой же состав и минерализацию имеют подземные воды предгорной равнины Западного Копет-Дага. Пресные воды здесь залегают в виде линз, статические запасы до 15 млн. *м*^{3}.

Формирование пресных вод связано с инфильтрацией поверхностных вод. Пресные воды вскрываются на глубинах 10—25 *м*, мощность их 8—12 *м*. Вода используется для водоснабжения.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод

Одним из важнейших вопросов палеогидрогеологии является реконструкция природных условий формирования подземных вод в прошлом. Наиболее вероятное решение этого вопроса возможно путем изучения последовательности смен палеогеологических событий, оказавших то или иное воздействие на динамику, солевой и газовый состав подземных вод и, как правило, зафиксированных в земной коре в виде скоплений различного рода минеральных ассоциаций, месторождений нефти и газа, минеральных и промышленных вод.

Палеогидрогеологические условия Копет-Дага в литературе ранее не освещались. Настоящая работа, первая в этом направлении, построена с учетом палеогеологических схем, созданных Л. М. Расцветаевым, М. Л. Коппом и А. С. Бирман, использовавших материалы многих геологов, занимавшихся изучением геологии Западного Копет-Дага.

Изучение истории формирования подземных вод Центрального и Восточного Копет-Дага не проводилось.

Историю формирования подземных вод на западном склоне Копет-Дага можно проследить начиная с олигоцена, когда вследствие интенсивных орогенических движений в области Центрального Ирана на юго-востоке района формировалась обширная моноклиналь. К концу среднего олигоцена в сводовых частях осложняющих моноклиналь пологих антиклинальных структур эрозией были вскрыты карбонатно-глинистые отложения сенон-дания (антиклинали Пограничная, Кунузундагская) и даже верхи апт-сеноманской терригенной толщи (антиклиналь Элликаинская). Начался промыв водоносных горизонтов и вытеснение из них первичных седиментационных вод. В результате взаимодействия атмосферных осадков с полевошпатовыми породами с высоким содержанием аутигенного пирита скорее всего здесь формировались пресные и солоноватые гидрокарбонатные и сульфатные воды. По мере погружения водоносных горизонтов под водоупорные отложения на крыльях структур гидрокарбонаты и сульфаты из состава подземных вод выводились, уступая место хлоридам.

Отсутствие мощных очагов разгрузки в области погружения водоносных горизонтов исключало глубокое промывание пород атмосферными водами. В силу этого промыв осуществлялся только на узких площадях, протягивающихся полосами вдоль границ погружения каждого водоносного горизонта. Более того, невысокое гипсометрическое положение выходов пород определило их как участки пьезоминимумов водоносных горизонтов, к которым были направлены восходящие движения подземных вод из прогибов. Увлекаемые подземными водами углеводороды частично участвовали в процессах восстановления сульфатов, поступающих из зоны активно промываемых пород, частично рассеивались или заполняли местные ловушки.

На остальной, большей части описываемого района существовала обширная слабодифференцированная депрессия, на северо-западной окраине которой в отложениях палеогена, вероятно, существовали поднятие Кюрен-Даг и передовые структуры Западного Копет-Дага. В центральных частях этой депрессии были антиклинальные поднятия Сеит-Кердери, Синджоу и Каразы-Даг, разбитые в предпозднемайкопское время серией тектонических нарушений на ряд блоков. Скорее всего с этого времени началась миграция подземных вод из окружающих синклинальных прогибов в сводовые части названных структур. С этим же периодом, возможно, связано и начало миграции подземных вод к зоне передовых антиклиналей из Предкопетдагского и Эзет-Карагезского прогибов.

Вслед за орогеническими движениями среднего и позднего олигоцена последовала эпоха затишья складкообразовательных движений. Происходил размыв смятых в складки и выведенных на дневную поверхность палеогеновых и меловых отложений.

В конце раннего миоцена резкая активизация тектонических движений способствовала формированию основных складчатых сооружений Арчман-Нухурского узла. Заметным структурным элементом стала передовая антиклиналь Западного Копет-Дага, где к этому времени на поверхность были выведены карбонатно-глинистые отложения сенон-дания. При дальнейшем росте в сводовых частях Пограничной и Кунузундаг-Элликаинской антиклиналей верхи разреза апт-сеноманского комплекса подвергались размыву. По верхнемеловым отложениям четко наметились Сюнт-Хосардаг-Емишаллинская зона складок и Кюрен-Даг. К концу раннего миоцена в палеогеновых отложениях полностью вырисовались Чаалджинская, Эйшемская, Куйлярская, Сеит-кердеринская и Ка-

разыдагская антиклинали. В это же время интенсивному обновлению подвергались глубинные разломы Терс-Акан-Данатинской (Внутрикопетдагской) тектонической зоны и завершилось в основных чертах формирование системы разломов Аладаг-Мессерианского района.

Перечисленные положительные структуры осадочного чехла представляют собой пьезометрические минимумы, в направлении которых происходит миграция глубоких метаморфизованных вод.

Севернее передовой антиклинали появился линейный очаг разгрузки глубоких вод — главный разрыв Копет-Дага. Заметный очаг разгрузки представлял собой и высоко приподнятый блок в районе современных Бами-Коджинской и Беурминской складок.

Разгрузка глубоких подземных вод в сводах положительных структур происходила, вероятно, с малыми скоростями, что практически не сказывалось на динамике подземных вод в районах выхода меловых отложений на поверхность (в областях питания). Здесь продолжался процесс промывания верхних частей водоносных горизонтов. В результате взаимодействия атмосферных вод с горными породами формировались гидрокарбонатные и сульфатные воды. Разгрузка подземных вод происходила на крыльях складок вдоль контактов слоев с различной водопроницаемостью, причем в формировании расходов источников участвовали как нисходящие холодные воды невысокой минерализации, так и восходящие по пластам из погруженных частей водоносных горизонтов сильно минерализованные нагретые воды. Последние несли в растворенном состоянии газообразные углеводороды и органические вещества самого разнообразного облика. В области мелкогорий Западного Копет-Дага с образованием положительных структур Иссу, Чаалджа, Куйляр и Сеит-Кердери началось формирование связанных с ними скоплений йодных вод.

В связи с образованием крупных систем разломов на севере и западе района водоносные горизонты мезозойских отложений Западного Копет-Дага к концу миоцена были, вероятно, гидродинамически разобщены с водоносными горизонтами одновозрастных отложений Предкопетдагского и Западно-Туркменского артезианских бассейнов. Активизация восходящих движений позднего миоцена вызвала повсеместную регрессию моря и глубокий размыв горно-складчатых сооружений при их непрерывно усиливавшемся росте. К концу раннего плиоцена в ядрах передовой цепи и Арчман-Нухурского узла обнажились нижнемеловые отложения, местами до барремских. Рельеф, вероятно, был сильно расчленен. В сводовых частях Кунузундагской и Сюнт-Хосардагской антиклиналей обнажались породы нижнего — среднего альба. Крупнейшему размыву (до среднего альба) подверглись Чандырская и Аджидеринская синклинали. Аптские отложения были вскрыты в сводах Данатинской и Западно-Аладагской антиклиналей. Карбонатно-глинистые образования сенон-дания обнажились в районах Иссуинской, Чаалджинской, Куйлярской, Эйшемской, Сеиткердеринской и Каразыдагской структур. В сводовой части Бами-Коджинской антиклинали эрозией были вскрыты сеноманские отложения.

Верхние части обнаженных водоносных комплексов меловых отложений подверглись интенсивному промыванию и здесь формировались гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды, мощность зоны которых на крыльях крупных антиклиналей (Кузундаг) достигала 150—300 *м*. В Аджидеринской синклинали (пос. Джи-Джирс) под отложениями морского акчагыла скважинами вскрыта погребенная кора выветривания альбских песчаников мощностью до 5 *м*.

Основная разгрузка водоносных горизонтов осуществлялась в районах их выхода на дневную поверхность. Очаги разгрузки были приуро-

чены к крыльям положительных структур и располагались вдоль линий контактов слоев с различной водопроницаемостью. В формировании расходов очагов разгрузки главная роль принадлежала нисходящим потокам слабоминерализованных холодных вод. В то же время к очагам разгрузки на крыльях структур, как участкам с минимальными пластовыми давлениями было направлено восходящее движение подземных вод из прогибов. Пьезометрическими минимумами, с которыми была связана разгрузка напорных вод в области устойчивого прогибания Западного Копет-Дага (мелкогорья) являлись Иссуинская, Чаалджинская, Куйлярская, Эйшемская, Сеиткердеринская и Каразыдагская антиклинали. Разбитые частыми тектоническими нарушениями, указанные структуры представляли собой очаги разгрузки, с которыми связаны скопления промышленных вод и газообразных углеводородов Терс-Акан-Данатинской зоны йодных вод. Мощные очаги разгрузки напорных вод приурочены были к сводовым частям Данатинской и Западно-Аладагской структур.

Общая регрессия конца миоцена и раннего плиоцена завершилась крупнейшим пароксизмом складкообразовательных движений. Вся территория Копет-Дага была охвачена мощными орогеническими движениями. В области Западно-Копетдагской депрессии сформировались главнейшие структурные элементы, а также произошло формирование Шерлоук-Ходжакалинской зоны левосдвиговых деформаций и сопровождающих ее сдвигов Каракалинского района. Интенсивной складчатостью была охвачена зона Эзет-Карагезского миоценового прогиба. Аджидеринская синклиналь осложнилась молодой Кулмачской, по которой в районе пос. Джи-Джирс в дальнейшем осуществлялась связь акчагыльского бассейна зоны внутренних и северных предгорных складок Западного Копет-Дага.

Левосдвиговыми дислокациями и осложняющими их сколовыми и надвиговыми нарушениями были вскрыты глубокие водоносные горизонты напорных вод в сводах Палызанской, Кунузундагской, Сюнт-Хосардагской, Кеседагской и Исакской антиклиналей. По этим нарушениям происходила миграция глубоких хлоридно-натриевых углеводородных соленых вод, обогащенных свинцом, цинком, хлоридами бария и ртути, которые, попадая в окислительную зону разреза с сульфатными и сероводородными водами, выпадали в виде галенита, сфалерита, барита, витерита и киновари (Арпаклен, Аудушмес, Чур-Чури, Елысу, Куршурли, Караелчи и др.). К этому времени относится, вероятно, формирование баритовых жил Данатинской антиклинали, киноварных и полиметаллических проявлений в зоне передовых структур (Арчман, Пырнуар, Пароу и др.).

Акчагыльская трансгрессия проникла в Западный Копет-Даг в то время, когда здесь были уже сформированы основные складчатые структуры. Поэтому море ингрессировало в крупные синклинали (Кулмачская, Аджидеринская, Сумбарская, Чандырская) в виде отдельных заливов, по восточным окраинам которых откладывались континентальные отложения, представленные гравийно-галечниками, конгломератами и песками. Судя по тому что разрез среднего и верхнего акчагыла Данатинской антиклинали сложен исключительно глинами, эта структура в то время находилась ниже уровня моря. В сходных условиях находилась Зирикская и Западно-Аладагская антиклинали. После отступления моря в условиях континентального засоления в акчагыльских отложениях, трансгрессивно залегающих на различных горизонтах мела Данатинской, Зирикской, Аладагской и других структур, стали интенсивно формироваться соленые сульфатные воды. Постоянная миграция уг-

леводородов из погруженных частей этих структур привела к образованию здесь сероводородных вод и скоплений самородной серы.

В апшеронское и особенно в позднеапшеронское время на большей части Западного Копет-Дага отмечалось новое усиление поднятий и складкообразования, приведших к общему воздыманию территории и увеличению углов падения крыльев ранее созданных широтных складок. Наступил современный этап в формировании подземных вод Западного Копет-Дага, характеризующийся преобладанием процессов концентрирования.

Движение подземных вод

Как уже указывалось, основные водоносные комплексы Копет-Дага приурочены к отложениям нижнего мела. Водоносные слои известняков и песчаников чередуются с маловодными водоупорными алевролитами, аргиллитами и мергелями. Питание водоносных комплексов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков в районах, где породы выходят на дневную поверхность. Разгрузка в зависимости от структурного положения водосодержащих пород происходит двояко. Вдали от контакта с перекрывающими водоупорными отложениями разгрузка водоносных комплексов осуществляется нисходящими источниками в зонах разрывных нарушений, в том числе в «термальной зоне» или зоне конечных разгрузок (по М. Р. Милькису, 1964). В районах, где водосодержащие породы погружаются под водоупорные, разгрузка их происходит вдоль линий контактов пород и проявляется многочисленными источниками. В обоих случаях разгрузка водоносных комплексов осуществляется в пределах области питания этих комплексов.

Выделяются две крупные зоны разгрузки подземных вод: Внутрикопетдагская и Передовая. Первая из них расположена во внутренних районах Копет-Дага (в основном Западного), вторая приурочена к разрывным нарушениям, ограничивающим горные сооружения с северо-востока.

В результате проведенных в Западном Копет-Даге исследований установлено, что большая часть подземных вод (до 2 $м^3/сек$) разгружается в области питания, в пределах выходов водоносных комплексов на дневную поверхность. Другая, несопоставимо малая по сравнению с первой, часть подземных вод разгружается в пределах структур зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома (Сеит-Кердери, Куйляр, Чаалджа). По химическому составу воды эти хлоридные натриевые с минерализацией 20—30 *г/л*. Обращает на себя внимание повышенное содержание в них свинца, цинка, железа и особенно галогенов. В составе растворенных газов преобладают углеводороды — метан и более тяжелые (1,8—3,57% об.) до гексана включительно. В пределах Сеиткердеринской антиклинали зафиксированы максимальные для подземных вод Западного Копет-Дага содержания свободной углекислоты (140—187 *мг/л*).

Характерно, что севернее зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома состав вод, связанных с одновозрастными (верхний мел) отложениями, обнажающимися в сводах антиклинальных структур (Эйшем, Каразыдаг), резко отличен: минерализация уменьшается до 5—10 *г/л*, концентрация йода, фтора и брома не превышает первых единиц миллиграмма на литр, содержание углеводородов в составе растворенных газов не превышает 20% (об.), причем тяжелые углеводороды отсутствуют.

Приуроченность подземных вод с повышенным содержанием тяжелых металлов (Pb, Zn, Fe), фтора, йода, свободной углекислоты и угле-

водородных газов, в том числе тяжелых, к зоне Внутрикопетдагского глубинного разлома свидетельствует о влиянии этого разлома на формирование химического и газового состава подземных вод. Об этом свидетельствует также повышенная температура вод отдельных источников (Сеит-Кердери 25° С) и высокие (до 7—11°/100 *м*) значения геотермического градиента в пределах зоны В целом же происхождение охарактеризованных вод остается не выясненным, хотя особенности их химического состава уже в настоящее время позволяют утверждать, что питание глубоко погруженных меловых и более древних водоносных комплексов, разгружающихся во Внутрикопетдагской зоне, нельзя связывать с современными областями инфильтрации

Передовая зона разгрузки подземных вод Копет-Дага связана с разрывными нарушениями «термальной зоны» и в пределах Центрального Копет-Дага соответствует зоне конечных разгрузок Особенности движения подземных вод в этой зоне рассмотрены П И. Калугиным Здесь же следует отметить, что разрывным нарушениям «термальной зоны», как и многим другим крупным дизъюнктивам Копет-Дага, свойственна нормальная гидродинамическая зональность Мощность зоны интенсивного водообмена в них зависит от величины гидростатического давления, создавшегося в высоко приподнятых хребтах, рассекаемых нарушениями. В районах, где влияние пресса инфильтрационных вод ослабевает, к земной поверхности приближаются воды более замедленного водообмена (Гяурс, Коу, Арчман, Иджири). Касаясь водообильности рассматриваемой системы дислокаций, отметим, что сам факт наличия источников пресных вод вдоль северо-восточной границы Копет-Дага свидетельствует об уменьшении интенсивности водообмена с глубиной как в зонах тектонических нарушений, так и в водоносных комплексах, ими пересекаемых

До постановки буровых работ во внутренних районах Копет-Дага и на южном борту Предкопетдагского прогиба (Кодж-Беурминская группа складок) предполагалось, что в районе «термальной зоны» происходит перелив вод из Западного Копет-Дага в Каракумский артезианский бассейн

В 1961 г в верхнемеловых и неокомских отложениях Бами-Коджинской складки, контактирующих с неокомскими известняками собственно Копет-Дага по плоскости разрыва «термальной зоны», где циркулируют пресные воды (до 1 *г/л*), были вскрыты хлоридные натриевые метановые йодные воды с минерализацией 57—76 *г/л* Позднее воды аналогичного состава были вскрыты в сводовой части Западно-Беурминской антиклинали

Наличие сильно минерализованных вод с высокой степенью метаморфизации ($\frac{r\,Cl - r\,Na}{r\,Mg}$ =2,3—3,9) севернее и в непосредственной близости «от термальной зоны» свидетельствует об отсутствии движения подземных вод мезозойских отложений из Копет-Дага в сторону Предкопетдагского прогиба и Каракумов Еще менее вероятна возможность подобного движения в тех районах, где мезозойские отложения контактируют с глинистыми палеоген-неогеновыми отложениями южного борта прогиба (Соколовский, Давыдов, 1963, Кудельский, 1964, Ходжакулиев, 1966)

Больше того, исходя из характеристики тектонического расположения Копет-Дага и Каракумов (Калугин, 1942; Наливкин, 1952, Леонтьев, 1953 и др), а также геохимического облика подземных вод, разгружающихся в зоне их сопряжения, автор считает, что важное значение в гидродинамике этого района имеют восходящие воды, движущиеся из погруженных частей Предкопетдагского прогиба в сторону геоста-

тических нагрузок* в центральной части прогиба, где мезозойские отложения залегают на глубине 3000—7000 *м*, и на его южном крыле, где соответствующие отложения приближаются и даже выходят на дневную поверхность (Бами-Коджинская группа складок). Прогиб, выполненный мощной толщей осадочных пород, представляет собой область пьезомаксимумов, а его крылья, в частности южное, рассматриваются как области пьезоминимумов, к которым направлены восходящие движения подземных вод и где происходит их разгрузка. О наличии разгрузки подземных вод, движущихся из прогиба, свидетельствуют результаты буровых работ на Бами-Коджинской и Западно-Беурминской площадях, где в верхне- и нижнемеловых отложениях вскрыты рассолы (57—76 *г/л*) хлоридно-натриевого состава с повышенным содержанием органических веществ, йода, брома и растворенных углеводородов. Влиянию вод, движущихся из прогиба, по-видимому, обязаны своим существованием некоторые гидрогеохимические аномалии в «термальной зоне» Копет-Дага (источники Коуленсу, Коу, Арчман, Иджири и др.).

По мнению многих исследователей, разгрузка подземных вод нижнего мела Западного Копет-Дага приурочена к зонам крупных тектонических разломов в прибрежной зоне Каспия (грязевые вулканы) и к раздробленным ядрам многочисленных антиклиналей в Прикаспийской низменности. Это мнение основано на том, что напорные воды некоторых грязевых вулканов (Кеймир северный, Кипящий бугор, Чикишлярский и др.), а также воды, вскрытые рядом глубоких скважин (Курбанмурадов, 1963), имеют относительно малую минерализацию (20—30 *г/л*); химический состав этих вод, как правило, хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, в то время как рассолы челекенской толщи в основном хлоридно-натриево-кальциевые. Предполагалось, что глубокие относительно опресненные воды связаны с мезозойскими отложениями, обнажающимися в окружающих Западно-Туркменскую впадину горных сооружениях, в том числе и в Западном Копет-Даге.

Проведенные гидрогеохимические исследования не подтвердили генетическую связь этих вод с подземными водами Западного Копет-Дага. Развитые в погруженных частях водоносных горизонтов воды хлоридные натриевые с минерализацией, превышающей минерализацию гидрокарбонатных глубоких вод Западно-Туркменской впадины.

Этот факт однозначно свидетельствует о том, что горные сооружения Западного Копет-Дага нельзя рассматривать как область питания для водоносного комплекса челекенской свиты и тем более для водоносных комплексов мезозойских отложений Западно-Туркменской впадины, выведенных из контакта с одновозрастными образованиями Копет-Дага системой разломов глубинного заложения.

Построенные В. В. Колодием карты гидроизопьез водоносного комплекса челекенской свиты Западно-Туркменского артезианского бассейна показали, что «область питания» комплекса располагается в наиболее погруженной части впадины, откуда подземные потоки движутся к ее бортам, главным образом к северному и восточному (Колодий, 1966). Конечная скрытая разгрузка подземных вод, движущихся к восточному обрамлению впадины, происходит, вероятно, на стыке Копет-Дага и Прикаспийской впадины в зонах тектонических нарушений. В связи с этим большой интерес приобретает изучение перспектив нефтегазоносности надразломных структур Аладаг-Мессерианского района.

* О том, насколько значительной может быть эта разность, свидетельствуют исследования Ленинградского горного института, в результате которых установлено, что средний удельный вес карбонатных пород от периферийных участков к сводам и крутым крыльям поднятий монотонно уменьшается, причем пределы его колебаний заключены в интервале 0,06—0,20 (Овпатанов, 1964).

Таким образом, приведенные материалы могут свидетельствовать, что Западный Копет-Даг на современном этапе развития представляет собой самостоятельный гидрогеологический регион, вероятно, гидравлически мало связанный с окружающими его артезианскими бассейнами Западно-Туркменской впадины и Предкопетдагского прогиба. Характер этих связей, их интенсивность и направленность требуют дальнейшего изучения

Гидрохимическая зоиальность

На основании опробования многочисленных источников и глубоких скважин установлено, что складчатая система Копет-Дага относится к районам с многозональчым гидрохимическим разрезом. Выделяются следующие гидрохимические зоны.

1) зона пресных вод с минерализацией до 1 *г/л*; 2) зона слабосолоноватых вод с минерализацией от 1 до 3 *г/л*; 3) зона солоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л;* 4) зона соленых вод с минерализацией более 10 *г/л*

Их положение в рельефе Копет-Дага обычно соответствует прямой гидрохимической зональности, однако отдельным тектонически активным районам свойственны инверсионные гидрохимические разрезы (Сумбар, скв 1400-к). Наибольшее развитие пресных вод отмечается в Центральном Копет-Даге, в Манышской синклинали Восточного, а также в интенсивно промытых отложениях Западного Копет-Дага. Воды первой гидрохимической зоны связаны с отложениями неокома, альба, сеномана, реже палеогена и неогена.

По химическому составу воды этой зоны в основном гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием катионов. Разнообразен и микроэлементный состав подземных вод. Анализами отмечается присутствие брома, калия, стронция, бария и рубидия. Обращает на себя внимание повышенное содержание фтора в водах некоторых источников и скважин Центрального Копет-Дага (источники долины р. Чулинки, скважины в районе Готур-Ата и озера Коу).

Свободные и растворенные газы по составу преимущественно углекисло-азотные Судя по температуре вод отдельных источников и их гидрогеологической характеристике, нижняя граница зоны пресных вод, как правило, определяется глубиной эрозионного вреза на моноклинальных структурах Реже граница этой зоны находится несколько ниже, на глубинах до 10—100 *м*, в зависимости от водопроницаемости горных пород.

Широко развита зона слабосолоноватых вод, связанная с разновозрастными отложениями. Нижняя ее граница в центральной части Копет-Дага располагается на глубинах от 600 до 1600 *м,* в восточной части — от 300 до 500 *м* и в западной — от 0 до 200—300 *м.* Воды этой зоны по составу относятся в основном к сульфатным. Катионная часть отличается значительной пестротой.

Воды некоторых источников имеют типичный хлоридный натриевый (источник Иджири) и сульфатный кальциевый (источник Келат) состав Для вод юго-восточной оконечности Копет-Дага характерно повышенное содержание магния (до 45 *экв*%).

Слабосолоноватые воды отличаются незначительным содержанием микроэлементов йода (Иджири), брома, калия, стронция, рубидия, бария Кроме того в их составе установлено присутствие мышьяка, меди, свинца и цинка, концентрации которых, за редким исключением, не превышают сотых и тысячных долей миллиграмма на литр.

Значение натрий-хлорного коэффициента колеблется от 1,07 до 3,97. В составе свободных и растворенных газов преобладает азот. Однако

воды ряда скважин западной части Копет-Дага (скв. 70, 5-к, 547) характеризуются метановым (37—82% об.) составом. В водах отдельных скважин в Западном Копет-Даге отмечено присутствие тяжелых углеводородов до гексана включительно (скв. 1185-Б).

Солоноватые воды в Копет-Даге вскрыты скважинами в районе Кара-Кала, Арчмана, Фирюзинского ущелья и Гяурса. Кроме того воды этой зоны дренируются некоторыми источниками в западной и восточной частях Копет-Дага (Елысу, Кауленсу, Шорджа и т. п.). Нижняя граница зоны может быть проведена довольно условно: в центральной части Копет-Дага, вероятно, на глубине более 2000 *м* в зоне тектонических нарушений и до 500—800 *м* в ненарушенных породах; в западной части — в пределах от первых десятков метров до 1200 *м*, а в восточной — в интервале 300—1000 *м*. Воды с минерализацией *до* 5 *г/л* обычно характеризуются преобладанием в составе анионов сульфатов. С увеличением минерализаци до 10 *г/л* на первое место в анионном составе выходит хлор с одновременным возрастанием удельного веса натрия в составе катионов.

Солоноватые воды отличаются, как правило, невысоким содержанием микрокомпонентов: брома, йода, калия, стронция и бария. Исключение составляют воды, вскрытые в сводовой части структуры Терс-Акан.

Величина натрий-хлорного коэффициента для вод описываемой зоны колеблется в пределах 0,95—4,47. Максимальное его значение характерно для Центрального Копет-Дага. Хлор-бромный коэффициент изменяется без видимой закономерности от 34 до 310.

Газовый состав вод этой зоны обычно находится в прямой зависимости от интенсивности водообмена. В составе газов вод источника Елысу, характеризующих верхние части зоны, преобладает азот (98%). Воды более глубоких горизонтов (скв. 48-к и 1400-к) отличаются метановым составом газов. Состав свободного газа по скважине 48-к характеризуется содержанием метана до 71%, причем тяжелые углеводороды не обнаружены. Полный ряд углеводородов зафиксирован в составе газов источника № 449 (Сеит-Кердери): метана 48,32% об., этана 0,14%, пропана 0,07%, бутана 0,03%, пентана 0,02%, гексана 0,02%, углекислого газа 4,1%, азота 46,65%.

О распространении вод с минерализацией более 10 *г/л* имеются сведения по нескольким водопунктам западной и центральной частей Копет-Дага. Скважинами 1400-к (Кара-Кала), 6, 8 (Сеит-Кердери), 9, 10 (Куйляр), 2 (Терс-Акан), 67 (Ходжакала), 2, 13, 22 (Бами-Кодж), 1 (Арчман), 6-к (Чули) в отложениях сенона, сеномана, альба, апта и неокома вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 13—76 *г/л*. Воды характеризуются повышенным содержанием йода, брома несколько меньше, отмечаются также калий, стронций, барий. Воды обогащены железом (до 64 *мг/л*), свинцом (до 14 *мг/л*), цинком (до 2 *мг/л*), углекислотой (до 105—187 *мг/л*) и аммонием (до 54 *мг/л*). Свободные и растворенные газы представлены в основном углеводородами (до 100%), содержание тяжелых достигает 3,57% (Терс-Акан).

Отношение натрия к хлору изменяется от 0,76 до 0,82, хлора к брому — от 90 до 245.

Резюмируя, можно сделать следующие выводы:

1. Копет-Даг относится к районам с многозональным гидрогеохимическим разрезом.

2. Зона интенсивного водообмена имеет мощность от первых десятков метров до 1500 *м*, в пределах Западного и Восточного Копет-Дага часто отсутствует.

3 Зона замедленного водообмена характеризуется развитием солоноватых вод и имеет мощность от 200 до 1500 *м*.

4. Зона весьма замедленного водообмена является наиболее мощной и характеризуется развитием вод с минерализацией свыше 10 *г/л*. Верхняя граница зоны находится на глубинах от 0 до 1500 *м*

5 Преобладание в гидрогеологическом разрезе соленых вод зоны весьма замедленного водообмена свидетельствует о благоприятных условиях и возможной нефтегазоносности Копет-Дага, особенно его западного и восточного погружений

Температурные условия

Копет-Даг расположен вдоль Копетдаг-Большебалханского шовного пояса глубинных разломов, которые во многом определили специфические черты его строения, гидрогеологических и геотермических условии.

До недавнего времени наши знания о термальных водах Копет Дага ограничивались сведениями о температуре воды источников Арчман (28° С) и Коу (36—38° С), выходящих в пределах так называемой термальной зоны В 1960—1968 гг в связи с производством значительных объемов буровых работ получены новые материалы, свидетельствующие что Копет-Даг — это район широкого распространения термальных вод

В пределах района выделяется две зоны распространения термальных (свыше 20° С) подземных вод, совпадающие с зонами региональной разгрузки,— Передовой и Внутрикопетдагскои Передовая зона термальных вод приурочена к области сочленения горных сооружений Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба, располагается над разломом глубинного заложения и охватывает Кюрен-Даг и передовые хребты Западного Копет-Дага, Арчманскую впадину и передовые структуры Центрального Копет-Дага, Гяурс-Дага и пограничные хребты Восточного Копет-Дага В состав Передовой зоны термальных вод входят также структуры, осложняющие южный борт Предкопетдагского прогиба Связанные с Передовой зоной подземные воды имеют самый разнообразный химический облик это воды сероводородные азотно-метановые (Иджири, Коу, Гяурс) и воды с повышенным содержанием углекислоты, радона В последние годы в пределах Передовой зоны обнаружены подземные воды с повышенным содержанием йода Минерализация подземных вод обычно невысокая (до 10—15 *г/л*)

Температура вод, разгружающихся в Передовой зоне, как правило, соответствует среднегодовой температуре воздуха и только на участках, где имеют место восходящие потоки подземных вод, их температура повышается до 24—38° С (источники Иджири, Арчман, Елису, Коу и др) В районе г Ашхабада в известняках мальм-неокома на глубинах 900—1600 *м* вскрыты самоизливающиеся слабоминерализованные (3,2—3,9 *г/л*) сульфатные кальциевые воды с температурой 36—41° С на устье скважин Расход при режиме свободного излива составляет 9—27 *л/сек* (Милькис, 1967 б) при величине геотермической ступени 35,5 *м*/°С Здесь можно рассчитывать на получение с глубин до 4000 *м* самоизливающихся горячих (80—100°) вод с минерализацией 15—20 *г/л*

Термальные воды курорта Арчмана используются в качестве лечебных, вопросы практического использования горячих вод озера Коу в настоящее время находятся в стадии изучения.

Внутрикопетдагская зона термальных вод совпадает с одноименной зоной минеральных (йодных) вод, выделенной А В Кудельским (1966) в створе структур осадочного чехла Терс-Акан — Сеит-Кердери — Куйляр — Чаалджа — Даната и Внутрикопетдагского глубинного разлома

В пределах зоны имеют место выходы слабоминерализованных (до 3 *г/л*) холодных вод местных водосборов и вод более минерализованных (до 28—30 *г/л*) и нагретых (Чаалджа до 22,4° С, Даната 24,6° С, Сеит-Кердери 25,2° С), поднимающихся по зонам разрывных нарушений. Скважинами во Внутрикопетдагской зоне на глубинах 190—500 *м* вскрываются подземные воды с температурой 31—58° С (табл. 36).

Температура подземных вод, разгружающихся во внутренних районах Копет-Дага за пределами описываемой зоны, не превышает, как правило, среднегодовой температуры воздуха. Более высокой температурой отличаются воды источников, приуроченных к разрывным нарушениям или к контактам пород с различной водопроницаемостью на крыльях антиклиналей (Шихин 23° С; Елысу 24° С). Величина геотермического градиента не превышает 2—3°/100 *м* и только в сводах отдельных антиклинальных складок достигает 4°/100 *м* (Чандыр, Наарлинская брахискладка).

Таблица 36

Температура подземных вод, геотермические градиенты и ступени в пределах Внутрикопетдагской зоны

Площадь	№ скважины	Глубина скважины, *м*	Интервал, *м*	Температура воды, °С	Геотермические	
					ступени, *м*	градиенты, °С/100 *м*
Сеит-Кердери	6	483	0—483	40	12,2	8,2
Сумбар, ущелье Порхай	1185-Б	192	0—192	36	13,6	7,3
Терс-Акан	1-к	1023	0—400	57	9,8	10,8
		1023	0—800	54	21,4	4,6

Практическое использование термальных вод Внутрикопетдагской зоны в ближайшие годы будет, по-видимому, связано с извлечением из них полезных компонентов (йод, бром). Специальной проработки заслуживает вопрос теплоэнергетического использования сравнительно маломинерализованных вод Копет-Дага.

Выводы

Настоящий раздел представляет собой обобщение всех имеющихся сведений по гидрогеологии Копет-Дага, большая часть которых получена в 1959—1968 гг. в результате выполнения большого объема геологоразведочных работ.

1. В геологическом строении Копет-Дага участвуют известняки и песчаники мальм-неокома, песчаники и алевролиты апта-сеномана, карбонатно-глинистые отложения турона, сенона и датского яруса; глины палеогена, терригенные морские и континентальные образования неогена и антропогена. Мезо-кайнозойские отложения смяты в многочисленные сложно построенные складки, осложненные дизъюнктивами.

2. Основные водоносные комплексы и горизонты Копет-Дага связаны с известняками и песчаниками мальм-неокома, песчаниками апта, альба и сеномана. В пределах Восточного и особенно Западного Копет-Дага в сводовых частях положительных структур значительной водообильностью характеризуются известняки и песчаники турона, коньяка и нижнего сантона. Высокой водообильностью отличается также водоносный горизонт аллювиальных отложений долин рек Сумбара, Чан-

дыра, Аджи-Дере, Арваза, Фирюзинки, Кельтечинар и других, а также пролювиальных отложений конусов выноса.

3. Водоносные комплексы и горизонты, связанные с юрскими и меловыми отложениями, обязаны своим существованием тектонической трещиноватости, развитой на крыльях и в сводовых частях антиклинальных структур и особенно в зонах крупных разрывных нарушений. Всем геологическим структурам присуща нормальная гидродинамическая зональность. Наибольшее развитие имеет зона весьма замедленного водообмена, меньшее — замедленного и активного водообмена. Последние две зоны связаны с высокоприподнятыми интенсивно промываемыми антиклинальными хребтами, отдельными возвышенностями, моноклинальными структурами и секущими их разломами. Погруженным частям водоносных горизонтов свойствен режим весьма замедленного водообмена.

4. Гидродинамической зональности в общих чертах соответствует зональность гидрохимическая. Зона активного водообмена характеризуется развитием пресных гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод, зоне замедленного водообмена свойственны солоноватые и соленые воды смешанного состава с большим или меньшим содержанием сульфатов в анионной части. Бессульфатные хлоридные натриевые воды с повышенной и высокой минерализацией характерны для зоны весьма замедленного водообмена. В составе анионов иногда присутствуют гидрокарбонаты.

5. Характер зональности, как правило, находит отражение в газовом и микрокомпонентном составе подземных вод. Показательны в этом отношении концентрации в них йода и брома.

В подземных водах зоны активного водообмена йод отсутствует, содержание брома незначительное. В водах зоны замедленного водообмена концентрации йода несколько больше. Повышенные концентрации йода устанавливаются в водах нижней гидродинамической (гидрохимической) зоны. Минимальные содержания этого элемента отмечаются в подземных водах структур, расположенных вдали от зон разломов глубинного заложения — Внутрикопетдагского и Передового, максимальные связаны с очагами разгрузки глубоких вод в сводах и присводовых частях антиклинальных структур Внутрикопетдагской тектонической зоны.

6. Копет-Даг на современном этапе развития представляет собой самостоятельный гидрогеологический регион с совмещенными (для мезозойских водоносных горизонтов) областями питания и разгрузки и с весьма ослабленными гидродинамическими связями с окружающими его артезианскими бассейнами Западно-Туркменской впадины и Предкопетдагского прогиба.

Глава 7

КАРАКУМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Мезозойские и кайнозойские отложения платформенной части Туркмении и прилегающих территорий Западного Узбекистана вместе со складчатым фундаментом образуют артезианский бассейн, известный в литературе под названием Каракумского (Амударьинского). Согласно схемам гидрогеологического районирования территории Советского Союза (Овчинников 1955; Зайцев и Толстихин, 1960) Каракумский артезианский бассейн входит в состав Аральской группы артезианских бассейнов.

Каракумский артезианский бассейн ограничен на западе Туаркыр-Кубадагской и Балханской горными системами, на юге — Копетдагским горно-складчатым сооружением, на юго-востоке, в пределах Афганистана, отрогами Паропамиза, на востоке горными сооружениями Гиссарской и Зеравшанско-Туркестанской систем, на северо-востоке — системой Кызылкумских горных возвышенностей. На севере и северо-западе граница Каракумского бассейна проводится по Центрально-Устюртской зоне поднятий, являющейся погребенным водоразделом (Карцев и др., 1964).

Некоторые исследователи (Каменский и др., 1959; Митгарц, Толстихин, 1961; Кенесарин, Султанходжаев, 1963 и др.) Каракумский артезианский бассейн расчленяют на бассейны второго порядка. Причем в основу подобного расчленения всеми авторами положен сугубо структурно-тектонический принцип.

В геологическом строении Каракумского артезианского бассейна принимают участие различные по составу метаморфизованные породы палеозойского фундамента и осадочный чехол мезозой-кайнозойской группы.

Характерными чертами разреза толщи и главными особенностями ее изменений по площади бассейна являются следующие. На палеозойском фундаменте в наиболее глубоких депрессиях залегают терригенные красноцветные триасовые отложения. Юрские отложения мощностью более 200 *м* обнажаются за пределами бассейна (юго-западные отроги Гиссара, Большой Балхан и Туаркыр) и вскрыты скважинами по восточной окраине бассейна (селения Наразым, Фераб, Дарганата, Тюя-Муюн, Султан-Санджар и др.); нижне- и среднеюрские отложения (до 1000 *м*) представлены песками, песчаниками и глинами в средней части с пластами углей. Верхнеюрские отложения (600—1600 *м*) на востоке, мощность которых постепенно уменьшается на запад и северо-запад, представлены внизу известняками, алевролитами и глинами, выше каменной солью с прослоями глин, песчаников и ангидритов, сменяющимися красноцветными песчаниками с прослоями гипса, ангидрита и каменной соли.

Меловые отложения в тех же районах обнажаются на более широких площадях по сравнению с юрскими. Они вскрыты скважинами на глубинах от 300 *м* до 3,5 *км* и представлены в основном песчано-глинистыми, реже известковыми породами, которые преобладают в верхней части разреза. В альбских отложениях восточной части бассейна имеются прослои углей, а в апт-неокомских юго-восточной части — прослои гипса и ангидрита.

Палеогеновые отложения на большей части представлены глинами, мергелями с прослоями известняков. Мощность их в предгорьях Копет-Дага до 2000 *м*, на востоке бассейна 200—300 *м*, а на антиклинальных поднятиях они размыты. В юго-восточной части (Бадхыз-Карабильский бассейн) палеогеновые отложения содержат прослои песчаников, известняков, андезитов, базальтов и местами гипсов и ангидритов, в предгорьях Центрального Копет-Дага — мощные пласты кварцевых песков.

Мощность повсеместно развитых неогеновых отложений в Бадхыз-Карабильском бассейне 1000 *м* и более, в Предкопетдагском прогибе несколько сотен метров, а на большей части территории она колеблется от нескольких десятков до 100 *м* и более. Особенностями разреза являются исключительная пестрота и частая изменчивость мощностей и протяженности различных по составу пород. Большая часть разреза континентальных отложений представлена переслаивающейся толщей песков, песчаников, алевролитов, глин, а также конгломератов, мергелей

и глин. В пределах Бадхыз-Карабильского бассейна распространены почти исключительно тонкозернистые песчаники.

С неогеновыми отложениями тесно сопряжены четвертичные образования, покрывающие сплошным чехлом всю территорию бассейна Среди них большое место занимают аллювиальные и эоловые образования, мощность отложений изменяется от нескольких десятков до 150—200 *м*, а в юго-восточной части до 500—550 *м*.

Аллювий в современных и древних долинах рек представлен преимущественно песками с подчиненными суглинками и глинами, на западе — морскими песками, глинами и галечниками мощностью 10—15 *м* Пролювий, развитый в Предкопетдагском бассейне, в предгорьях представлен щебнисто-галечными породами (100 *м* и более), по удалении от гор — супесями, суглинками и глинами (15—20 *м*).

Во впадинах (Сарыкамыш, Асаке-Аудан и др) распространены озерные образования, сложенные внизу песками, суглинками и галечниками, а вверху солончаками с пластами соли и гипса. Покров эоловых образований представлен мелкозернистыми песками мощностью от единиц до десятков метров.

В целях получения наиболее полной характеристики гидрогеологии Каракумского артезианского бассейна в целом и в особенности по таким важным вопросам, как динамика подземных вод и гидрохимическая зональность, использованы некоторые сведения по его восточной части, в административном отношении относящейся к соседней Узбекской ССР.

Гидрогеологические условия Каракумского артезианского бассейна не везде одинаковы и имеют весьма сложный характер, вызванный фациальными изменениями пород по площади. В осадочном чехле бассейна широко распространены, но не повсеместно выдержаны следующие водоупорные толщи. верхнеюрская, нижнеальбская, нижнетуронская и эоценовая

Верхнеюрский водоупор включает гипсово-ангидритовую, галитовую и глинистую толщи кимеридж-титонского возраста и широко распространен на юго-востоке бассейна, где мощность его достигает нескольких сотен метров. В северном, северо-восточном и западном направлениях мощность отложений кимеридж-титонской толщи уменьшается, а соленосные породы полностью отсутствуют на Газлинском поднятии и Каракумском своде.

Повсеместное распространение в пределах бассейна имеет нижнеальбский водоупор, представленный глинистой свитой. Мощность водоупора регионально выдержана и составляет около 100 *м* Исключением являются Зеагли-Дарвазинское, Питнякское поднятие и некоторые участки Чарджоуского, Каганского и Мубарекского поднятий (Наразым, Карабаир, Шуртепе, Шурсай), где мощность альбской глинистой толщи уменьшается до 70—50 *м* и нередко в ее составе появляются песчаные прослои.

Нижнетуронский и эоценовый глинистые водоупоры развиты главным образом в пределах восточной части бассейна. Причем если нижнетуронский водоупор имеет мощность до 170—180 *м* и распространен главным образом на юго-востоке, то эоценовый распространен весьма неравномерно и нередко в результате размыва вообще отсутствует

Литолого-фациальные изменения отложений в Центральной Туркмении приводят к тому, что нижнетуронская толща теряет там значение водоупора и роль верхней водоупорной толщи играют сенон-палеогеновые отложения, мощность которых достигает нескольких сотен метров.

В целом разрез мезозойских и кайнозойских отложений Каракумского артезианского бассейна разделяется на четыре водоносных комплекса, связанных с юрскими, нижнемеловыми, верхнемеловыми и нео-

ген-четвертичными отложениями, из которых первые три содержат напорные воды. Однако в ряде районов в результате тектонических разрывов водоупорных толщ и изменчивости состава пород последних обусловливается гидравлическая связь между отдельными комплексами.

Ниже приводятся сведения о водопроявлениях, особенностях движения подземных вод, гидрохимической зональности и температурной характеристике вод Каракумского артезианского бассейна по выделенным комплексам. Учитывая особое значение первого от дневной поверхности комплекса неогеновых и четвертичных отложений для водоснабжения и мелиорации, сведения по нему приведены вместе с описанием характера водоносности.

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Водоносный комплекс юрских отложений

Водоносный комплекс юрских отложений (J) *объединяет проницаемые* горизонты карбонатных отложений келловей-оксфордского возраста и отложения нижней и средней юры, сложенные в основном песчано-алевролитовыми породами.

Этот комплекс отличается сложным строением из-за постоянства как полноты разреза, так и мощности состава слагающих его пород. Наиболее полные и относительно хорошо изученные разрезы его представлены на Каганском и Мубарекском блоковых поднятиях, где выделяется ряд горизонтов, отделенных друг от друга относительно непроницаемыми прослоями. Общая мощность комплекса колеблется от 1500—2000 *м* на юго-востоке (в районах прогибов) до первых сотен, а местами и десятков метров в пределах отдельных поднятий (Газли). Водоносные горизонты юрских отложений характеризуются низкими коллекторскими свойствами. Проницаемость их изменяется от единиц до 200 *мдарси*.

Юрские водоносные отложения, как и меловые, обнажаются на дневной поверхности в пределах горно-складчатых областей (Гиссарского, Зеравшанско-Туркестанского хребтов, Малого и Большого Балханов, Туаркыра и др.), обрамляющих Каракумский артезианский бассейн.

Сведения о водоносности юрских отложений в пределах закрытой части бассейна имеются по Приамударьинскому (площади Фараб, Гугуртли, Кабаклы и др.) и Питнякскому (площади Султансанджар, Тюямуюн, Мешекли и др.). районам Северной (площади Ачак, Сарыкамыш, Ждановская и др.) и Центральной (площади Зеагли-Дарваза, Коюн, Курук и др.) Туркмении, Мары-Байрамалийскому району (площади Майская, Байрам-Али и др.), где был выполнен большой объем нефтегазопоисковых и разведочных работ. Характерный химический состав подземных вод юрских отложений приведен в табл. 37.

При опробовании скважины, заложенной в зоне высокоамплитудного надвига на площади Керкидаг, был получен значительный приток самоизливающихся рассолов с глубины 2908 *м* из солей гаурдакской свиты с первоначальным дебитом до 700—1000 $м^3/сутки$. Впоследствии самоизлив прекратился в результате кристаллизации выносимых солей непосредственно в стволе скважины. Вскрытые рассолы характеризуются минерализацией 546—481,6 *г/л*. В ионно-солевом составе их отмечается преобладание ионов кальция и магния, составляющих соответственно 51,2 и 41,6 *экв*%, в то время как содержание натрия равно всего лишь 7,2 экв.%. Подземные рассолы рассматриваемых отложений обладают здесь заметными концентрациями брома и низкими йода и отсутствием сульфатов и гидрокарбонатов. Рассолы относятся к хлоридному каль-

циево-магниевому типу. Аналогичный тип рассолов из одноименных отложений получен при опробовании скважины (с глубины 2362 *м*) на площади Сакар, для которых также характерно повышенное содержание кальция и магния, равное соответственно 58,9 и 31 *экв*% при общей минерализации 362,3 *г/л*.

Первоначальный дебит рассолов составляет 550—700 *м*³/*сутки*, температура на изливе 79—80° С. Подобные высокометаморфизованные и высоконапорные рассолы из гаурдакской свиты были получены и в ряде других площадей Мургабской впадины (Майская, Байрам-Али, Кели, Шарапли). Вместе с тем в распространении их никакой закономерности не наблюдается. Поскольку в пределах даже одной и той же площади эти рассолы вскрываются не всеми скважинами, расположенными друг от друга на сравнительно небольших расстояниях, можно предположить узко локальное их распространение и приуроченность, вероятно, к определенным линзообразным пустотам типа палеокарста (Соколовский и Давыдов, 1963).

Севернее рассмотренных площадей на структурах Саман-Тепе и Фараб юрские отложения представлены нерасчлененными нижне-среднеюрскими терригенными породами (песчаниками, алевролитами, аргиллитами) и келловей-оксфордскими известняками. Водоносность последних изучена наиболее детально. Рассолы, полученные при опробовании известняков келловей-оксфорда, характеризуются закономерным увеличением минерализации с глубиной (Саман-Тепе до 229,6 *г/л*; Фараб — до 163 *г/л*).

Содержание иона хлора в рассолах юрских отложений на указанных площадях значительное и в основном соответствует их высокой общей минерализации. Концентрация сульфатов в рассолах незначительная, на Саман-Тепе максимальное значение ее составляет 3,2 *г/л*. Содержание гидрокарбонат-иона в пластовых рассолах, подобно содержанию сульфатов в рассолах Фараба, незначительное, а на площади Саман-Тепе они содержат его до 0,9—1,28 *г/л*. Максимальная концентрация кальция характерна для подземных вод Фарабской площади и равна 23,2 *экв*%. Содержание йода и брома примерно одинаково для рассолов как Фараба, так и Саман-Тепе, в то же время йода в рассолах юрских отложений Саман-Тепе несколько больше, чем на Фарабе. Статические уровни пластовых рассолов юры устанавливаются на глубинах 170—190 *м* ниже устья скважин.

Относительно низкое значение минерализации рассолов юрских отложений получено на площади Гугуртли. При опробовании скважин (интервалы 2050—2047 и 2110 *м*) был получен рассол с минерализацией соответственно 93,5 и 119,34 *г/л*. В ионно-солевом его составе преобладают хлориды натрия. Статические уровни подземных вод устанавливаются на глубинах 160—190 *м* ниже устья скважин в течение короткого времени, что свидетельствует о высокой проницаемости водовмещающих горизонтов.

В пределах Питнякского района минерализация вод различна как на площади распространения водоносных горизонтов юры, так и по разрезу. Воды более высокой минерализации (163 *г/л*) вскрыты в нижнеюрских отложениях на площади Султан-Санджар. В среднеюрских и верхнеюрских отложениях вскрыты рассолы (50—150 *г/л*). Уменьшение минерализации влечет за собой повышение натрий-хлорного коэффициента до 0,75—0,77 и хлор-бромного коэффициента до 250—300. Содержание в водах микроэлементов незначительное. Статические уровни вод колеблются в пределах 80—126 *м* ниже устья скважин. Воды относятся к хлоридному натриевому типу.

Таблица 35

Характерный химический состав подземных вод водоносного комплекса юрских отложений

№ скважины, интервал опробования, м	Площадь	Минерализация, г/л	Формула выраженная аналитически	Содержание							
				$Na + K$	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
309-р, 2132–2128	Восточный Курук	183,2	мг-л экв %	48 476,4 65,66	19 043,0 19,6	1 148,8 4,74	113 440,2 99,55	694,6 0,45	– –	0,66	321
3-р, 2110–2110	Гугургли	93,5	»	33 147,2 78,46	4 609,2 12,85	1 824,0 8,06	62 409,6 98,51	795,4 0,9	329,4 0,3	0,77	174
9-р, 2501–2495	Саман-Тепе	229,8	»	76 953,3 83,58	8 617,0 16,73	2736,0 5,69	138 294,0 98,5	1730,7 0,92	1281,0 0,54	0,83	795
1-р, 1370–1338	Кока-Булак	88,4	»	27 738,4 78,0	4 609,2 15,2	1 276,8 6,8	54 324,7 99,8	114,4 0,1	54,9 –	0,51	259
1-р, 2362	Сакар	366,2	»	15 732,0 10,06	79 959,0 58,92	25 536,0 31,0	259 625,0 99,64	– –	1464,0 0,34	0,1	257
4-р, 1582–1555	Чашкын	147,1	»	49 243,0 83,94	5 170,0 10,1	1845,0 3,95	90 345,0 99,76	256,0 0,2	49,0 0,004	0,84	565
Скв. 1	Байрам-Али	457,6	»	33 660,0 26,59	88 480,0 54,68	28 210,0 28,73	285 700,0 99,75	– –	– –	–	180
2678–2738	Шараплы	417,8	»	31 073,0 17,71	100 316,0 65,76	15 280,0 16,50	269 800,0 99,84	– –	732 0,16	0,17	387
3р, 2259–2252; 2250–2270	Жданковская	262,9	»	54 319,2 65,3	18 036,0 25,2	4 104,0 9,2	125 789,5 96,9	45,1 2,6	61,0 –	0,64	258
4-р, 2105–2100	Курганчик	237,6	»	61 541,8 62,9	25 705,0 30,9	2 281,0 6,2	147 159,0 99,9	– –	54,9 –	0,62	292
2-р, 2190–2180	Сарыкамыш	210,5	»	56 615,3 66,1	20 240,4 27,4	2 673,2 6,0	130 315,5 99,8	40,2 –	43,9 –	0,65	22,1
1-р, 1647–1643	»	204,9	»	56 938,0 67,5	18 537,0 25,4	300,4 6,8	128 342,6 99,8	136,3 –	61,0 –	0,67	276
2-р, 2355–2370	Нурумгур	200,1	»	57 361,2 70,9	13 527,0 19,2	4 104,0 9,6	124 110,0 99,8	297,0 0,07	–	0,70	236

1-р, 2098-2093; 2072-2063	»	208,0	»	55 137,2 67,3	19 539,0 26,3	2 736,0 6,3	130 315,5 99,9	–	–	0,66	483
2-р, 1706–1692; 1688–1674; 1638–1630	Койкырлан	207,4	»	61 151,9 72,9	14 529,0 20,8	3 040,0 6,9	127 686,0 99,6	619,1 0,3	69,1	0,72	359
3-р, 2526–2513	Ачакская	182,8	»	50 681,2 68,2	15 331,0 24,4	2 736,0 7,2	112 585,0 99,4	498,5 0,3	79,3 0,03	0,67	165
1-р, 2331–1336	»	178,6	»	48 216,4 66,0	15 039,0 24,2	3 708,6 9,7	109 926,0 99,2	933,1 0,6	106,7 0,05	0,65	160
	Майская 1	336,7	»	66 020,0 46,64	51 350,0 42,79	6 220,0 8,54	211 500,0 99,63	17,0 0,006	439,0 0,12	0,47	185
4-р, 1515–1509	Чашхын	123,9	»	36 616,0 74,0	8 978,0 20,8	1 362,0 3,2	75 970,0 99,46	525,0 0,5	61,0 0,04	0,74	184
7-р, 2050–2047	Гугуртли	119,3	»	36 145,9 74,28	6 212,4 14,92	2675,2 10,59	72 693,0 98,64	1021,7 1,02	158,6 0,12	0,73	203
309-р, 2090–2076	Восточный Курук	137,3	»	40 845,47 68,15	1 371,83 26,26	1 771,83 5,59	91 341,5 98,74	1483,05 1,19	115,9 –	0,69	248
309-р, 2400–2394	» »	157,3	»	33 588,97 52,93	29 994,29 43,4	1 232,54 3,67	97 234,5 99,27	939,87 0,71	30,5 0,02	0,53	281
5-р, 2450–2444	Саман-Тепе	206,1	»	79 946,3 91,7	4 008,8 5,7	1 216,0 2,7	12 251,7 98,7	1402,2 0,7	– –	0,81 0	564
1-р, 1570–1510	Коша-Булак	78,9	»	25 278,6 78,6	4 108,2 14,8	1 033,6 6,6	48 012,8 99,6	2132 0,2	91,5 0,1	0,78	25
1-р, 1332–1325	»	84,5	»	26 489,9 77,6	4 388,8 14,8	1 289,0 7,6	52 053,3 99,8	18,1 –	109,8 0,1	0,79	259
1518–1509; 1564–1561	Южный Атабай	117,6	»	31 556,27 75,87	7 264,5 19,4	1 064,0 4,69	65 371,72 98,71	1106,94 1,24	15,2 0,05	0,77	284
7-р, 1574–1552	Коюн	121,4	»	35 153,43 76,61	9775,31 20,17	1 078,77 3,32	73 862,5 98,58	1351,37 1,34	106,73 0,08	0,74	238
3-р, 1560–1540	Шарлык	136,6	»	34 549,45 61,88	15 280,5 31,42	19,76 6,70	85 732,5 99,51	554,7 0,47	122 0,02	0,62	261
4-р, 1440–1420	»	119,3	»	34 901,35 72,09	9 018,0 21,37	16,72 6,53	73 944,37 98,95	1013,94 1,0	27,45 0,04	0,73	212
3-р, 1998–2174	Кабаклы	92,9	»	27 991,0 75,9	5 881,0 18,6	1 127,0 5,3	55 025,0 97,0	2256,0 2,9	366,0 –	0,78	160

Продолжение табл. 37

№ скважины, интервал опробования, м	Площадь	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание							
				Na–K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	Na/Cl	Cl/Br
36-р, 1120–1140	Газли	5,8	мг/л экв-%	2151,0 99,8	27,0 –	9,0 –	2998,6 87,6	204,0 4,8	427,0 7,6	1,1	–
2-р, 1352–136	Ташкудук	76,9	„	24459,0 79,8	3902,0 16,0	818,0 4,0	46434,0 99,5	978,0 1,4	109,0 –	0,81	314
3-р 1440–1447	Атбакор	54,9	„	18186,0 82,8	2300,0 13,2	475,0 4,0	32660,0 97,8	1008,0 2,1	183,0 –	0,86	338
1-р, 1705–1657	Фараб	193,4	„	68500,0 69,0	14620,0 23,7	2320,0 7,3	106500,0 99,9	915,0 –	61,0 –	0,69 –	266
1-р, 1371–1343	Мамаджургалы	87,0	„	27559,0 79,7	4335,0 14,3	1065,0 5,9	51660,0 97,1	2131,0 2,8	250,0 –	0,82	1722
2-р, 1090–1088	Сегалан-Тепе	86,8	„	26981,0 78,2	5429,0 18,0	686,0 3,7	52567,0 96,8	944,0 1,1	78,0 –	0,79	343
8-р, 1260–1260	Сарыташ	113,3	„	32959,0 72,8	8254,0 20,8	1551,0 6,4	69171,0 98,8	1203,0 1,1	85,0 –	0,73	813
5-р, 1180–1140	Джаркак	97,9	„	27121,0 69,0	7396,0 21,6	1908,0 9,3	59356,0 98,1	1519,0 1,9	292,0 –	0,70	209
2-р, 1680–1657	Карачукур	96,1	„	32215,0 96,8	607,0 1,6	327,0 1,5	61565,0 98,7	1169,0 1,3	244,0 –	0,98	-
6-р, 822–810	Акджар	69,9	„	20919,0 78,0	2680,0 11,5	1452,0 10,4	40825,0 98,6	26,0 –	854,0 1,2	0,79	60

3-р, 865–858	Шурчи	32,7	„	15 844,0	2 420,0	1360,0	32 660,0	21,0	271,0	0,75	60
2-р, 1410–1388	Юлдузкак	51,7	„	16 330,0 80,3	3 480,0 19,6	24,0 –	30 707,0 97,9	950,0 2,0	73,0 –	0,82	30
3-р, 1726–1708	Южный Мубарек	104,9	„	35 690,0 90,0	2 820,0 8,5	273,0 1,4	59 902,0 97,3	6016,0 1,6	183,0 –	0,92	–
3-р, 1960–1948	Северный Мубарек	61,7	„	21 525,0 98,7	1 780,0 8,5	216,0 1,7	34 435,0 93,2	2769,0 5,3	927,0 1,4	0,96	30
1-р, 1440–1423	Кызыларват	83,5	„	27 243,0 82,0	3 380,0 13,4	840,0 4,6	50 056,0 97,6	1747,0 2,3	128,0 –	0,84	60
1-р, 1758–1736	Хаджихайрам	98,3	„	34,858 90,0	2 880,0 8,5	264,0 1,5	58 575,0 98,6	1171,0 1,3	430,0 –	0,92	45
1-р, 1463–1450	Карабанр	99,9	„	23 705,0 69,2	8 467,0 22,5	1806,0 8,2	65 212,0 98,9	452,0 –	170,0 –	0,70	50
3-р, 1741–1733	Шуртепе	84,6	„	29 817,0 89,6	2 200,0 7,5	516,0 2,9	50 232,0 98,0	1430,0 1,9	280,0 –	0,92	60
1-р, 1700–1687	Актепе	95,0	„	33 853,0 90,0	2 250,0 7,2	432,0 2,8	56 267,0 98,0	1600,0 1,9	353,0 –	0,93	60
1-р, 1533–1513	Байбурак	48,8	„	14 096,0 72,2	3 600,0 21,2	660,0 6,5	29 465,0 98,4	686,0 1,5	219,0 –	0,74	60
1-р, 1310–1306	Майладжой	37,9	„	10 004,0 65,9	3 303,0 25,2	707,0 8,9	22 382,0 96,1	1323,0 3,8	176,0 –	0,69	60
1-р, 1450–1440	Аязяртепе	30,6	„	8 460,0 69,1	2 239,0 21,0	623,0 9,9	17 721,0 94,6	1399,0 5,3	183,0 –	–	0,74

В пределах северо-восточной части бассейна юрские отложения представлены в нижней части чередованием песчаников, алевролитов и глин, а в верхней преобладают известняки келловейского яруса, на которых залегают континентально-лагунные карбонатные и хемогенные отложения (ангидриты, гипсы, доломиты). С терригенными образованиями, а также с известняками келловея связаны значительные водопроявления.

Подземные рассолы юрских отложений Северной Туркмении вскрыты на площадях Ачак, Сарыкамыш, Эгритакыр. Минерализация их здесь изменяется в пределах 169—237 *г/л*. Отмечается значительное содержание в них ионов кальция и магния, которые соответственно равны 17,1—30,9 и 3,7—5,8 *экв*%. Максимальные концентрации иона кальция отмечены в водах на площади Ждановская. Рассолы юрского комплекса Северной Туркмении содержат также повышенные концентрации йода и брома. Максимальное содержание йода отмечено в скважине на площади Сарыкамыш. Повышенными значениями указанных элементов характеризуются также рассолы Ачакской структуры. Рассолы относятся преимущественно к хлоридному кальциево-натриевому типу. Статические уровни их устанавливаются на отметках 63—170 *м* ниже устья скважин.

В пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия и его склонов юрские отложения разделяются по литологической характеристике на две толщи: нижнюю континентальную и верхнюю морскую. Нижняя толща представлена песчаниками с прослоями глин, алевролитов и аргиллитов, верхняя — глинами с прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Ряд песчано-алевритовых пластов как в верхней, так и в нижней толщах характеризуется довольно высокой пористостью, проницаемостью и водообильностью.

Наибольшее количество сведений о водоносности юрских отложений имеется по площадям Курук, Восточный Курук, Шиих, Такыр, Чашхын, Коюн, Шарлык и Южный Атабай. В пределах указанных площадей воды юрских отложений характеризуются крепкими рассолами (до 184,7 *г/л*) хлоридного кальциево-натриевого типа и только на площади Южный Атабай они хлоридные натриевые. Концентрация иона кальция в них изменяется в пределах 10,1—26,3 *экв*%, максимальные значения которого отмечены на площади Курук, где развиты наиболее крепкие рассолы. Содержание иона магния составляет 3,67—5,96 *экв*%. Максимальное содержание йода отмечено в рассолах площади Восточный Курук.

Статические уровни рассолов устанавливаются на отметках 30—86 *м* ниже устья скважин. Необходимо отметить в целом хорошую водообильность пород, о чем свидетельствуют большие скорости восстановления динамических уровней до статических.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (Cr_1) включает толщу неокомских, аптских и нижнеальбских пород, сложенных песчаниками, алевролитами с глинистыми прослоями, а в юго-восточных частях территории и гипсами. Он широко распространен на всей территории. Общая мощность его в пределах прогибов достигает 1000 *м* и более, а в приподнятых районах уменьшается до 500 *м*. В разрезе комплекса также выделяется ряд водоносных горизонтов, разделенных между собой относительно непроницаемыми глинистыми прослоями. Водосодержащие породы нижнемеловых отложений по сравнению с юрскими характеризуются лучшими коллекторскими свойствами.

Средняя пористость их равна 18—28%, проницаемость составляет 200—900 *мдарси,* нередко превышает 1 *дарси.* В результате фациального замещения песчаных пластов глинистыми и алевролитистыми в некоторых районах проницаемость пород уменьшается до нуля (Каракульский прогиб).

Нижнемеловые отложения в Каракумском артезианском бассейне скрыты под мощным чехлом более молодых пород. Обнажаются они в пределах горно-складчатых областей Копет-Дага, Большого и Малого Балханов, Туаркыра, Паропамиза, Гиссара и Зеравшан-Туркестанского хребтов. Последние являются основными областями современной инфильтрации и для рассматриваемого водоносного комплекса.

В пределах закрытой части бассейна водопроявления были зафиксированы в многочисленных скважинах. Характерный химический состав вод комплекса приведен в табл. 38.

Следует, однако, отметить крайнюю неравномерность изученности водоносности по разрезу, объясняемую тем, что гидрогеологическим исследованиям были подвергнуты лишь терригенные отложения, с которыми связаны основные скопления газа и нефти на Зеагли-Дарвазинском поднятии в Ачакском и других районах. В пределах же Мургабской впадины, где не обнаружены промышленные залежи нефти и газа, изученность недостаточная.

Подземные воды нижнемеловых отложений Каракумского артезианского бассейна характеризуются в целом значительными колебаниями минерализации — от 104 до 268 *г/л,* а также различными величинами соотношений между компонентами. Тип вод преимущественно хлоридный натриевый, и только на крайнем севере они переходят в хлоридные натриево-кальциевые.

На Керкидагской площади при опробовании скважин из пород нижнемеловых отложений были получены изливающиеся воды хлоридного натриевого типа с дебитом всего 3,5—25 $м^3$/*сутки* и минерализацией 184—268 *г/л.* Подземные воды вскрытых горизонтов характеризуются полным отсутствием гидрокарбонат-иона или незначительным его содержанием. Концентрация хлор-иона превышает в 2 раза концентрацию иона натрия. Бром присутствует в небольшом количестве.

При опробовании скв. 1 на Наразымской площади, расположенной в зоне сочленения Амударьинской системы разломов и Чарджоуской ступени, из песчано-алевролитовых отложений апта (интервал 1651—1578 *м*) и известняков нижнего альба (интервал 1369—1408 *м*) были получены притоки подземных вод. Воды аптских отложений имеют бóльшую минерализацию (104 *г/л*) по сравнению с водами нижнеальбских отложений (87,2 *г/л*), причем необходимо отметить резкое преобладание щелочных металлов в водах выше залегающих отложений (кальция 28,64 *экв*%, магния 24,72 *экв*% против 20,7 и 2,7 *экв*% соответственно).

Воды нижнеальбских отложений характеризуются отсутствием гидрокарбонат-иона. Концентрация его в водах апта составляет всего десятые доли 1 *экв*%. Содержание сульфат-иона уменьшается с глубиной, в целом же незначительно. Увеличение концентрации щелочных металлов вверх по разрезу приводит и к изменению типа вод от хлоридных натриевых (воды апта) до хлоридных натриево-кальциевых (воды нижнего альба).

На площади Фараб, расположенной к северу от Наразымской, нижнемеловые отложения вскрыты на всю мощность (655—710 *м*). В нижней части они представлены песчаниками, выше аргиллитами с прослоями алевролитов, известняками оолитовыми с прослоями песчаников, ангидритов и плотных глин. Ряд песчано-алевролитовых и из-

Таблица 38

Химический состав подземных вод водоносного комплекса нижнемеловых отложений

№ скважины, интервал опробования, м	Площадь	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание						Na / Cl	Cl / Br
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3		
1-р, 1538–1535; 1530–1537; 1478–1465	Курганчик	168,6	*мг/л*	45 183,9	13 026,0	4560,0	105 138,9	1722	61,0	0,70	267
			экв %	56,2	21,9	12,9	99,9	—	—		
1-р, 1492–1485; 1470–1455	Нургмгур	191,0	„	54 549,4	14 779,3	2888,0	117 904,5	451,0	30,6	0,71	279
				70,8	21,1	8,4	99,2	0,7	—		
1-р, 1236–1227; 1210–1213	„	177,2	„	48 398,0	17 034,0	1802,4	109 039,5	518,2	30,5	0,66	316
				69,2	21,8	9,0	99,8	0,2	—		
5-р, 1804–1794	Ачакская	168,1	„	44 321,0	14 328,6	3952,0	103 543,2	732,2	821,1	0,66	289
				65,0	24,0	11,0	99,1	0,5	0,4		
2-р, 1349–1346	Койкирлан	167,9	„	46 900,0	13 627,0	2675,0	103 890,0	320,7	244,1	0,69	—
				70,2	26,8	3,0	99,7	0,2	—		
2-р, 1060–1048	„	157,7	„	44 834,6	13 088,5	1779,0	97 160,4	386,7	42,7	0,71	236
				72,9	21,8	5,3	99,7	0,2	—		
9-р, 1275–1271	Курук	115,3	„	32 522,0	9 218,0	1702,0	70 822,0	846,0	73,0	0,71	478
				70,2	22,8	7,0	99,06	0,88	0,06		
9-р, 1203–1199	„	126,9	„	37 145,0	9 619,0	1458,0	78 277,0	461,0	24,0	0,73	236
				72,82	21,64	5,44	99,54	0,42	0,04		
1-р, 2372–2377; 2350–2355	Керкидаг	268	„	81 959,0	19 300,0	1490,0	164 840,0	161,0	—	0,77	555
				76,6	20,8	2,6	99,9	0,04	—		
1-р, 121–731	Мелекли	52,6	„	16 013,3	3 416,0	566,4	32 214,0	183,0	73,2	0,76	275
				76,24	18,66	5,1	98,46	0,42	0,12		
1-р, 1649–1651; 1643–1646	Хатардаш	174,8	„	47 282,5	16 250,0	2311,0	107 982,1	683,9	42,7	0,68	442
				67,25	26,33	6,22	99,51	0,47	0,02		
1-р, 1370–1365	Шиханди	124,6	„	35 601,5	9 902,4	1540,7	76 056,98	1217,2	64,0	0,72	326
				71,37	22,78	5,84	98,78	1,17	0,05		
1-р, 1234–1244; 1212–1226	Коюн	135,7	„	38 632,9	10 396,7	2052,0	83 489,8	694,6	54,9	0,71	222
				70,06	21,91	7,13	99,35	0,61	0,04		

1, 2704—2692	Кели	121,5	мг/л экв %	37 637,0 77,7	7 515,0 17,8	1155,2 4,5	74 111,4 99,2	691,2 0,6	122,0 0,09	0,78	239
24-р, 835—849	Газли	37,6	»	2254,0 92,5	105,0 4,7	384,0 2,8	34 928,0 90,6	78,0 0,9	486,0 8,5	1,09	5721
3-р, 980—983	Ташкудук	30,1	»	10 089,0 85,0	1 438,0 13,8	48,0 0,6	17 714,0 96,8	667,0 2,5	97,0	0,88	17714
1-р, 1040—1048	Курбанали	15,1	»	5 271,0 89,1	395,0 7,3	97,0 3,1	8 653,0 94,6	475,0 3,5	207,0 1,2	0,94	309
1-р, 1250—1262	Каракыр	32,3	»	10 098,0 78,1	1 640,0 14,5	590,0 7,2	19 425,0 97,8	488,0 1,8	97,0 0,2	0,79	224
3-р, 1380—1398	Кухнагумбасс	42,9	»	14 352,0 83,9	180,0 12,0	366,0 4,0	25 550,0 94,1	1987,0 5,5	158,0 0,3	0,89	285
1-р, 2244—2300	Керкидаг	184,5	»	62 440,0 76,4	14 840,0 20,8	1180,0 2,8	105 000,0 99,6	674,0 0,4	134,0 —	0,75	417
4-р, 2238—2320	Шараплы	124,7	»	38 034,6 77,5	9 619,2 22,4	— —	75 529,8 99,0	581,3 0,005	1522 —	0,78	280
5-р, 3049—3050	Майская	110,6	»	36 750,8 82,9	5 370,7 15,1	668,8 2,9	66 842,1 99,4	496,3 0,5	115,9 0,1	0,81	206
1-р, 2850—2858	Еланская	111,1	»	36 871,8 82,3	5 050,1 13,4	997,1 4,3	67 161,2 99,3	529,7 0,6	168,4 —	0,82	228
1-р, 3119—3159	Иолотанская	105,3	»	35 517,6 84,3	4 248,5 11,9	851,2 3,8	62 622,4 37,8	1483,4 0,2	348,9 0,3	—	322
3-р, 1529—1530	Гуртли	178,8	»	50 884,5 69,82	13 026,0 20,97	3344,0 8,99	109 926,0 99,06	993,8 0,66	244,0 0,13	0,7	297
1-р, 1688—1662	Ербент	62,7	»	35 676,0 72,0	9 288,0 21,4	1753,0 6,6	16 325,0 99,0	319 —	73 —	0,7	313
6-р, 488—490	Султансанджар	41,6	»	13 127,0 78,8	1 988,0 13,6	667,0 7,6	25 632,0 99,9	6,0 —	115,0 —	0,79	264
3-р, 1980—1971	Казы	147,7	»	41 147,0 69,5	13 003,0 25,3	1702,0 5,2	91 412,0 99,9	153,0 —	— —	0,69	283
13-р, 1323—1207	Зеагли-Дарваза	151,5	»	46 046,0 71,5	12 800,0 22,7	2005,0 5,8	87 625,0 99,9	2448,0 —	110,0 —	0,72	208
26-р, 1167—1474	»	141,1	»	39 187,0 68,8	10 320,0 19,2	3100,0 13,0	87 940,0 99,9	71,0 —	— —	0,68	206

Продолжение табл. 38

№ скважины, интервал опробования, *м*	Площадь	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание							
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
1-р, 1073–1044	Мамаджургаты	7,2	*мг/л*	2351,0	283,0	37,0	3 598,0	420,0	195,0	0,98	0,2
			экв %	84,8	12,5	2,4	90,0	6,6	2,4		
2-р, 813–795	Сетиланпепе	11,4	»	3946,0	325,0	98,0	6 817,0	82,0	146,2	0,89	–
				87,2	8,1	4,0	97,9	0,5	1,02		
1-р, 1060–1053	Сарыташ	6,0	»	2026,0	153,0	39,0	2 800,0	815,0	195,0	1,19	–
				88,8	7,6	3,2	78,6	16,1	3,2		
7-р, 1076–1044	Карачубазар	7,2	»	2380,0	235,0	26,0	3 225,0	1132,0	183,0	1,13	–
				85,9	9,2	1,7	77,8	19,6	2,5		
3-р, 987–971	Джаркак	18,2	»	5977,0	760,0	198,0	11 005,0	57,0	165,0	0,83	–
				82,4	12,1	5,1	99,8	–	–		
3-р, 788–778	Акджар	23,0	»	7719,0	750,0	168,0	12 114,0	1972,0	292,0	0,98	30,0
				86,7	9,5	3,8	88,2	10,2	1,2		
2-р, 476–461	Шурчи	3,3	»	1112,0	92,0	–	1 455,0	526,0	61,0	1,17	–
				92,3	7,6	–	78,8	19,2	1,9		
1-р, 923–903	Юлдузкак	7,2	»	2397,0	250,0	54,0	3 727,0	592,0	237,0	0,99	10
				86,6	9,9	3,3	86,8	9,7	2,0		
2-р, 995–963	Южный Мубарек	2,6	»	833,0	33,0	8,0	782,0	351,0	361,0	1,64	4
				97,4	2,6	–	57,9	18,4	23,6		
1-р, 1317–1303	Северный Мубарек	5,4	»	2230,0	74,0	15,0	2 946,0	551,0	427,0	1,17	3
				96,2	2,9	0,9	82,1	10,8	6,9		
1-р, 965–956	Кызылрват	2,2	»	469,0	170,0	42,0	390,0	863,0	244,0	0,57	–
				65,6	24,4	9,7	35,3	52,8	11,9		
1-р, 1181–1165	Карабанр	7,1	»	2501,0	86,0	23,0	3 301,0	604,0	460,0	1,17	7
				94,9	4,2	0,8	80,8	13,1	6,0		
1-р, 920–928	Шуртепе	2,8	»	875,0	40,0	2,0	367,0	1046,0	185,0	3,67	6
				25,2	32,6	22,2	95,0	5,0			
1-р, 1320–1309	Шурсай	4,1	»	1469,0	200,0	96,0	1 730,0	1348,0	292,0	1,30	60
				77,7	12,3	9,8	60,4	34,6	4,9		
1-р, 1380–1368	Актепе	5,6	»	2006,0	24,0	27,0	2 706,0	220,0	603,0	1,14	6
				96,6	1,1	2,2	84,4	4,6	10,6		
1-р, 932–901	Баибурак	1,5	»	408,0	50,0	17,0	236,0	547,0	380,0	2,64	–
				86,0	9,5	4,5	28,4	32,1	19,5		

вестняковых пластов содержит воды с минерализацией 131,6—155,4 *г/л*. Содержание сульфат-иона незначительное. Концентрация брома увеличивается параллельно росту минерализации. Статические уровни вод устанавливаются на отметках 80—137 *м* ниже устья скважин. При понижении уровней во время откачки на 600—800 *м* от поверхности были получены в основном дебиты 50—300 *м³/сутки*, указывающие на хорошую водообильность пород.

В отличие от рассмотренных площадей нижняя часть нижнемеловых отложений на Кабаклинской антиклинали, расположенной в северо-западной части Амударьинской системы разломов, более песчанистая и представлена красноцветными песчаниками и глинами, которые выше по разрезу замещаются оолитовыми известняками с прослоями глин.

На рассматриваемой площади в основном изучены подземные воды, связанные с песчаными образованиями. Минерализация вод здесь почти в 2 раза меньше, чем на площади Фараб. Максимальное значение минерализации подземных вод (92,6 *г/л*) отмечено в одной из скважин в интервале 1998—2174 *м*. Содержание сульфат-иона в них составляет 2,256 *мг/л*, а гидрокарбонатов 366 *мг/л*. Тип воды хлоридный натриевый. Статический уровень воды устанавливается на глубине 70 *м* ниже устья скважины.

Более высокая степень минерализации подземных вод нижнемеловых отложений характерна для площади Гугуртли (интервал перфорации 1520—1530 *м*) и составляет максимум 178,9 *г/л*. Содержание иона кальция (20,77 *экв%*) в 2 раза превышает содержание магния (8,79 *экв%*). Статические уровни устанавливаются на глубинах 8—155 *м* ниже устья скважин. Графики восстановления динамических уровней до статических говорят о высокой проницаемости пород-коллекторов.

Подземные воды нижнемеловых отложений Питнякского района имеют минерализацию 16—52 *г/л*. Однако следует указать, что в пределах данного района вскрыты воды с очень низкими значениями натрий-хлорных коэффициентов, что говорит о значительной метаморфизации подземных вод, несмотря на небольшие глубины их залегания.

В пределах Северной Туркмении подземные воды нижнемеловых отложений, представленных терригенной толщей чередования песчаников, алевролитов и глин с прослоями гравелитов и конгломератов, изучены на площадях Курганчик, Ачак, Койкырлан, Нурумгур, Хатардаш, Эгритакыр и др. Подземные воды здесь характеризуются изменением минерализации от 98 до 191 *г/л* с глубиной. Содержание йода изменяется без определенной закономерности. Увеличение содержания йода отмечено в водах апта и неокома на площадях Нурумгур (интервал перфорации 1236—1227 и 1220—1213 *м*) и Койкырлан (интервал перфорации 1206—1199 *м*). Максимальные концентрации брома наблюдаются в водах неокома.

Отличительной особенностью подземных вод нижнемеловых отложений является также уменьшение концентрации сульфатов с глубиной от 1652 *мг/л* (воды альба) до 432 *мг/л* (воды неокома). Тип вод нижнеальбских отложений на площади Хатардаш хлоридный натриевый, с глубиной переходящий в хлоридный натриево-кальциевый. На остальных площадях воды неокомских отложений в основном хлоридного натриевого, а воды аптских отложений хлоридного натриево-кальциевого типа.

Статические уровни вод в пределах данного района устанавливаются на отметках 31—175 *м* ниже устья скважин. При понижении уровня воды в скважинах до 700—1000 *м* статический уровень восста-

навливается очень быстро, что говорит о хорошей водообильности этих пород.

Нижнемеловые отложения в пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия представлены алеврито-песчанистой толщей неокома, песчано-алевролито-глинистыми породами апта и альба мощностью до 890—930 *м*, увеличивающейся в южном направлении. Подземные воды их наиболее полно изучены на площадях Дарваза, Шиих, Пришиих, Восточный Курук, Курук, Восточный Шиханли, Чашхын, Коюн, Шарлык, Южный Атабай, которые отличаются большим однообразием и относятся к хлоридному натриевому типу

Для большинства опробованных глубоких скважин наблюдается закономерное увеличение минерализации вод нижнеальбских отложений с глубиной и резкое преобладание в их составе иона кальция над ионом магния (в большинстве случаев почти в 2—3 раза).

Воды аптских отложений имеют минерализацию 124—135 *г/л* и характеризуются высокой степенью метаморфизации при значениях натрий-хлорных коэффициентов 0,70—0,73.

Воды неокомских отложений имеют минерализацию 119—130 *г/л* со значительно меньшим содержанием йода и брома по сравнению с водами вышезалегающих отложений

Общей особенностью вод нижнемеловых отложений Зеагли-Дарвазинского поднятия является закономерное увеличение минерализации с глубиной и увеличение содержания в них иона кальция. Статические уровни вод устанавливаются на отметках 30—185 *м* ниже устья скважин, причем наиболее высокие уровни отмечены на площади Шарлык. При понижении уровней воды в скважинах на 300—400 *м* статические уровни устанавливаются в течение 0,5—1 *ч*.

Графики зависимости нарастания динамических уровней до статических указывают на высокую водообильность терригенных отложений нижнего мела, о чем говорят и высокие дебиты скважин, равные 30—143 $м^3$/*сутки*.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений Мары-Байрамалийского района изучен крайне недостаточно Некоторые сведения имеются лишь по водоносным горизонтам карабильской свиты, из которых получены притоки подземных вод на ряде площадей (Кели, Шарапли, Майская, Иолотанская, Еланская и др.) Воды эти относятся к хлоридному натриевому типу. Минерализация их изменяется в пределах 105—124 *г/л*. Минимальные значения минерализации отмечены на Иолотанской площади (интервал перфорации 3119—3159 *м*), а максимальные — на Шарапли (интервал перфорации 2338—2320 *м*). Для вод данных отложений характерны небольшие концентрации иона магния (668—1158 *мг/л*), а в водах Шараплинской площади этот элемент вообще отсутствует. Содержание иона кальция изменяется в пределах 11,1—22,4 *экв*%, минимальные значения его отмечены на площади Иолотанская, максимальные — на Шарапли.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений

Водоносный комплекс охватывает песчаные, алевролитовые и алеврито-глинистые толщи средне-верхнеальбских, сеноманских, туронских и сенонских отложений и известняки и песчаники палеоцена. Строение комплекса в западной и восточной частях бассейна не одинаково. В Приамударьинской части и в Юго-Восточной Туркмении он разделен нижнетуронской глинистой толщей на два водоносных комплекса: нижний в альб-сеноманских отложениях и верхний — в верхнетуронских, сенонских и палеоценовых. Последний в ряде районов

имеет связь с дневной поверхностью и в этих случаях воды его относятся к грунтовым или малонапорным.

В этом водоносном комплексе выделяется несколько водоносных горизонтов, разделенных глинистыми пластами, не выдержанными по мощности. Наилучшими коллекторскими свойствами обладают горизонты, сложенные в ряде районов крайней восточной части бассейна грубозернистыми песчаниками и гравелитами. Пористость водосодержащих пород в этих случаях составляет 23—27%, проницаемость превышает 1 *дарси* (Корсаков, 1962 и др.).

Породы комплекса обнажаются в Копет-Даге, Паропамизе, Гиссарском и Зеравшанско-Туркестанском хребтах. По комплексу гидрогеологических показателей основная область инфильтрации и создания напора (область питания) для вод этого комплекса расположена в пределах Зеравшано-Гиссарской горной системы.

Пресные и солоноватые подземные воды горно-складчатых областей по химическому составу смешанные, в некоторых случаях с преобладанием отдельных анионов и катионов. Дебиты источников и колодцев, вскрывающих подземные воды описываемого комплекса, изменяются в широких пределах в зависимости от литолого-фациальных особенностей отложений.

Подземные воды вскрываются разведочными и структурными скважинами на многих локальных площадях. Характерный химический состав вод комплекса приведен в табл. 39.

На структурах Кушкинской группы поднятий подземные воды приурочены к пористым известнякам и песчаникам отложений палеоцена, дания и маастрихта. Остальная часть разреза представлена водоупорными глинами и мергелями. Местами породы обладают значительной водообильностью: дебит отдельных скважин достигает 1200 *м³/сутки*. Результаты опробования скважин указывают, что в палеоцен-датских отложениях воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 10—28 *г/л*, а в маастрихтских хлоридные натриевые с минерализацией 42—60 *г/л*.

В пределах северо-восточного борта Бешкентского прогиба на Дугобинской площади подземные воды вскрыты в отложениях палеоцена и сенона, представленных известняками и песчаниками. Дебиты самоизливающихся скважин изменялись в диапазоне 50—600 *м³/сутки*, воды характеризуются минерализацией 10—21 *г/л* и хлоридно-сульфатным натриевым составом.

На Керкидагской площади, расположенной в приосевой части Бешкентского прогиба, в верхнемеловых алевролитах вскрываются самоизливающиеся воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 96—170 *г/л*.

В пределах Чарджоуской ступени водоносный комплекс вскрывается на многих разведочных площадях. К западу от Бешкентского прогиба по мере подъема кровли водоносного комплекса происходит изменение химического состава вод.

В палеоценовых известняках Наразымской площади обнаружены соленые воды (21—35 *г/л*) хлоридного натриевого состава со значительным содержанием сульфат-иона (20—24 *экв%*). Скважины, вскрывающие палеоценовые водоносные отложения, обычно самоизливающиеся, с дебитами вод 2—3 *л/сек*. В сенонских песчаниках обнаружены воды с минерализацией 11—16 *г/л* и хлоридным натриевым составом. Йод в этих водах отсутствует, а бром содержится.

В туронских отложениях, представленных алевролитами и песчаниками, минерализация воды увеличивается до 49 *г/л*, состав ее хло-

Таблица 39

Химический состав подземных вод верхнемеловых отложений

№ скважины, интервал опробования, м	Площадь	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание						$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{Br}$
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3		
10, 396	Бердыкыч	10,8	мг/л экв %	2 634,7 68,0	609,2 18,0	285,8 14,0	2 538,9 42,5	4460,0 55,1	244,0 2,4	1,60	1336,2
1, 182–340	Пограничная	28,2	»	9 218,6 89,0	721,4 8,0	167,2 3,0	10 744,4 67,0	6134,6 28,0	1213,9 5,0	1,30	—
1, 640–680	Тумбинская	60,5	»	19 398,2 81,6	2104,2 10,2	1033,6 8,2	33 757,9 92,1	3427,0 6,9	634,4 1,0	0,88	219,0
1, 1097–1101	Гугуртли	33,0	»	9 735,5 72,8	2464,9 21,4	364,8 5,2	19 928,5 98,4	325,5 1,0	152,5 0,2	0,74	312,0
1, 486–496	Мешекли	42,8	»	13 335,8 77,8	2296,0 15,4	614,4 6,8	26 250,0 90,3	139,8 0,4	122,0 0,3	0,78	288,4
15, 500–564	Дарваза	36,6	»	12 900,0 89,2	722,0 5,7	390,0 5,1	22 200,0 99,0	14,2 0,5	195,0 0,5	0,90	278,0
50, 520–570	»	41,07	»	13 156,0 78,9	2014,0 14,8	566,0 6,3	24 085,0 96,6	1141,0 3,3	2,4 —	0,80	294,0
1, 812–820	Ахча-Кая	64,5	»	20 654,0 80,9	2803,0 12,6	875,0 6,5	38 340,0 97,3	835,0 1,5	817,0 1,2	0,83	196,0

ридный натриевый. В альб-сеноманских горизонтах состав вод также хлоридный натриевый.

На Фарабской структуре в верхнемеловых отложениях четко выделяются две водоносные зоны с разной гидрохимической характеристикой вод, разделенные нижнетуронской глинистой толщей.

В верхней зоне воды характеризуются наличием значительных количеств сульфат-иона, содержание которого уменьшается с глубиной. В палеоценовых отложениях воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 6—8 *г/л*, в сенонских — хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 9—16 *г/л*, а в туронских — хлоридные натриевые с содержанием сульфат-иона до 21—23 *экв%* и минерализацией 18—20 *г/л*. Микрокомпоненты содержатся в незначительных количествах.

В нижней зоне, в альб-сеноманских песчаниках и алевролитах воды исключительно хлоридные натриевые, минерализация растет сверху вниз от 18 до 76—80 *г/л*. Содержание брома увеличивается, а содержание йода остается почти постоянным.

Скважины, вскрывающие воды в известняках палеоцена и песчаниках сенона, нередко переливают с дебитами 120—170 *м³/сутки*. Температура вод на устье колеблется в пределах 30—52° С.

При вскрытии подземных вод сеноманских и альбских отложений статические уровни их в этом районе устанавливались ниже устья скважин на 20—70 *м*. Водообильность пород значительно меньше, чем у вышележащих отложений: дебиты скважин при понижении давлений на 20—40 *атм* едва достигали 100 *м³/сутки*.

К северо-западу от Фарабской структуры подземные воды верхнемеловых отложений вскрываются на ряде площадей, расположенных вдоль Амударьи (Кабаклы, Гугуртли, Дарганата, Питнякская группа поднятий). В этом же направлении происходит подъем кровли отложений, вплоть до выхода на поверхность в районе Питняка.

На Кабаклинской площади самоизливающиеся воды относятся к сульфатно-хлоридному натриевому типу с минерализацией 6—8 *г/л*. Микрокомпоненты (йод, бром) в водах не обнаружены. Отмечается содержание растворенного газа чисто азотного состава.

На структуре Гугуртли были опробованы палеоценовые, сенонские и сеноманские отложения. Отмечается четкое изменение минерализации и химического состава вод с глубиной (от 10 *г/л* в палеоценовых до 33 *г/л* в сеноманских отложениях). По химическому составу воды палеоцена хлоридно-сульфатные натриевые, а сенона и сеномана — хлоридные натриевые. Отмечается отсутствие йода в водах палеоценовых и сенонских отложений, брома — в палеоценовых, увеличение содержания брома от сенонских к сеноманским отложениям; в последних появляется йод.

В Питнякском районе воды верхнемеловых отложений дренируются источниками и колодцами в обнажающихся толщах сенона, турона и вскрываются скважинами на структурах Туямуюн, Султан-Санджар и Мешекли. В отложениях сеноманского возраста источниками и колодцами дренируются солоноватые воды (5—9 *г/л*) сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого состава, а в туронских песчаниках — солоноватые воды (5—11 *г/л*) хлоридного натриевого состава.

В источниках, дренирующих верхнемеловые отложения, отмечается выделение растворенного газа метан-азотного состава. Содержание йода и брома в водах незначительное.

В отложениях сеноманского и верхнеальбского возраста скважинами на ряде других структур вскрываются соленые воды с минера-

лизацией от 11 до 43 *г/л* хлоридного натриевого состава. При опробовании скважин отмечалось выделение газа метан-азотного состава с различным дебитом. Дебит воды при испытании скважин свабированием варьировал от 13 до 144 *м³/сутки,* статические уровни устанавливались на глубине 32—36 *м,* температура на устье изменялась от 22 до 40° С.

В пределах Северной и Центральной Туркмении (Сарыкамыш, Ахчакая, Дарваза и другие структуры) в верхнемеловых отложениях содержатся соленые и слаборассольные воды исключительно хлоридного натриевого состава.

В сеноман-туронских песчаниках на площади Саракамыш были вскрыты самоизливающиеся воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 34, г/л. Температура воды на устье достигала 32° С.

На Ахчакаинской площади воды вскрываются в отложениях от турона до верхов альба. Минерализация вод изменяется от 42 *г/л* в турон-сеноманских породах до 64,5 *г/л* в отложениях верхнего альба. Химический состав вод хлоридный натриевый, растворенные газы углекисло- и метано-азотные. Скважины переливают с дебитами до 44 *м³/сутки,* температура вод на устье 35—42° С.

На структурах Зеагли-Дарвазинского поднятия подземные воды верхнемеловых отложений вскрываются многочисленными скважинами. Опробованию в скважинах в основном подвергались отложения туронского и сеноманского возраста. В туронских отложениях содержится несколько водоносных горизонтов, отличающихся значительной водообильностью. Почти все скважины, вскрывающие эти горизонты, характеризуются дебитом воды 50—100 *м³/сутки,* а фонтанирующие с газовой смесью скважины — до 150—500 *м³/сутки.*

Воды туронских отложений хлоридные натриевые с минерализацией 12—26 *г/л.* Характерной особенностью этих вод является изменение содержания сульфат-иона от 0 до 14—15 *экв%.* Отсутствие сульфат-иона отмечается вблизи контакта с газовыми скоплениями и обусловливается биохимическими процессами восстановления сульфатов. В сеноманских отложениях воды хлоридные натриевые с ничтожным содержанием сульфат-иона (0—1 *экв%*). Минерализация вод 37—41 *г/л.*

Водообильность сеноманских отложений ниже, чем туронских. Скважины, вскрывшие эти отложения, при различных понижениях характеризовались дебитами 42—144 *м³/сутки.* Статические уровни в большинстве случаев устанавливались на глубинах 2—95 *м* ниже устья.

На структуре Казы, находящейся юго-западнее Зеагли-Дарвазинского поднятия, в низах разреза верхнемеловых отложений вскрыты рассолы с минерализацией до 132 *г/л* хлоридного натриевого состава со значительным содержанием иона кальция (до 21,9 *экв%*). В водах содержится бром, йод не обнаружен.

В пределах Байрамалийской структуры минерализация подземных вод увеличивается с глубиной и изменяется их химический состав. В палеоценовых известняках содержатся соленые воды (10,8 *г/л*) хлоридно-сульфатного натриевого состава. В залегающих ниже отложениях распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией, увеличивающейся с глубиной от 24,1 (сенон) до 55,6 *г/л* (сеноман). Содержание йода и брома в водах также увеличивается с глубиной. Водорастворенные газы характеризуются метан-азотным составом. Статические уровни устанавливаются на глубинах 15—100 *м* от устья

скважин. Водообильноть отложений незначительная: при понижении уровня на 130—280 *м* дебиты отдельных скважин едва достигают 21—84 *м*^{3}*/сутки*.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений

Как уже отмечалось, палеогеновые отложения (Pg) в пределах Каракумского артезианского бассейна в литологическом отношении неоднородны. Так, на большей западной части его (Центрально-Каракумский свод и прилегающие к нему территории) они представлены глинистыми образованиями и играют роль регионального водоупора, разделяющего водоносные неогеновые и четвертичные отложения от мезозойских. В восточной и юго-восточной частях (Мургабская впадина, Бухарская ступень) палеогеновые отложения содержат ряд водопроницаемых горизонтов и рассматриваются как водоносные.

Водопроявления имеются в эоценовых и палеоценовых отложениях. Наиболее характерный химический состав вод указанных отложений приведен в табл. 40.

Водоносные горизонты эоценовых отложений прослеживаются на ограниченной площади. Южная граница их проходит в основном за пределами Туркменистана по предгорьям Туркмено-Хорасанской горной системы, Паропамиза и Гиндукуша. Северная намечается несколько южнее Ашхабада, затем севернее Теджена и, проходя между Иолотанью и Тахта-Базаром, уходит в северный Афганистан к Андхою.

Разрез эоценовых отложений представляет собой сложное чередование водоносных и водоупорных пород. Водоупоры маломощны, не выдержаны по площади и, следовательно, не создают гидравлической разобщенности между водоносными горизонтами. Выдержанными водоупорами, имеющими региональное распространение, являются нижнеэоценовые и олигоцен-верхнеэоценовые глины. Первые подстилают водоносный комплекс эоценовых отложений, вторые перекрывают его, обусловливая напорный характер подземных вод.

Пополнение запасов вод в эоценовых отложениях происходит в основном в результате инфильтрации атмосферных осадков в районах, где водопроницаемые отложения эоценового возраста обнажаются или залегают неглубоко от земной поверхности, будучи также перекрыты водопроницаемыми породами. Такие условия наблюдаются в предгорьях Туркмено-Хорасанской системы, Паропамиза, Бенд-и-Туркестана и Гиндукуша. На территории Юго-Восточного Туркменистана локальные области питания имеются в районах Бадхыза и междуречья Кушка — Мургаб. Здесь же в результате сильной расчлененности рельефа происходит видимая разгрузка части подземных вод посредством источников в эрозионных долинах.

В разрезе эоцена содержатся напорные воды, приуроченные к коллекторам верхне-, средне- и нижнеэоценовых слоев, описание которых дается ниже.

Среди водоносных отложений верхнеэоценовой толщи отмечаются различные породы. На Бадхызе водоносны туфоалевролиты верхней части разреза и туфопесчаники средней части. На междуречье Кушка — Мургаб большая верхняя часть разреза, сложенная чередующимися прослоями глин, алевролитов и реже песчаников, сплошного водоносного горизонта не содержит; основная водоносность связана с южной частью, представленной туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчией.

Источники, связанные с верхнеэоценовыми слоями, часто содержат воду сульфатно-гидрокарбонатного натриевого и сульфатно-хло-

Таблица 40

Химический состав подземных вод палеогеновых отложений

Водопункт, глубина опробования, *м*	Местоположение водопункта	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Родник Айтбай-Чешме	Горный Бадхыз	1,2	*мг/л*	375,0	0,041	0,029	0,077	0,550	0,385
			экв %	78,8	9,8	11,4	10,88	57,42	31,7
Колодец Северный Чайпатрн, 11	75 *км* СВ г. Кушка	9,9	„	2,356	0,427	0,278	2,411	3,669	0,134
				69,9	14,5	15,6	46,3	52,2	1,5
Скв. 151, 625	25 *км* С г. Кушка	10,6	„	2,834	0,361	0,359	3,262	0,360	0,232
				—	—	—	89,1	7,3	3,6
Родник Теплый, с поверхности	Впадина Ер-Ойлан-Дуз	16,3	„	4,449	0,632	0,404	4,973	5,552	0,107
				74,9	12,2	12,9	54,4	44,9	0,7
Скв. 28, 938	Тахта-Базар	13,9	„	4,068	0,361	0,147	4,312	3,993	0,134
				85,4	8,7	5,8	58,7	40,2	1,1
Скв. 52, 1176	Теджен	18,9	„	5,325	1,002	0,438	8,510	3,638	0,110
				72,8	15,7	11,4	75,6	23,9	0,5
Колодец Акар-Чешме, 10	Горный Бадхыз	2,65	„	0,597	0,198	0,029	0,191	1,170	0,519
				67,9	25,9	6,2	14,0	64,0	22,2
Родник Чунгурак, с поверхности	22 *км* ВЮВ г. Кушка	7,6	„	1,696	0,373	0,263	0,448	4,652	0,281
				64,7	16,3	19,0	11,1	84,9	4,0
Скв. 2, 312	Структура Карачоп	12	„	3,201	0,505	0,294	2,547	5,500	0,189
				73,8	13,4	12,8	38,0	60,4	1,6
Скв. 9, 500—570	Ислимская структура	11	„	2,811	0,786	0,171	4,766	1,926	0,061
				69,6	22,3	8,1	76,6	22,9	0,5
Скв. 6, 30—460	Структура Бердыклыч	22	„	0,152	0,621	0,803	6,028	8,913	0,543
				73,4	8,5	18,1	46,6	50,9	2,5
Колодец Пресный, 4	Горный Бадхыз	3,1	„	0,492	0,311	0,145	0,462	1,563	0,198
				43,7	31,9	24,4	26,7	66,6	6,6
Родник Пограничный, с поверхности	Горный Бадхыз	2,3	„	0,311	0,345	0,077	0,230	1,257	0,144
				36,5	46,5	17,0	18,5	74,8	6,7
Скв. 1, 250—275	Структура Бердыклыч	16,6	„	4,917	0,438	0,260	3,546	7,333	0,281
				83,3	8,5	8,2	38,8	59,4	1,8
Скв. 1, 540—812	Структура Пограничная	27,8	„	0,219	0,721	0,167	10,744	6,135	1,214
				88,9	7,9	3,2	67,3	28,3	4,4
Скв. 46, 998—1041	20 *км* СЗ г. Байрам-Али	10,67	„	3,435	0,244	0,107	3,457	3,292	0,262
				87,8	7,1	5,1	57,3	40,2	2,5

ридного натриевого состава с минерализацией 1—3 *г/л*. Наименьшая минерализация и относительно высокое содержание гидрокарбонатов наблюдается в водах источников, находящихся близко к выходам на поверхность изверженных пород (источники Айтбай, Чешме и др.). В основном зона выходов на поверхность и неглубокого залегания водосодержащих пород верхнего эоцена характеризуется водами сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 4—7 *г/л*. Большинство водопунктов Бадхыза и междуречья Кушка — Мургаб дает однотипную по химическому составу воду (см. табл. 40).

По мере удаления от области питания наблюдается увеличение минерализации и рост относительного содержания ионов хлора и натрия. Так, колодец расположенный на периферии области современной инфильтрации, содержит воду сульфатно-хлоридного натриевого состава, а в скважине, расположенной более чем в 50 *км* от области питания, состав воды хлоридно-сульфатный натриевыи. Вода подобного же состава, но несколько большей минерализации отмечена и в восходящих термальных источниках района впадины Ер-Ойлан-Дуз, где верхнеэоценовые отложения выклиниваются в обрывах благодаря глубокому эрозионному врезу. Температура вод источников достигает 20° С. Данный район является естественным открытым очагом разгрузки (эрозионного типа) вод, поступающих со стороны Бадхыза и междуречья Кушка — Мургаб.

Самоизливающаяся вода хлоридно-сульфатного натриевого состава с минерализацией 14 *г/л* вскрыта скважиной у станции Тахта-Базар на глубине 970 *м* Расчетная температура воды 35—40° С.

Из сказанного следует, что в районе, удаленном от области питания на 50—70 *км*, верхнеэоценовые отложения содержат воды термальные хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 11—16 *г/л*.

Средний эоцен принято делить на три части. Верхняя и нижняя части представлены практически безводными глинами и плотными мергелями Средняя часть сложена переслаивающимися известняками-ракушечниками и песчаниками с небольшими пропластками гальки, гравия и гипса. К отложениям этой части, обнажающимся на довольно значительных площадях в районе Бадхыза и особенно на междуречье Кушка — Мургаб, приурочено несколько гидравлически связанных между собои водоносных горизонтов Воды этих горизонтов, вскрываемые колодцами и родниками, на юге района характеризуются сульфатным натриевым составом и минерализацией 4—8 *г/л*

За пределами области современной инфильтрации воды в среднеэоценовых отложениях вскрываются скважинами на различных глубинах Отмечается следующая закономерность. чем дальше от области питания и чем глубже залегает водоносный горизонт, тем более минерализованную воду он содержит. В том же направлении наблюдается и увеличение хлоридности вод, что можно проследить по данным опробования, проведенного на структурах Кушкинской группы складок.

На структуре Карачоп водоносные отложения среднего эоцена вскрыты на глубине 315—450 *м* Получена напорная вода сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 12 *г/л*.

На Ислимской структуре с глубины 500—650 *м* получена также напорная вода с почти такой же минерализацией (11 *г/л*), но уже с преобладанием в анионном составе хлор-иона.

Самый удаленный от области питания пункт, где вскрыта в синхронных отложениях вода — ст. Джу-Джу-Клу. Здесь среди плотных мергелей и глин на глубине 1200 *м* скважиной встречен пласт песчаника, давший напорную воду. Вода переливалась через устье скважины с дебитом 20 $м^3$/*сутки*; наблюдалось слабое газирование (азот). Судить

о солевом составе вод в этих отложениях трудно, так как опробованию подвергались горизонты неогена и палеогена совместно.

Данные о водоносности отложений нижнего эоцена имеются только для небольшой площади, почти не выходящей за пределы горных сооружений (Восточный Копет-Даг, Бадхыз и междуречье Кушка — Мургаб, в отрогах Банди-Туркестана), где породы этого возраста либо обнажаются, либо залегают сравнительно недалеко от дневной поверхности. Водоносны, как правило, пески и песчаники средней части разреза нижнего эоцена. Выделяются два резко отличающихся друг от друга водоносных горизонта.

Наиболее часто встречаются водоносные горизонты, содержащиеся в маломощных прослоях глинистого песка среди толщи глин. Источники из этих отложений действуют не круглогодично и характеризуются изменяющимися по сезонам дебитом и химическим составом вод. Это обстоятельство свидетельствует о том, что дренируемые водоносные горизонты имеют местное питание и их режим находится в полной зависимости от климатических условий. Большую часть года источники имеют ничтожный, не поддающийся замеру дебит и соленую сульфатную воду с высоким содержанием хлоридов натрия.

В Восточном Копет-Даге и на междуречье Кушка — Мургаб распространен водоносный горизонт, приуроченный к 40-метровому пласту кварцевых песчаников и песков. В Восточном Копет-Даге указанный пласт залегает неглубоко, а зачастую и обнажается на поверхности. Источники дают в основном гидрокарбонатно-сульфатную натриево-кальциевую воду с минерализацией около 1 *г/л*. Дебиты в среднем 1,5 *л/сек* и сравнительно постоянны.

На междуречье Кушка — Мургаб в зависимости от местоположения скважины указанный водоносный горизонт проявляет себя по-разному. В скважинах, расположенных в присводовых частях и на северном погружении структур, он содержит напорную самоизливающуюся воду, а на южном крыле или на переклиналях структур самоизлива не наблюдается. Дебит большинства скважин 15—170 *м³/сутки*. Часто при самоизливе наблюдается слабое выделение пузырьков газа уклекислоазотного состава с запахом сероводорода. Температура вод колеблется в пределах 30—45° С.

По химическому составу воды, как правило, сульфатно-хлоридные натриевые, минерализация их колеблется от 8 *г/л* (Карачоп) до 22 *г/л* (Бердыклыч), характерно присутствие в них, хотя и в небольших количествах, йода и брома.

Палеоценовые отложения в пределах юго-восточной части Туркмении повсеместно водоносны. Водосодержащими породами являются песчаники и известняки, слагающие разрез почти на всю его мощность. Обнажаются водоносные породы палеоцена только в районе Бадхыза, где протягиваются довольно широкой полосой, и на крайнем юге, восточнее р. Кашан, где заходят на территорию Туркмении небольшим пятном. Основная же площадь обнажения палеоценовых отложений, которая и служит областью питания водоносного горизонта, находится за пределами Туркмении, в предгорьях Паропамиза, Гиндукуша и Памиро-Алая.

В районе Бадхыза воды источников и колодцев, приуроченных к отложениям палеоцена, повсеместно характеризуются преобладанием в составе ионов сульфата, натрия и реже кальция.

Колодцы дают в основном сульфатно-хлоридную кальциево-натриевую воду с минерализацией около 3 *г/л*. В источниках чаще встречается сульфатная кальциево-натриевая вода с минерализацией до 2 *г/л*. Во-

ду подобного состава дают источники, расположенные на площади обнажения палеоценовых пород восточнее р. Кашан.

Севернее области современной инфильтрации палеогеновые отложения вскрываются скважинами на различных глубинах. В районе структур Кушкинской группы (Карачоп, Бердыклыч, Пограничная) водоносный горизонт залегает на глубинах 300—400 *м*

Напорные воды палеоценовых отложений опробовались совместно с водами верхнемеловых отложений. Результаты опробования показали, что скважины с надежной изоляцией палеогеновых пород содержат сульфатно-хлоридную натриевую воду с минерализацией 13—16 *г/л* (структура Бердыклыч), а скважины, в которые осуществляется значительный приток воды из верхнемеловых отложений,— хлоридно-сульфатную натриевую с минерализацией до 27 *г/л* (структура Пограничная). Повышенная минерализация воды и хлоридный ее состав обусловлены влиянием подтока из верхнемеловых отложений. Статический уровень на рассмотренных площадях устанавливается выше устья или на глубинах 12—96 *м* Температура воды по замерам на устье колеблется от 24 до 33° С.

На структурах Байрамалийской группы в нескольких скважинах проведено опробование палеоценовых отложений Полученные воды напорные и имеют хлоридно-сульфатный натриевый состав с минерализацией 10—12 *г/л*

Водоносный комплекс неогеновых и четвертичных отложений

Водоносный комплекс неогеновых и четвертичных отложении включает толщу миоценовых (бурдигальский, тортонский, сарматский ярусы), плиоценовых (понтический, акчагыльский и апшеронский ярусы) и четвертичных (кызылкумская, елчилекская и каракумская свиты) отложений.

Наибольшее распространение из четвертичных отложении имеет каракумская свита В глубоком эрозионном врезе, который прослеживается на южном и юго-восточном склонах Центрально-Каракумского свода, ее мощность около 550 *м* Общая мощность неоген-четвертичных отложений нередко превышает 800 *м*

Неогеновые и четвертичные отложения представлены глинами, песками, песчаниками с прослоями известняков и мергелей морского, лагунного и континентального происхождения. Породы рассматриваемой толщи характеризуются самыми лучшими коллекторскими свойствами по сравнению с описанными Пористость пород достигает 35—40%, а проницаемость всегда больше 1 *дарси.*

В гидрогеологическом отношении на большей части бассейна неогеновые и четвертичные отложения представляют собой единый водоносный комплекс (дельта и долина Амударьи, Сарыкамышская котловина, Юго-Восточные Каракумы, дельты рек Мургаба и Теджена). Раздельно водоносные неогеновые отложения могут быть выделены только в северо-западной части бассейна (Северные Каракумы, Верхнеузбоиский коридор, Челюнкыр, Капланкыр, Учтаган), а четвертичные — в центральной

Водоносный комплекс тортонских отложений

В разрезе неогеновых отложений западной части бассейна выделяются морские и континентальные фации. Стратиграфическое положение отдельных частей разреза, так же как и связанные с ними подземные воды, изучены слабо. Выделенные водоносные комплексы и горизонты для отдельных участков приведены в табл. 41.

Таблица 41

Характеристика водоносных комплексов неогеновых отложений

Стратиграфическое подразделение		Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Средний миоцен	Тортонский ярус N_1^2t	Челюнкыр, Капланкыр и Учтаган пористые оолитовые известняки, песчанки, гипсы, чередующиеся с глинами и мергелями Мощность 52—145 *м* Северные Каракумы и Верхнеузбойский коридор оолитовые известняки, переслаивающиеся с глинистыми гипсами, мергелями, глинами, песками Мощность 100—270 *м*	Тортонских отложений
Верхний миоцен	Сарматский ярус N_1^3s	Учтаган и Капланкыр известняки ракушечные и оолитовые, песчаники с прослоями песчанистых глин Мощность 21—42 *м* Северные Каракумы и Верхнеузбойский коридор доломитовые известняки, песчаники, мергели и глины с редкими прослоями гипса Мощность 20—120 *м*	Сарматских отложений
Верхний миоцен и нижний и средний плиоцен N_{1-2}	Заунгузская свита	Учтаган пески и суглинки Мощность 50 *м* Северные Каракумы песчаные породы с пластами глин и алевритов и редкими линзами конгломератов и галечников Мощность 50—225 *м*	Верхнего миоцена и нижнего и среднего плиоцена
Плиоцен N_2^3	Верхнеплиоценовые отложения	Кумсебшен пески, рыхлые песчаники с линзовыми прослоями глин Мощность 32 *м* Верхнеузбойский коридор песчано-глинистые и конгломератовые песчанистые породы Мощность до 20 *м* Гидравлически связан с водами каракумской свиты (описан в разделе «Воды четвертичных отложений»)	Плиоценовых отложений

Водоносные тортонские отложения вскрываются бурением на Челюнкыре, Капланкыре, Учтагане и в западной части Заунгузских (Северных) Каракумов. На плато Челюнкыр водоносный комплекс перекрывается сарматскими отложениями, не содержащими подземные воды, а на Капланкыре, где в разрезе сарматских отложений на больших площадях имеются глинисто-мергелистые водоупорные породы, воды напорные (8—57,6 *м*). Напор увеличивается по мере погружения неогеновых отложений на крыльях и юго-восточной переклинали Карашорской антиклинали.

Глубина залегания вод изменяется от 9 до 103 *м*. На плато Челюнкыр и на юго-западной окраине Учтагана воды вскрываются на глубинах 63—87 *м*, а по мере приближения к местным дренам — до 9—11,5 *м*. На Капланкыре глубина залегания вод 60—100 *м* и более (центральная часть плато 103 *м*), к северу и югу она постепенно уменьшается до 60—77 *м*. Установившиеся пьезометрические уровни воды в этой части района колеблются от 17 до 79 *м* ниже поверхности.

Водовмещающие породы представлены пористыми оолитовыми или детритусовыми известняками, тонкозернистыми и мелкозернистыми песчаниками и гипсами, чередующимися с огипсованными глинами. Известняки, песчаники и гипсы закарстованы и содержат карстово-пластовые воды.

Мощность водоносных слоев изменяется от 0,5 до 37 *м*, а общая мощность комплекса — от 10 до 52 *м*. Производительность по отдельным скважинам колеблется от 0,1 до 0,3 *л/сек* при понижениях 2,5—7,5 *м*.

Воды обычно соленые и рассольные, в верхней части комплекса с минерализацией 9,6—25 *г/л*, ниже до 36 *г/л* и более, а в низах разреза Капланкырского плато — до 48,5 *г/л*. По составу они хлоридно-сульфатные натриево-магниевые. Воды практически не используются.

Небольшие по площади разобщенные выходы на поверхность водоносных морских тортонских отложений, сложенных глинами, песчаниками, песками и гипсами, известны в Западном Заунгузье, где имеют мощность 45—75 *м*; по направлению к Верхнеузбойскому коридору они погружаются под сарматские и заунгузские отложения. Подземные воды приобретают напорный характер.

В большинстве случаев воды вскрываются на глубинах 30—50 *м*, в Верхнеузбойском коридоре — 110 *м*.

Установившиеся уровни в Западном Заунгузье находятся на глубине 20—40 *м*. Пьезометрическая поверхность снижается в сторону Верхнеузбойского прогиба; движение вод направлено с востока на юго-восток. Уклон пьезометрической поверхности 0,0004. Высота напора обычно составляет 2—20 *м*, а в пределах миоценового плато достигает 40—50 *м*.

Водовмещающими породами являются средне- и тонкозернистые пески и песчаники, реже песчанистые мергели. Обычно водоносные пласты приурочены к низам разреза и имеют мощность 1,5—20 *м*.

Коэффициент фильтрации равен 1—5 *м/сутки*. Удельные дебиты отдельных водопунктов колеблются от 0,01 до 1 *л/сек*. Дебиты эксплуатационных скважин достигают 0,8—1,2 *л/сек*. Известковые глины, часто встречающиеся в кровле и в подошве водоносного комплекса, играют роль относительных водоупоров.

Минерализация вод изменяется от 8 до 50 *г/л*. В Западном Заунгузье преобладают соленые воды (15—25 *г/л*), а в Верхнеузбойском коридоре — рассольные (30—50 *г/л*). По составу они хлоридные натриевые,

реже сульфатные натриевые и хлоридно-сульфатные магниево-натриевые. Повышенное содержание в водах магния связано с наличием в разрезе доломитов (табл. 42).

Источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, инфильтрующиеся в породы в обнаженных участках на антиклинальных структурах Западного Заунгузья. Значительную роль в питании играет подземный сток грунтовых вод из каракумской свиты, что хорошо отражается на характере гидроизопьез в юго-западной части территории.

Воды тортонских отложений используются в Западном Заунгузье только для технического водоснабжения.

Водоносный комплекс сарматских отложений

Водоносный комплекс сарматских отложений (N^3_1s) прослежен бурением в северной части Учтагана, где он примыкает к впадине Карашор и в Капланкыре (на карте не выделяются). На Челюнкыре отложения полностью дренированы. Подземные воды грунтового типа залегают на глубине 20—30 *м* в песчаном массиве Учтаган, а на Капланкыре — до 50—100 *м*.

Водовмещающими породами служат пористые, глинистые ракушечные или оолитовые известняки, чередующиеся с тонкозернистыми песчаниками и песчанистыми глинами. Мощность прослоев известняков 17—30 *м*, а песчаников и глин 4—7 *м*. Полная мощность водоносного комплекса изменяется от 20 до 120 *м*. Водообильность пород невысокая, производительность отдельных скважин не превышает 0,1 *л/сек* при понижениях около 7,5 *м*. Воды соленые (25 *г/л* и более), по составу хлоридно-сульфатные натриево-магниевые.

Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков на площади пологого склона куэсты Коймат-Дага на плато Челюнкыр и, вероятно, частично за счет подземного стока вод из тортонских отложений на севере песков Учтаган. Основное движение подземных вод направлено на юго-восток в сторону долины Узбоя и Низменных Каракумов. Разгрузка их осуществляется дренированием и испарением.

В Западном Заунгузье выделяется участок, на котором мощность сарматских отложений не превышает 10—35 *м* и они безводны (сдренированы). Но там, где они водоносны, глубина залегания подземных вод находится в пределах 5—50 *м*.

В большинстве случаев воды напорные, высота напора изменяется от 10 до 20 *м* и только в центральной части Верхнеузбойского прогиба возрастает до 45 *м*. Уклоны пьезометрической поверхности варьируют от 0,008 до 0,0005. Водовмещающими породами являются трещиноватые и рыхлые известняки и песчаники. Суммарная мощность водоносного комплекса 20—120 *м*. Региональным водоупором для него служат глины палеогена.

Водопроницаемость сарматских отложений характеризуется коэффициентом фильтрации, не превышающим 0,5—1,5 *м/сутки*.

Межпластовые воды соленые и рассольные (16,7—125,9 *г/л*) хлоридного натриевого состава. Рассолы приурочены к прирусловой части Узбоя, где они выклиниваются в Чарышлинскую и Куртышскую излучины; с ними связано образование толщи солей мощностью до 6 *м*. Разгрузка вод происходит частично в Узбое, и возможно, в Низменных Каракумах и Сарыкамышской впадине.

Источником питания подземных вод сарматского комплекса служат атмосферные осадки. Пресные воды используются для водопоя и питья.

Водоносный комплекс верхнего миоцена — нижнего и среднего плиоцена

В районе Учтагана в этой толще подземные воды развиты спорадически и содержатся в тонкозернистых песках с прослоями суглинков общей мощностью до 50 *м*. Подземные воды вскрываются на глубине 20—50 *м*. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка — подземным путем в отложениях каракумской свиты с последующим выклиниванием их в долину Узбоя.

Воды преимущественно соленые 10—30 *г/л* и более, по составу хлоридные натриевые (см. табл. 42).

Почти на всей площади Северных Каракумов развиты континентальные отложения (заунгузская свита) нижнего и среднего плиоцена мощностью 50—225 *м*, которые содержат подземные воды со свободной поверхностью.

Движение подземных вод в основном северо-западное и совпадает с общим понижением местности. Средний уклон потока равен 0,0003. Водовмещающими породами являются пески и песчаники, в пределах Центрально-Каракумского свода — тонкозернистые глинистые пески и песчаники с прослоями огипсованных глин, в Заунгузском прогибе — мелко- и разнозернистые пески с включениями песчаника. На глубине 30—45 *м* выделяется горизонт разнозернистых песков местами с гальками изверженных пород.

Фильтрационные свойства водоносных пород в Западном Заунгузье характеризуются $K_ф$=3—6 *м/сутки*, в Восточном Заунгузье $K_ф$=5,4—6 *м/сутки*, а удельные дебиты отдельных скважин 0,54—0,7 *л/сек*. На остальной площади величина $K_ф$ колеблется от 3,2 до 4 *м/сутки*, а удельные дебиты — от 0,39 до 0,6 *л/сек*.

Подземные воды залегают на глубине 25—50 *м*, реже 50—100 *м*, а по окраине района — до 10—20 и даже 5—10 *м*. Мощность водоносного комплекса изменяется от 40 до 200 *м*, в пределах Центрально-Каракумского свода 40—120 *м*, а в Заунгузском прогибе 120—200 *м*. Региональным водоупором служат глины палеогена, залегающие на глубине 50—200 *м* на западе и 150—400 *м* на востоке.

На большей части Западного и Центрального Заунгузья подземные воды имеют минерализацию более 30 *г/л*, в Восточном Заунгузье 7—30 *г/л*, а на юго-востоке района 3—7 *г/л*. В Восточном Заунгузье, кроме того, имеются линзы пресных и слабосолоноватых вод (до 3 *г/л*) — Восточно-Заунгузская и Балкуинская.

Восточно-Заунгузская линза площадью 5 тыс. $км^2$ расположена в пределах Заунгузского прогиба. Она вытянута в северо-западном направлении и проходит по линии древнего погребенного размыва, заполненного серыми песками.

Балкуинская линза пресных вод расположена западнее Восточно-Заунгузской, отделена от нее участком с солоноватыми водами (3—7 *г/л*) и имеет меньшие размеры. Вытянута она почти меридионально и также проходит по району древнего размыва. Площадь линзы 0,65 тыс. $км^2$, минерализация воды до 3 *г/л*.

Мощность вод с минерализацией до 3 *г/л* увеличивается от периферии к центральным частям линз. На центральном участке Восточно-Заунгузской линзы мощность пресных вод 40—50 *м*, на север и юг она уменьшается до 15—30 *м*. На Балкуинской линзе вскрытая мощность равна 43 *м*.

В пределах линз вода находится в песках, песчаниках с прослоями глин мощностью 1—3, реже 5—6 *м*. Вблизи глинистых прослоев обычно минерализация воды повышается. В верхней части линзы содержатся

Таблица 42

Химический состав вод неоген-четвертичных отложений

№ водопункта, глубина отбора пробы, м	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
26-р (58,0)	N$_2^1$	21,2	мг/л экв %	5 656,0 70,7	832,0 12,6	705,0 16,7	9 219,0 74,7	4 181,0 25,0	61,0 0,3
8-р (47,30)	»	33,9	»	10 048,7 76,53	1362,7 11,91	802,6 11,56	17 019,0 84,08	4 082,0 14,87	366,0 1,05
27-р (25,0)	N$_2^1$s	17,7	»	4 621,0 69,5	922,0 16,0	511,0 14,5	7 375,0 71,9	3 728,0 26,5	244,0 1,5
9-р (22,5)	»	12,7	»	2 985,9 62,2	921,8 22,0	200,1 15,8	4 964,4 67,1	3 233,6 32,2	85,4 0,7
355 (28,0)	N$_{1-2}$	0,942	»	328,7 88,8	17,0 5,3	11,5 5,9	205,7 36,0	105,3 13,7	494,1 50,3
355 (32,0)	»	0,948	»	331,0 89,4	20,0 6,2	7,5 4,4	212,8 37,3	100,4 13,0	488,0 49,7
161 (18,0)	»	5,0	»	1 235,1 67,4	302,6 19,0	131,6 13,6	1 694,9 60,1	1 412,3 36,9	145,4 3,0
155 (6,5)	»	22,2	»	6 265,8 73,0	853,7 11,5	700,7 15,5	9 361,4 71,1	4 952,8 27,8	256,2 1,1
402 (30,0)	»	35,1	»	10 205,6 75,2	861,7 7,3	1252,5 17,5	15 581,5 74,3	7 061,3 24,9	286,7 0,8
Правый борт Амударьи, се делювий и долина									
262 (3,8)	N–Q	0,82	мг/л экв %	163,5 51,5	34,0 20,3	28,2 28,2	177,3 36,9	163,0 24,5	330,6 39,3
40 (14,90)	»	1,7	»	227,0 39,0	152,0 42,0	139,0 24,0	397,0 38,0	601,0 42,0	351,0 20,0

117	»	5,22	»	827,0	380,0	411,0	1 420,0	1 892,0	508,0
–				41,02	35,62	23,36	45,6	45,0	9,4
293	»	12,69	»	2 261,0	1017,0	880,0	6 726,0	1 536,0	268,0
(25,60)				43,54	37,02	19,44	84,0	14,04	1,96
13	»	31,0	»	7 745,7	1763,2	701,4	11 868,1	8 476,9	341,6
(16,0)				65,1	28,1	6,8	64,8	34,1	1,1
53	»	49,6	»	13 422,0	550,0	3909,0	22 220,0	8 965,0	708,0
(27,0)				71,0	5,0	24,0	76,0	23,0	1,0
20	»	69,0	»	20 389,2	2849,5	681,3	27 133,9	17 809,7	378,2
(36,0)				77,6	19,4	3,0	67,0	32,4	0,5

Дельта Теджена и Мургаба

205	»	1,1	*жр:я*	307,0	43,8	49,0	392,0	241,0	207,0
(68,0)			*экв %*	69,0	11,0	20,0	57,0	25,8	17,2
18	»	2,0	»	430,0	60,0	70,0	370,0	600,0	320,0
(35,6)				68,0	11,0	21,0	38,0	43,0	19,0
650	»	14,1	»	509,0	152,0	135,0	421,0	912,0	604,0
(14,1)				54,5	18,5	27,0	29,2	46,4	24,4
950	»	33,2	»	3 720,0	610,0	370,0	10040,0	11 180,0	370,0
(13,5)				79,0	5,4	21,6	54,0	45,0	1,0
37	»	44,1	»	12 114,0	700,0	1560,0	16 850,0	10 150,0	200,0
(13,60)				76,4	5,1	18,5	62,0	30,6	0,4
8	»	56,0	»	15 804,0	790,0	2595,0	25 469,0	10 534,0	160,0
(13,4)				73,0	4,4	22,6	76,4	28,0	0,6

Юго-Восточные Каракумы

Кол. Эгри-Тегенли	»	0,75	*жр:я*	193,9	40,2	27,4	205,6	207,4	158,6
(93,0)			*экв %*	66,5	15,8	17,7	45,6	34,0	20,4

Продолжение табл. 42

№ водопункта, глубина отбора пробы, м	Возраст водовмещающих пород	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
48-к (92,0)	N+Q	1,5	мг/л экв %	452,0 68,0	84,0 14,0	66,0 18,0	551,0 32,5	546,0 39,0	146,0 8,5
Кол. Гуджи (27,8)	»	2,84	»	578,4 53,0	216,4 23,0	136,19 21,0	588,5 35,0	1060,0 47,0	518,5 18,0
Кол. Гарнапра (10,25)	»	4,33	»	1294,0 76,5	88,0 6,9	155,0 17,5	1086,0 42	1501,0 42,2	701,0 15,8
241-к (254,0)	»	24,22	»	7268,0 63,2	790,0 20,6	382,1 16,2	8439,5 61,5	7020,1 37,7	188,0 0,8
474 (2,0)	»	12,62	»	3397,6 73,5	422,4 185,0	390,6 16,0	3111,6 49,7	4832,0 50,1	762,5 6,2
221 (270)	»	14,05	»	3826,9 65,4	7415 16,7	480,3 17,9	4599,2 58,5	4200,6 39,5	244,0 1,8
1-з (30,15)	aIQ_{I+II}	0,27	мг/л экв %	60,0 60,26	20,0 19,23	10,0 20,51	50,0 20,51	30,0 15,39	180,0 64,10
316 (13,0)	»	0,81	»	271,2 85,3	16,4 5,9	14,8 8,8	200,7 40,9	118,5 17,9	347,7 41,2

10 (61,12)	"	0,6	"	84,9 36,0	55,5 27,0	46,3 37,0	88,3 38,0	132,6 26,9	219,6 35,1
197 (30,0)	"	1,17	"	336,5 77,2	35,1 9,2	31,2 13,6	280,5 41,7	357,2 39,3	219,6 19,0
20-a (90,90)	"	1,1	"	370,0 85,0	20,0 5,7	20,0 9,3	430,0 63,6	120,0 13,4	270,0 23,0
192 (4,0)	"	7,27	"	1208,4 48,9	631,2 28,0	316,1 23,1	1943,2 48,6	2641,6 48,9	173,8 2,5
Кол. Чалым (18,65)	"	8,3	"	2063,1 66,5	440,8 16,3	281,7 17,2	2518,0 52,6	2641,6 40,8	540,4 6,6
326 (17,2)	"	15,16	"	3798,2 68,2	817,6 16,8	441,4 15,0	6170,0 71,5	3402,7 26,7	222,0 1,5
209 (8,04)	"	10,8	"	2486,3 64,0	364,7 10,9	488,8 24,2	1361,7 23,1	3490,5 74,2	280,6 2,7
180 (17,0)	"	23,5	"	6491,1 72,0	677,3 8,6	920,5 19,4	11 063,5 79,6	3680,4 19,6	189,1 0,8
142 —	"	38,86	"	11 233,2 75,8	761,5 5,9	1431,9 18,3	13 886,1 69,5	9283,0 30,11	189,1 0,5

воды с минерализацией 0,5—0,6, реже 1,5 *г/л*, обычно небольшой мощности (10—20 *м*), подстилаемые прослоями глин. В средней части воды с минерализацией 1,5—1,8 *г/л*, реже 1,8—3 *г/л* ограничены двумя глинистыми прослоями и достигают мощности нескольких десятков метров. Ниже, вблизи глинистых прослоев, минерализация вод составляет 3—4 *г/л*. Глинистые прослои служат относительным водоупором для пресных вод. По солевому составу воды смешанные.

Формирование пресных вод Восточного Заунгузья, вероятно, связано с деятельностью древней речной системы, следы которой сохранились в виде аллювия. Воды эти, вероятно, реликтовые. Довольно низкая местами минерализация их (0,28—0,3 *г/л*) указывает на постоянное пополнение запасов вод за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Общий объем свободных пресных и солоноватых вод (до 3 *г/л*) Восточного Заунгузья при площади 5650 *км*^{2}, средней мощности (вскрытой скважинами) 15 *м* и коэффициенте водоотдачи 0,18 составляет 15,3 *км*^{3}.

Воды используются для водоснабжения пастбищ отгонного животноводства. Эксплуатация их осуществляется колодцами с дебитом 0,4—0,5 *л/сек*, количество которых в районе достигает 200.

Водоносный комплекс верхнеплиоценовых озерных отложений

Водоносный комплекс верхнеплиоценовых озерных отложений (N^3_2) распространен к югу от солончака Шаркказахли в пределах песчаного массива Кумсебшен. Глубина залегания подземных вод до 27 *м* с постепенным уменьшением от центральной части песков Кумсебшен к северу. На границе песков и солончака воды выклиниваются в четвертичные отложения. Уклоны зеркала подземных вод на север не превышают 0,001.

Водовмещающие породы представлены мелкозернистыми песками и алевритами, обычно уплотненными до рыхлых песчаников, с линзовидными прослоями плотных загипсованных глин мощностью до 8 *м*, создающих местные напоры вод. Мощность водоносного комплекса до 32 *м*.

Воды солоноватые и соленые (6,4—15,7 *г/л*). Минерализация их закономерно возрастает в направлении движения подземных вод с юга на север и с глубиной, причем не более чем на 1,2—1,5 *г/л*. По солевому составу воды хлоридно-сульфатные натриево-магниевые.

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади песков Кумсебшен, и временного стока с такыров. Здесь минерализация вод снижается до 3,5 *г/л*, а состав изменяется до сульфатного кальциево-магниевого.

Водоносные комплексы нерасчлененных неоген-четвертичных отложений

Подземные воды неогеновых и четвертичных отложений изучены на различных разобщенных друг от друга участках (дельта Амударьи, Сарыкамыш, долина и правобережье Амударьи, Юго-Восточные Каракумы, дельты Мургаба и Теджена).

Дельта Амударьи и Сарыкамыш. Дельта Амударьи состоит из трех разновозрастных дельт: правобережной (раннехвалынской) Акчадарьинской, левобережной (позднехвалынской) Присарыкамышской

и центральной современной Приаральской *. В пределы Туркмении входит только юго-западный сектор Амударьинской дельты, включающий центральные и западные районы ее Присарыкамышской части.

Присарыкамышская дельта представляет собой древнейший ирригационный район. Сейчас большая площадь дельты занята пустынными урочищами, орошавшимися в различные исторические периоды. В современную орошаемую зону входит только восточная часть дельты.

Кроме аллювиально-дельтовых (табл. 43), среди четвертичных отложений выделяются аллювиальные современные песчаные породы, развитые в долинах староречий, а также эоловые пески, наложенные на дельтовые отложения.

Таблица 43

Характеристика водоносных комплексов неогеновых и четвертичных отложений дельт Амударьи и Сарыкамыша

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Дарьялыкский дельтовый комплекс (соответствует современному этапу формирования) alQ_{III+IV}	Суглинки и супеси. Развиты в устьевой части Дарьялыка и Даудана	Неогеновых и четвертичных отложений
Декчинский дельтовый комплекс (соответствует позднехвалынскому и современному этапам формирования) alQ_{III}, alQ_{IV}	Тонкозернистые пески, переслаивающиеся с супесями, суглинками и глинами. Мощность увеличивается по направлению к Сарыкамышу до 70—80 *м*	
Шахмурадский дельтовый комплекс (соответствует раннехвалынскому этапу формирования) alQ_{III}	Тонко- и мелкозернистые пески, западнее линии Куня-Ургенч — Ленинск — Тахта эти отложения выклиниваются. Общая их мощность 0—50 *м*	
Верхний плиоцен N_2^3	Алевролиты, глины, гравелиты, пески. Мощность 10—140 *м*	
Миоцен N_1	Глины песчанистые, известняки, мергели. Мощность 94 *м*	

Гидрогеологические условия района характеризуются развитием гидравлически единого водоносного комплекса со сплошным распространением. Обводненная толща включает четвертичные, плиоценовые, апшерон-акчагыльские, заунгузские и миоценовые отложения. Она подстилается глинистыми породами палеогена и верхнего мела, которые выполняют роль регионального водоупора. Фильтрационные свойства пород ухудшаются в направлении от замка дельты к периферии, а также по вертикали, с увеличением глубины. В разрезе выделяются отно-

* Некоторые авторы называют Присарыкамышскую дельту Кунядарьинской, а Приаральскую — просто современной. Здесь принята терминология А. С. Кесь (1960).

сительный водоупор, положение которого соответствует в восточной части района кровле заунгузских отложений, а в западной — кровле миоценовых пород. Горизонт активного водообмена связан преимущественно с четвертичными отложениями мощностью 30—50 *м*.

Область питания подземных вод приурочена к современной долине Амударьи; зоной транзита является Присарыкамышская дельта, областью разгрузки — Сарыкамышская котловина, приток в которую балансируется испарением. Для дельты характерно увеличение глубины залегания, минерализации подземных вод и уклона зеркала с удалением от области питания.

В границах современной культурной зоны под влиянием орошения искусственно создаются условия активного местного питания подземных вод, которые локализуются в зоне пашен, каналов и водосборных озер; переложные и залежные участки составляют зону местного транзита и рассеивания подземных вод. В таких условиях происходит интенсивный внутриоазисный водно-солевой обмен, характеризующийся широким развитием местных потоков подземных вод, которые обеспечивают систематическое перемещение солей с орошаемых массивов к неосвоенным площадям. Местные потоки грунтовых вод почти полностью балансируются испарением в пределах оазиса; только незначительная часть подземного стока направлена за пределы оазиса в пустыню.

Основной уклон (0,0002—0,003) зеркала подземных вод выдерживается в западном, северо-западном и юго-западном направлениях. Глубина залегания их изменяется от 0,5 до 50 *м*. Минерализация подземных вод колеблется от 0,5 до 70 *г/л*, по составу воды очень пестрые.

Режим подземных вод на описываемой территории, особенно во внутриоазисной ее части, отличается исключительной динамичностью. Однако преобразование гидрогеологических условий во времени происходит циклично в соответствии с периодичностью режимообразующих факторов

В зависимости от геологических и гидрогеологических условий Присарыкамышская дельта подразделяется на три группы районов: А, Б, В. Первые две группы относятся к оазису, третья к неорошаемой пустыне.

Районы группы А представляют собой часть дельты, сложенной в основном песчаными отложениями шахмурадского комплекса. Водовмещающие породы благоприятны для развития орошения и обладают высокими фильтрационными свойствами. Эта часть оазиса, издревне орошаемая, имеет очень высокую нагрузку освоенных площадей (до 35%). Подземные воды залегают на глубине до 3 *м* и имеют минерализацию от 0,5—3 в зоне пашен и каналов до 50 *г/л* на шорах. Скопления пресных вод имеют среднюю мощность до 30 *м*.

Динамика уровня отличается цикличным компенсированным режимом, при котором зеркало на всех участках стабилизируется зимой ежегодно на одних и тех же отметках. Отток подземных вод существенного значения не имеет, так как ирригационные воды балансируются испарением и транспирацией. Однако проницаемость водовмещающих пород начиная с глубины 5—10 *м* характеризуется значениями $K_{\Phi} \approx 15$ *м/сутки*. Это создает благоприятные условия для местного внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс. Наряду со слабой дренированностью пород здесь образуются активные местные потоки от пашен. Они обеспечивают систематический вынос солей к неорошаемым массивам, где происходит наиболее активное внутриоазисное соленакопление. Тем не менее мелиоративное состояние культурных земель неблагоприятно. В связи с близким залеганием водной поверхности культурные почвы и подземные воды в зоне пашен также подвержены засо-

лению. Засоление активизируется обычно в конце лета и в осенне-зимний период, когда прекращается подача оросительной воды на поля. В это время условия постоянного питания и транспирации подземных вод на пашнях сменяются условиями их испарения, поэтому в кровле водоносного горизонта образуется слой солоноватых вод мощностью 2—3 *м*.

Районы группы Б представляют собой часть дельты, где песчаные отложения шахмурадского комплекса перекрыты супесчано-суглинистыми отложениями декчинского комплекса. Водовмещающая толща сложена породами, характеризующимися $K_ф$= до 3—5 *м/сутки*. Местные потоки грунтовых вод развиты слабо. Местный внутриоазисный водно-солевой обмен затруднен; условия для развития орошения менее благоприятны, чем в районах группы А.

Подземные воды залегают на глубине от 3 до 10 *м*, не оказывая заметного влияния на почвообразовательные процессы. Минерализация подземных вод в зоне пашен изменяется в пределах 0,5—5 *г/л*, на неорошаемых участках 15—25 *г/л*. Мощность опресненных вод изменяется от 10 до 25 *м*, уменьшаясь с увеличением глубины их залегания.

Режим подземных вод согласуется с динамикой водоподачи. Важная роль в балансе принадлежит общему оттоку в смежные районы. В целом расходная часть баланса меньше приходной, поэтому районы группы Б характеризуются неустановившимся режимом подземных вод, при котором на всех участках наблюдается заметный подъем уровня со средней скоростью до 0,2—0,3 *м* в год.

Особенностью районов группы Б является широкое развитие процессов рассоления почв и грунтовых вод под влиянием орошения. Однако аккумуляция подземных вод в последние годы за счет фильтрации из отводной коллекторной сети существенно препятствует рассолению. По гидрогеологическим условиям в дальнейшем наиболее целесообразным здесь будет устройство горизонтального дренажа глубокого открытого типа и углубление существующего.

Районы группы В, включающие периферию Ташаузского оазиса и весь неорошаемый сектор дельты, сложены супесчано-суглинистыми отложениями декчинского комплекса. Проницаемость водовмещающих пород низкая, $K_ф$=1 *м/сутки*.

Подземные воды залегают на глубине более 10 *м*, их минерализация превышает 10—20 *г/л*; пресные и солоноватые воды развиты только в долинах амударьинских староречий. Динамика подземных вод в этих районах определяется подземным притоком со стороны внутренних областей орошаемого массива и местной инфильтрацией. Внутригодовые циклы режима уровня проявляются слабо, характерен непрерывный подъем уровня, более активный в вегетационный период.

Наибольший подъем уровня наблюдается на периферии оазиса, в зоне водосборных коллекторов и на массивах нового освоения (до 0,5 *м/год*); уже на расстоянии 10—15 *км* от орошаемых массивов подземные воды характеризуются инертным режимом.

Особенностями районов группы В являются исключительно плохая водопроницаемость водовмещающих пород и широкое развитие суффозионного карста.

Долина и правобережье Амударьи. Долина Амударьи по специфике гидрогеологических условий выделена в самостоятельный район. Здесь формирование, динамика, качество и количество подземных вод связаны с наличием крупной реки Амударьи и развитой ирригационной сети. Водоносные четвертичные отложения в пределах района не отделены от верхнеплиоценовых и составляют единый комплекс (табл. 44).

Таблица 44

Характеристика разреза и водоносные комплексы четвертичных и неогеновых отложений

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Аллювиальные современные отложения долины Амударьи alQ_{IV}	Пески с гравием и галькой, местами линзы супесей Мощность до 20 *м*	Неогеновых и четвертичных отложений
Аллювиальные нижне- и среднечетвертичные отложения (каракумская свита) alQ_{I+II}	Пески хорошо отсортированные с прослоями суглинков и супесей. Мощность более 420 *м*	
Континентальные верхнеплиоценовые отложения N_2^3	Пески и рыхлые песчаники. Мощность 50—100 *м*	

Водоносный комплекс верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (N^3_2+alQ) распространен на всей территории долины и правобережья Амударьи, подземные воды имеют сплошное распространение и образуют единый поток. Глубина залегания подземных вод на левом берегу 2—3 *м*, на правом в прирусловой и центральной частях до 5 *м*, а в юго-восточной и северо-западной частях 100 *м*.

Водовмещающие породы представлены мелкозернистыми песками с подчиненными прослоями супесей и суглинков, иногда с гравием и галькой, в неогеновых отложениях преобладают песчаники и алевролиты с маломощными прослоями глин. Общая мощность водоносного комплекса изменяется: на левом берегу в районе Керки она равна 170 *м*, вниз по течению у пос. Халач увеличивается до 420 *м* и в районе пос. Саят и г. Чарджоу — до 60 *м*; на правом берегу она возрастает от 12 (район Наразыма) до 170 *м* (район Фараба), в северо-западной и юго-восточной частях района увеличивается до 400 *м*. Региональным водоупором являются эоценовые глины.

Преобладающее направление движения потока подземных вод с юго-востока на северо-запад с общими гидравлическими уклонами 0,0002—0,0004. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод реки, оросительных каналов и атмосферных осадков, разгрузка — путем подземного стока за пределы долины реки в основном в западном и северо-западном направлениях на участке от пос. Бассага до пос. Пальварт и примерно составляют 29 млн. $м^3/год$. Кроме того подземные воды расходуются на испарение и транспирацию.

Приходные статьи баланса составляют 7477 млн. $м^3/год$, расходные 6878 млн. $м^3/год$. Избыток в 599 млн. $м^3$ идет на пополнение запасов подземных вод и повышение их уровня. Из открытой коллекторно-дренажной сети, построенной в последние годы, ежегодно собирается и сбрасывается до 75 млн. $м^3$ *воды*. Эта вода идет на пополнение запасов подземных вод и часто за счет нее формируются линзы пресных и солоноватых вод.

В изменении минерализации подземных вод наблюдается определенная закономерность. Минерализация вод обычно увеличивается с удалением от реки или крупных ирригационных каналов. Воды с минерализацией до 2 *г/л* располагаются вдоль левобережья Амударьи и

крупных ирригационных каналов. На правобережье они отмечаются на небольших узких участках в виде линз в прирусловой части реки, в районе пос. Башира-Сурхи, Култан-Бурдалыка, Фараба, Гадын-Крач, в пограничном районе с Узбекистаном (колодцы Ортакудук и Патал).

Солоноватые воды (3—4 *г/л*) на левобережье вскрываются на участке от пос. Бассага до пос. Сакар. Ниже, до пос. Дарган-Ата, воды солоноватые (до 10 *г/л*). На большей части правобережья по удалении от долины Амударьи, как правило, воды соленые (30 *г/л* и более). По солевому составу подавляющее большинство пресных вод (до 1 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые и только в отдельных случаях сульфатные и хлоридные натриевые и кальциевые.

Наибольшее распространение имеют хлоридно-сульфатные натриевые соленые воды и рассолы. Для них характерно повышенное содержание йода и брома, причем концентрация их с глубиной возрастает. Это объясняется возможной гидравлической связью подземных вод неоген-четвертичных отложений с нижележащими водоносными комплексами через тектонические нарушения в региональном водоупоре.

Мощность пресных вод изменяется от 10 до 107 *м*, причем преобладает мощность 20—30 *м*, а на правом берегу в районе пос. Хаджамбас она не превышает 1—5 *м*.

Фильтрационные свойства неоген-четвертичных отложений различны. Значения коэффициента фильтрации для аллювиальных отложений 25—35 *м/сутки*, для неогеновых 8—15 *м/сутки*. Водообильность пород в пределах долины реки высокая, на остальной части правобережья значительно ниже. Удельные дебиты в большинстве случаев равны 6—10 *л/сек*. Пресные воды используются для водоснабжения.

Юго-Восточные Каракумы. На междуречье Теджен — Амударья подземные воды приурочены к неогеновым и четвертичным образованиям, включающим обручевскую, елчилекскую, тахтинскую и гокчинскую свиты (табл. 45), не отделенные друг от друга водоупором; они представляют собой единый водоносный комплекс.

Таблица 45

Характеристика разреза и водоносные комплексы

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный горизонт
Аллювиальные верхнечетвертичные отложения обручевской свиты alQ_{III}	Чередующиеся толщи песков, глин и суглинков. Мощность 15—100 *м*	Неогеновых и четвертичных отложений
Среднечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения елчилекской свиты $al—plQ_{II}$	Песчаные и песчано-глинистые отложения. Мощность 10—200 *м*	
Тахтинская и гокчинская свиты (верхний плиоцен) $N_2^3t+N_2^3g$	Пески карбонатные, алевролиты и песчаники. Мощность 280—1600 *м*	

Водоносный комплекс отделен от нижележащих водоносных пород региональным водоупором, представленным глинами палеогенового возраста. Общая мощность комплекса 200—1200 *м*.

Зоны с максимальными глубинами зеркала подземных вод (от 100 до 200 *м* и более) приурочены к центральной части елчилекских песков, от которой глубины постепенно снижаются до 10—20 *м* (южный склон Карабиля, юго-запад Мургаб-Кушкинского междуречья, долины Мургаба и Теджена). Глубина до воды свыше 250 *м* зафиксирована в центральной части песчаного массива междуречья Амударья — Мургаб.

В центральной и восточной частях Бадхыза преобладают глубины 10—100 *м*, и только на отдельных участках она превышает 100 *м*. Общее направление движения подземных вод северо-западное, но в деталях оно представляет собой сложную картину.

В верхних частях склонов возвышенностей Бадхыза и Карабиль величина уклона зеркала вод 0,02—0,01; на север уклон постепенно выполаживается до 0,001—0,0008. Характерны очень низкие фильтрационные свойства тонкозернистых и глинистых пород и только галечники и перемытые пески р. Балха на юго-западе Обручевской степи имеют $K_ф$=8—9 *м/сутки*. Отложения обручевской свиты характеризуются плохой водоотдачей, для песков $K_ф$=0,14—1,43 *м/сутки*, а для супесей 0,02—0,06 *м/сутки*.

Елчилекские пески с пресными водами имеют $K_ф$=0,13—1,78 *м/сутки* и незначительную водоотдачу. Дебит водопунктов на Карабиле 0,02—0,3 *л/сек*, а на Бадхызе 0,2—0,8 *л/сек*. Вблизи возвышенностей Карабиль и Бадхыз и дельт рек Теджена и Мургаба фильтрационные свойства пород ухудшаются, так как разрез становится более глинистым. Водоносные неогеновые отложения имеют $K_ф$=0,009—0,015 *м/сутки*. Дебиты водопунктов в них изменяются от 0,002 до 0,2 *л/сек*. Минерализация и состав подземных вод междуречья Теджен — Амударья очень разнообразны (см. табл. 42).

Пресные воды обычно плавают на соленых. Вскрытая мощность их в северной части Карабиля 83 *м*, у западной его границы 52 *м*, восточной 28 *м* и в северной части 15—20 *м*. Полная мощность пока не известна.

Линзы пресных вод (до 1 *г/л*) в верхней части комплекса приурочены к центральной части северных склонов Бадхыза и Карабиля, где занимают площади 2000 и 4000 *км*^{2} неправильной формы.

Пресные воды со всех сторон оконтуриваются солоноватыми (1—3 *г/л*), площадь которых более чем в 3 раза превышает площадь распространения пресных вод. В неогеновых песчаниках Карабиля и Восточного Бадхыза подземные воды соленые (5—15 *г/л*), и только в верховьях долин встречаются небольшие участки с пресными и солоноватыми водами (1—3 *г/л*). Мощность их не превышает 1,5—6 *м*. Вдоль южных склонов Карабиля и Бадхыза подземные воды песчаников гокчинской свиты также соленые (15—18 *г/л*).

В районе Обручевской степи зона соленых вод и рассолов (30—50 *г/л* и более) приурочена к области развития шоров. Здесь при близком стоянии уровня подземных вод и активном их испарении постоянно происходит накопление солей в грунтах. С увеличением глубины роль испарения уменьшается, и минерализация вод снижается до 10—15 *г/л*, а с приближением к долине Амударьи, Каракумскому каналу и склонам Карабиля — до 3—5 *г/л*. Небольшой участок (110 *км*^{2}) с пресными водами (1—3 *г/л*) расположен вдоль юго-западной границы отложений обручевской свиты, что, вероятно, связано с инфильтрацией поверхностных вод р. Балх и ее притоков. Преимущественное распространение имеют воды хлоридно-сульфатные натриевые и магниевые, реже кальциевые.

Вопрос формирования Бадхызской и Карабильской линз пресных вод, залегающих на больших глубинах, рассматривался многими иссле-

дователями, но до сих пор однозначно не решен. Фактический материал позволяет предполагать, что образование линз пресных вод связано с инфильтрацией атмосферных осадков и процессами конденсации.

Дельты Мургаба и Теджена. В пределах дельт Мургаба и Теджена (вместе с Серахским оазисом) четвертичные аллювиальные отложения водоносны и не отделены водоупором от водоносных неогеновых пород, образуя единый водоносный комплекс с грунтовыми водами.

На Тедженской дельте, включающей и Серахскую дельту, водоносные породы представлены мелкозернистыми разностями, а в Серахском оазисе — гравийно-галечными образованиями (мощностью до 100 *м*), перекрытыми песчано-глинистыми породами, мощность которых до 20 *м*. Хорошей водопроницаемостью обладают гравийно-галечные образования Серахского оазиса ($K_ф$=20—50 *м/сутки*). В Тедженской дельте коэффициент фильтрации верхней части комплекса (до 5 *м*) составляет 0,2—1 *м/сутки*, преобладает величина 1 *м/сутки*. С глубиной в периферийной части дельты он увеличивается до 1,5—2,5 *м/сутки*. Региональным водоупором водоносного комплекса служат глины палеогена, залегающие на глубинах 180—530 *м* (М. И. Раевский).

Мургабская дельта занимает большую площадь и сложена преимущественно тонкозернистыми породами, залегающими на глинах карагауданской свиты (верхний олигоцен — средний миоцен). Глины залегают на глубинах до 450 *м* и являются водоупором для водоносного комплекса. В Мургабской дельте в верхней части разреза водоносного комплекса (мощностью до 5 *м*) $K_ф$=0,2—3,5 *м/сутки*, ниже по разрезу 1—3 *м/сутки*. При этом для центральной части оазиса характерны величины 0,5—1 *м/сутки*, а для периферии 1—2 *м/сутки*.

Под влиянием многовековой культуры орошаемого земледелия режим, качество и количество подземных вод в оазисах имеют свою специфику. Основными источниками питания грунтовых вод в дельтах являются инфильтрационные потери из рек, водохранилищ и ирригационной сети; только частично запасы пополняются за счет атмосферных осадков, и то лишь в случаях близкого залегания подземных вод от поверхности земли.

В пределах дельт из-за малого количества атмосферных осадков поверхностный сток отсутствует. Выше дельт в связи с одной паводковой волной и зарегулированием стока рек сетью русловых водохранилищ создается специфический режим поверхностных водотоков, который определяет и своеобразие режима грунтовых вод. На большей части дельты р. Теджена даты наступления наивысших и наинизших уровней грунтовых вод совпадают или близки к датам наступления паводков и межени. Наличие на реках подпорных гидротехнических сооружений делает профиль по урезу воды ступенчатым, и так как русла на большей части врезаны на значительную глубину, вдоль по рекам создаются условия, благоприятные то для питания грунтовых вод, то для их дренажа.

Река Мургаб на всем протяжении дренирует грунтовые воды круглый год. В водохранилищах грунтовые воды дренируются только во время срабатывания уровня до мертвого объема, а в остальное время осуществляется их питание. После ввода в эксплуатацию второй очереди Каракумского канала русло Мургаба ниже Эгри-Гузара превращено в коллектор (Кесы-Яб), к которому в настоящее время подключается коллекторно-дренажная сеть в северо-западной части дельты. Река Теджен на всем протяжении большую часть года, за исключением летних месяцев, питает грунтовые воды.

В местах питания грунтовых вод вдоль русел сформировались пресные и солоноватые грунтовые воды. Ширина подруслового потока в Се-

рахском оазисе достигает нескольких километров, в Мургабском — 1—1,5 *км*, а в Тедженском не превышает 400 *м*. В пределах дельт подземные воды как по составу, так и по минерализации отличаются большой пестротой. Основная масса воды имеет повышенную минерализацию и хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав. Минерализация их изменяется от 1 до 150 *г/л*.

В связи с высоким уровнем грунтовых вод эрозионные формы рельефа, врезанные в Мургабской дельте на 2—3 *м*, в Тедженской — на 4—6 *м*, играют роль естественных дрен. Наиболее крупные из них выводят воду за пределы оазисов (Мургаб, Джар-Сай), а в остальных образуются озера и болота. Интенсивное испарение с водной поверхности приводит к засолению вод в озерах и превращению болот в солончаки, что способствует увеличению минерализации грунтовых вод и засолению почво-грунтов зоны аэрации.

До строительства Сарыязинского водохранилища пойма Мургаба выше Каушут-Бента заливалась во время паводка. Под поймой образовался опресненный поток. Когда же река стала дренировать грунтовые воды, в тех местах, где пойма от более высоких террас отделена старицами, сохранились небольшие по площади и мощности линзы пресных вод.

Из Каракумского канала на всем его протяжении происходит инфильтрация воды. За счет кольматации русла фильтрационные потери временами уменьшаются. Но проводимые периодически работы по расширению и углублению канала нарушают кольматаж. Поэтому в зоне влияния канала подъем уровня идет неравномерно, с переменной скоростью. Несмотря на то что вода по каналу в пределах дельты Мургаба идет уже более пяти лет, поток пресных вод под руслом не сформировался. Наблюдения показывают, что инфильтрационная вода из канала проникла на большую глубину, но растекания ее в стороны не происходит. Так, минерализация грунтовых вод в скважинах, расположенных на расстоянии 100 *м* от уреза воды в канале, составляет 30—35 *г/л*, а в 3 *м* от уреза 1,5—2,5 *г/л* даже на глубине 50 *м*.

Главным источником питания грунтовых вод дельт является инфильтрация из ирригационной сети. Сток по каналам, особенно крупным, имеется круглый год, поэтому фильтрационные потери — фактор весьма постоянный во времени. Ложа каналов проходят по легким разностям пород, что способствует развитию под ними часто значительных по мощности и площади потоков пресных вод. Особенно велика их мощность там, где современные каналы совпадают с древними. Так, под каналом Советским скважина на глубине 70 *м* не вышла из пресных вод (И. П. Борисенко), а в других местах, даже вблизи этого канала, мощность, как правило, меньше.

В Тедженском оазисе, где в верхней части разреза преобладают суглинисто-глинистые породы, вдоль магистральных каналов прослеживаются потоки солоноватых вод (5—10 *г/л*). В местах отсутствия глинистого покрова минерализация уменьшается до 3—5, реже 1—3 *г/л*. Ширина опресненной зоны не превышает 400 *м* по обе стороны водотока, а мощность не более 10 *м*.

Систематические поливы и промывки способствуют поддержанию под орошаемыми массивами опреснительного режима грунтовых вод. Поэтому на большей площади поливных земель в Мургабском оазисе минерализация верхней части горизонта грунтовых вод 5—7 *г/л*, с глубиной она увеличивается до 15 *г/л* и более. В Тедженском оазисе такая закономерность наблюдается на весьма ограниченных площадях, где в зоне аэрации развиты легкие разности пород. На большей части осваиваемых земель минерализация грунтовых вод 25—50 *г/л* и более.

Малая водопроницаемость водоносных пород Мургабского и Теджженского оазисов затрудняет отток грунтовых вод. Величина оттока за пределы Мургабской дельты составляет 1/80 от среднегодового расхода р. Мургаб (Горбунова, 1958). Поэтому расходуются грунтовые воды главным образом на испарение и транспирацию растениями. Однако, как показали расчеты Н. В. Роговской (1959в), отток грунтовых вод даже в 0,01 *л/сек* с 1 *га* на периферии оазисов играет существенную роль в солевом балансе, так как по окраинам оазисов развиты преимущественно сильно минерализованные воды.

Большие температуры воздуха и почв обеспечивают в течение всего года интенсивное испарение как поверхностных, так и грунтовых вод. Особенно велико внутригрунтовое испарение при глубинах залегания грунтовых вод 1 *м* и менее. В этом случае величина внутригрунтового испарения близка к таковой с открытой водной поверхности. При глубинах уровня более 4—5 *м* роль внутригрунтового испарения практически ничтожна.

Глубина уровня грунтовых вод зависит от характера рельефа. В центральной части Мургабского оазиса уровень воды у каналов находится на глубине 3—5 *м*, а с удалением от них уменьшается до 0,5—1,5 *м*. Уменьшение глубины ведет к увеличению внутригрунтового испарения и его роли в балансе грунтовых вод. Поэтому с удалением от каналов и приближением к центру депрессии минерализация грунтовых вод и содержание солей в почвах в зоне аэрации увеличиваются и обычно центр депрессии занимают солончаки или очень засоленные почвы. Минерализация грунтовых вод под солончаками 30—80 *г/л* в Мургабском оазисе и до 100 *г/л* в Теджженском. С глубиной под солончаками минерализация грунтовых вод обычно не изменяется или уменьшается незначительно.

Понижения в рельефе при небольших глубинах залегания грунтовых вод являются внутриоазисными очагами разгрузки. Поэтому движение их направлено почти перпендикулярно от каналов, и только с приближением к центру понижения изменяется и совпадает с региональным направлением движения грунтовых вод. Лишь в Серахском оазисе с хорошей проницаемостью водоносных пород большую роль в расходной части водно-солевого баланса играет отток вод за пределы оазиса, что поддерживает уровень грунтовых вод на значительной площади на глубинах 15—20 *м*.

Весьма слабый в целом отток грунтовых вод и сосредоточенная в центральных частях других оазисов инфильтрация поверхностных вод привели к тому, что основным элементом гидрорельефа уровня грунтовых вод являются валы, вытянутые вдоль рек и крупных ирригационных каналов. Наивысшие точки приурочены к долине р. Теджен, а на Мургабской дельте, кроме реки,— к Гиндукушским водохранилищам и системе канала Советский. Восточный и западный склоны вала в Теджженском оазисе почти симметричны с уклонами 0,0027—0,003. За его пределами уровень грунтовых вод характеризуется однообразием и односторонним уклоном 0,0007 с юго-востока на северо-запад. В дельте р. Мургаб вал имеет несколько иную конфигурацию. Длительное и интенсивное орошение делает область подъема уровня более широкой и плоской. Максимальная ширина ее на линии г. Байрам-Али — г. Мары достигает 30—40 *км*, к периферии оазиса понижается с уклоном 0,0006 в западном и северо-западном направлениях и 0,001—0,002 на север и северо-восток.

Грунтовые воды в долине р. Теджен от г. Серахса до г. Теджена залегают на глубинах 4—6 *м*. Водоносными породами являются разнозернистые пески с галькой и гравием. Формируются воды за счет ин-

фильтрации из реки. В пределах Серахского оазиса воды пресные, ниже по долине преобладают слабосолоноватые, среди которых пресные отмечаются только в отдельных линзах. Пригодные для водоснабжения подземные воды могут использоваться колодцами.

В Серахском оазисе, где мощность пресных вод большая, возможно бурение скважин. В центральной части Серахского оазиса грунтовые воды залегают на глубинах 10—20 *м*. Водовмещающие породы — гравийно-галечники, конгломераты, пески с редкими прослоями глин. Минерализация грунтовых вод не превышает 3 *г/л*. По химическому составу они хлоридно-сульфатные натриевые, иногда с повышенным содержанием магния. В настоящее время эти воды используются для водоснабжения и орошения.

К восточной и северной окраинам Серахского оазиса гравийно-галечники замещаются песчано-глинистой толщей. Уклоны потока уменьшаются, так же как и глубина залегания грунтовых вод, и на северо-востоке оазиса воды выклиниваются на поверхность, образуя солончаки. В этом же направлении увеличивается минерализация вод до 50 *г/л* и более.

Между Серахским оазисом и железной дорогой по обе стороны долины р. Теджен находится слаборасчлененная Геоксюрская дельтовая равнина, большая часть которой занята такырами, между последними размещаются бугры эоловых песков. Это район самого древнейшего орошения (Лисицин, 1963) — третьего тысячелетия до н. э., с того времени не осваивавшийся. Грунтовые воды сильно соленые или рассольные (25—150 *г/л*), залегают на глубине до 10 *м*. Основное питание ранее осуществлялось за счет притока с юга от долины р. Теджен. Уровень грунтовых вод имел тенденцию к повышению, минерализация была стабильной (Роговская, Дорошенко, 1959). В настоящее время здесь началось интенсивное освоение.

Современный Теджженский оазис расположен на Бабадайханской дельтовой равнине. Грунтовые воды залегают на глубинах 2—6 *м* в орошаемой части дельты. Около реки и крупных ирригационных каналов воды солоноватые (5 *г/л*), а при удалении от них — сильно соленые до рассолов (25—50 *г/л* и более). Несмотря на высокую минерализацию вод и малую мощность зоны аэрации (3—4 *м*), почвы здесь засолены сравнительно слабо, что объясняется (Роговская, 1959б) затруднением восходящего движения вод и солей капиллярными токами вследствие глинистого состава пород. Кроме того годовое распределение атмосферных осадков, режим поверхностного стока и орошения таковы, что создается противодавление, ослабляющее и без того малые восходящие токи.

Северо-западная часть дельты Теджена (Сарджинская дельтовая равнина) с широким развитием такыров и эоловых накоплений характеризуется водоносными песчано-глинистыми породами с низкими фильтрационными свойствами. Орошение здесь отсутствует, грунтовые воды представляют собой рассолы (50—150 *г/л*), залегают на глубинах 6—12 *м*. До строительства второго Теджженского водохранилища питание грунтовых вод осуществлялось только за счет сброса паводковых вод.

Вся территория дельты р. Теджен, за исключением верхней части — Серахского оазиса, характеризуется ничтожными скоростями движения грунтовых вод (0,1—5 *м/год*; Горбунова, 1959).

В Мургабском оазисе минимальные глубины (до 5 *м*) до грунтовых вод отмечаются в центральной части, где расположены водохранилища, густая сеть ирригационных каналов и наиболее высокий коэффициент землеиспользования (КЗИ). Наибольшие глубины наблюдаются вблизи каналов, наименьшие — в межканальных понижениях. В этом же

направлении изменяется минерализация грунтовых вод от пресных до соленых и иногда до рассолов. Часто центральные части межканальных понижений заняты солончаками. В целом в оазисе инфильтрация преобладает над испарением и оттоком, вследствие чего уровень грунтовых вод постепенно и почти непрерывно поднимается.

Периферийная часть оазиса (район древнего орошения) характеризуется постепенным увеличением глубин залегания соленых грунтовых вод от 10 до 20 *м*. До начала освоения этого района баланс грунтовых вод складывался под влиянием притока со стороны орошаемых массивов, что вызывало медленный подъем уровня в многоводные годы и частично его опускание в маловодные. С пуском Каракумского канала баланс грунтовых вод сильно изменился. Питание за счет инфильтрации вызвало подъем грунтовых вод до 0,5—1 *м/год*. Под крупными ирригационными каналами началось их опреснение.

В восточной и северо-восточной частях дельты (район древнейшего и частично древнего орошения) до пуска Каракумского канала грунтовые воды вскрывались на глубинах 20—30 *м* и более. Почвы здесь не засолены, но грунтовые воды соленые (15—30 *г/л*). Вдоль древних ирригационных каналов располагаются хлоридные кальциевые солончаки, богатые Ca^{2+}, K^{+} и NO_3^{-}. Здесь в почвах больше кальция, чем в почвах современного орошения (Минашина, 1963). С 1948 по 1958 г. уровень грунтовых вод на этой территории опустился на 0,7—0,8 *м*, но после освоения вновь восстановился в среднем на 0,7—1 *м* вблизи крупных каналов и 0,3—0,5 *м* под орошаемыми массивами.

Солевой состав грунтовых вод в Мургабской и Тедженской дельтах очень разнообразен.

Пресные воды Тедженской и Мургабской дельт используются для водоснабжения. В Серахском оазисе за счет грунтовых вод организовано централизованное водоснабжение. Естественный расход вод составляет 300 *л/сек*. Откачки из скважин глубиной 45—50 *м* при понижениях 4—50 *см* дали 8—12 *л/сек*. В настоящее время дебит эксплуатационных скважин составляет 100 *л/сек*.

Водоносные комплексы и горизонты четвертичных отложений

Водоносные четвертичные отложения распространены в Центральных Каракумах, где приурочены к аллювиальным нижне- и среднечетвертичным отложениям (каракумская свита). Локальное распространение имеют аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие шоры Кумсебшен и Карашор.

Водоносный комплекс аллювиальных нижне- и среднечетвертичных отложений каракумской свиты

На обширной площади пустыни Каракум наибольшее площадное развитие имеют отложения каракумской свиты (alQ_{I+II}). Значительно меньшие площади заняты более молодыми хвалынскими, верхнечетвертичными и современными отложениями. Среди всего разреза четвертичных отложений водоносны аллювиальные отложения каракумской свиты (табл. 46).

Аллювиальные отложения (каракумская свита) в Центральных Каракумах имеют широкое распространение. На юг они доходят до предгорной равнины Копет-Дага, на север — до впадин Унгуза, занимая далее долину Узбоя до Аджикуинской излучины. Западная граница проходит по правобережью Узбоя и Чильмамедкумам. Несколько южнее толща аллювия, постепенно выклиниваясь, прослеживается и в межбал-

Таблица 46

Характеристика водоносности разреза

Стратиграфическое подразделение	Характеристика разреза	Водоносный комплекс
Современные отложения: а) эоловые образования Q	Пески различной сортировки. Мощность до 10 *м*	Водопроницаемые, но безводные (на карте не показаны) отложения
б) верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения Узбоя alQ_{III+IV}	Пески с гравием и галькой с прослоями глин. Мощность 0—15 *м*	Единый водоносный комплекс с отложениями каракумской свиты
Хвалынские отложения $Q_{III}hv$	Пески хорошо отсортированные. Мощность до 10 *м*	Водопроницаемые, но безводные отложения
Аллювиальные нижне- и среднечетвертичные отложения (каракумская свита) alQ_{I+II}	Пески различной крупности с прослоями глин. Мощность до 403 *м*	Водоносный комплекс каракумской свиты

ханском коридоре. Отдельными небольшими участками аллювиальные отложения залегают на бортах Келькорского и Балханского шоров.

Аллювиальные отложения залегают несогласно на сильно расчлененной поверхности различных по возрасту пород, вдоль долин Узбоя и Амударьи они залегают на палеогеновых и меловых породах, а в центральной части Каракумов — на глинистых апшеронских и акчагыльских отложениях. Покрыты аллювиальные отложения эоловыми образованиями.

Аллювиальные отложения пра-Амударьи насыщены подземными водами, имеющими свободную поверхность уровня. Уклон потока подземных вод, имеющий общее направление с востока на запад в сторону понижений, примыкающих к Каспийскому морю, изменяется в пределах 0,0001—0,0002 в центральной части Каракумов и 0,0016—0,0022 вблизи зоны выклинивания.

Подземные воды вскрываются на различных глубинах. В прирусловой части долины Узбоя, на многочисленных шоровых впадинах и вдоль долины Амударьи в полосе шириной до 20 *км* подземные воды вскрываются на глубине 0,2—3 *м*. В пределах второй и первой террас Узбоя, в песках Джилликум, по восточной их границе глубина до уровня подземных вод обычно не превышает 3—5 *м*. На участке от долины Амударьи и до меридиана г. Мары преобладают глубины 5—10 *м*. Вблизи долины Узбоя, на участке от Куртышских порогов до межбалханского коридора, подземные воды залегают на глубине 20—40 *м*. Максимальные глубины 50—100 *м* отмечены в центральной части песчаного массива Черкезлы. На всей остальной территории глубина залегания вод не превышает 10—20 *м*.

Водоносные породы представлены песками различной сортированности с прослоями и включениями на отдельных небольших участках гравия и гальки. При этом крупность песчаного материала увеличивается от Амударьи к Каспию. В разрезе встречаются многочисленные прослои и линзы, не выдержанные ни по мощности, ни по простиранию, глин, супесей и суглинков, составляющих около 20% от общего разреза водоносной толщи.

Мощность водоносной толщи изменяется от 0 до 300 *м*. Минимальные мощности (0—10 *м*), характерные для участков выклинивания каракумской свиты, отмечены вдоль Унгуза и в Верхнем Узбое. В южном и западном направлениях мощность заметно возрастает, достигая в Узбое 200 *м* (оз. Ясхан), а между Ашхабадом и Бахардоком более 300 *м*. Вместе с постепенным увеличением мощности водоносных пород от периферии к центральной части Каракумов наблюдаются отклонения, связанные с наличием в подстилающих породах поднятий и прогибов.

Область питания совпадает с площадью распространения аллювиальных отложений. Пополнение запасов осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока из рек, каналов и орошаемых земель. Главная роль в этом отношении принадлежит рекам Амударье и Мургабу и Каракумскому каналу. Дополнительное питание воды получают за счет конденсации водяных паров из атмосферы и подземного стока со стороны предгорной равнины Копет-Дага. Немаловажную роль в питании играет и инфильтрация поверхностного стока многочисленных речек, стекающих на равнину с предгорий Копет-Дага. В связи с этим на границе Центральных Каракумов с предгорной равниной Копет-Дага располагаются многочисленные колодцы, эксплуатирующие подземные воды аллювиальных отложений.

Не исключено, что некоторое участие в питании грунтовых вод принимают напорные подземные воды меловых отложений. Несомненно, что в северо-восточной части Каракумов (Куртышская и Акяйлинская излучины) происходит подпитывание за счет вод сарматских отложений, обладающих напором 27—30 *м*, и уровень их устанавливается значительно выше подошвы отложений каракумской свиты. Наблюдения за уровнями грунтовых вод каракумской свиты и сарматских отложений свидетельствуют о гидравлической связи вод этих комплексов. Количественной оценки указанных источников питания вод до сих пор нет.

Разгрузка подземных вод осуществляется в долину Западного Узбоя и в солончак Кель-Кор. В результате интенсивного испарения в русловой части долины и на солончаке образуются скопления рассолов и рапы, а также пластов соли значительной мощности, среди которых преобладает хлористый натрий. Меньшая часть подземных вод расходуется на испарение с поверхности внутрикаракумских солончаков. Некоторая доля расхода приходится на отбор из колодцев воды для водопоя скота и питьевого водоснабжения совхозов и колхозов.

В западной части Центральных Каракумов до меридиана Ашхабада водоносная толща аллювиальных отложений отделена от нижележащих водоносных горизонтов водоупорными породами морских отложений акчагыла и апшерона. Восточнее до Амударьи аллювиальные отложения образуют единый водоносный комплекс с подстилающими континентальными верхнеплиоценовыми отложениями (гокчинская и тахтинская свиты), а по северной окраине — с сарматскими и плиоценовыми толщами. Водоупором в обоих случаях служат палеогеновые отложения.

Минерализация и состав подземных вод каракумской свиты изменяются как по площади, так и в разрезе от пресных (менее 1 *г/л*) до рассолов (более 100 *г/л*). Преимущественное распространение имеют соленые воды (10—30 *г/л*), минерализация которых с глубиной увеличивается. На отдельных участках отмечаются линзы пресных и солоноватых вод. По составу большим разнообразием характеризуются пресные воды, среди которых встречаются гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, хлоридные и сульфатные натриевые. Солоноватые и соленые воды в большинстве случаев хлоридные, реже сульфатные разного катионного состава.

Линзы пресных и солоноватых вод приурочены к зоне развития такыров, к долине Амударьи, а наиболее крупные из них — к районам развития бугристо-грядовых песков. В Центральных Каракумах в настоящее время изучены три таких линзы — Ясханская, Черкезлинская и Джилликумская, по которым только и имеются данные о режиме подземных вод.

Площадь распространения пресных вод района Ясхана почти полностью совпадает с центральной частью Приузбойских Каракумов На севере и западе они оконтурены долиной Узбоя, а южная граница проходит вблизи шоровых понижений на расстоянии 20—30 *км* от северной границы, между предгорной равниной Копет-Дага и Каракумами; восточная граница проходит примерно на меридиане 56°30′ в д.

В плане линза имеет эллипсоидальную форму с длинной осью, вытянутой с запада на восток, т е почти параллельно широтному отрезку долины Узбоя Протяженность длинной оси эллипса 65 *км,* максимальная ширина 30 *км.* Площадь по зеркалу в пределах контура с минерализацией до 1 *г/л* достигает 1770 *км*^{2}. В Ясханской линзе, как и в большинстве других в Туркмении, пресные воды окружены и подстилаются солоноватыми, а затем солеными водами.

Переход от пресных к соленым водам по разрезу и площади постепенный. На отдельных небольших участках породы с пресными водами залегают непосредственно на водоупорных глинах апшерона (Шевченко, 1956)

Уровень пресных вод обычно находится на глубине не более 40 *м,* а в долине Узбоя — не более 10 *м.* Почти на всей площади воды безнапорные и только на участках, где в верхней части разреза аллювия есть прослои глин, наблюдаются незначительные напоры (3—9 *м*) Главное направление движения пресных вод в пределах линзы с востока на запад и совпадает с общим направлением движения потока грунтовых вод каракумской свиты

Выклиниваются пресные воды в долину Узбоя на всем протяжении от горы Дордуль до колодца Даз-Кую и образуют в русле и старицах озера. К меридиональному отрезку Узбоя приурочены озера с пресной водой, а на широтном отрезке они отсутствуют. Здесь пресные воды, не достигая русла, обогащаются солями за счет глинистых пород, которыми сложена долина Узбоя.

Пресные воды в долине Узбоя в большинстве случаев теряются на испарение с открытых водоемов и шоров, а частично текут вниз по Узбою до солончака Кель-Кор, где также расходуются на испарение

По составу водоносные породы характеризуются большим разнообразием как в разрезе, так и по площади Среди преобладающих мелкозернистых песков встречаются прослои тонкозернистых песков, а в нижней части разреза — крупно- и среднезернистых, иногда с гравием и галькой, содержание которых нередко достигает 15—30%. На отдельных участках имеются небольшой мощности линзы галечников. Прослои глин, суглинков и супесей составляют около 20% от общего разреза водоносной толщи.

Пределы колебания коэффициентов фильтрации водоносных пород по расчетным данным составляют 5—22 *м/сутки,* чаще 10—22 *м/сутки* Опытными откачками установлено, что водообильность пород в целом значительная, а на отдельных участках изменяется в довольно широких пределах. Так, на участках, прилегающих к долине Узбоя, дебиты воды по отдельным скважинам колеблются от 2,5 до 6,1 *л/сек,* а в центральной части линзы возрастают до 15 *л/сек.*

Максимальная мощность пород, насыщенных пресными водами, зафиксирована в южной части линзы, где скважины глубиной до 125 *м*

из пресных вод не вышли. Исходя из объема пород, насыщенных водой с минерализацией до 1 *г/л*, равного 49 320 000 000 *м*^{3}, и коэффициента водоотдачи 0,18, объем свободной пресной воды на Ясхане составляет 8,8 *км*^{3}. Расход потока пресных вод равен 10 *л/сек* на 1 *км* (Огильви и Чубаров, 1963; Чубаров, 1965).

Г. Т. Лещинским и Б. Т. Кирста (1955) для оз. Ясхан была сделана с учетом водного баланса оценка среднегодового притока пресных вод, который составляет 30 *л/сек*, или 10 *л/сек* на 1 *км* фронта потока. Для оценки эксплуатационных запасов в пределах Ясханской линзы выполнен комплекс методических исследований, связанных с определением способа отбора пресных вод, залегающих на соленых без подсасывания последних. В. Д. Бабушкин, И. С. Глазунов и Н. Г. Шевченко (1958, 1960) пришли к выводу, что наиболее надежным будет одновременный отбор пресных и соленых вод из рядом расположенных скважин с фильтрами, установленными друг против друга (спаренными скважинами).

Изменение уровня подземных вод по скважинам, заложенным вблизи озер, полностью совпадает с режимом открытых водоемов. Изменение сезонного уровня грунтовых вод выражается плавной кривой с широкой волной от максимума к минимуму. Годовая амплитуда колебания уровня по скважинам меньше, чем в открытых водоемах. Она зависит от глубины залегания уровня вод и не превышает 0,4—0,7 *м*. Обычно чем ближе наблюдательная скважина расположена к урезу воды в открытом водоеме, тем больше величина годовой амплитуды. В скважинах, расположенных на расстоянии 1—2 *км* от открытых водоемов, годовая амплитуда уровня вод составляет 0,2—0,35 *м*.

Минерализация и химический состав подземных вод долины Узбоя почти не изменяются во времени. Влияние климатических факторов на режим подземных вод сказывается очень мало. За пределами долины Узбоя изучение режима подземных вод проводилось в пределах распространения пресных вод Ясханской линзы, в зоне соленых вод, на шорах и такырах. Наблюдения за режимом пресных вод, расположенных в 5 *км* и более от долины Узбоя, где влияние дренажа сказывается мало, показали, что годовая амплитуда колебания уровня не превышает 0,10 *м*, а обычно в зависимости от глубины залегания уровня она изменяется от 0,03 до 0,09 *м*.

Изменения минерализации и химического состава вод не отмечалось. В связи со значительной глубиной залегания уровня подземных вод атмосферные осадки на изменение химического состава вод прямого влияния не оказывают.

Подземные соленые воды потока грунтовых вод каракумской свиты распространены в основном в закрепленных песках. Наблюдениями за режимом вод потока установлено, что уровень соленых вод на глубине около 20 *м* характеризуется почти полной стабильностью. Сезонные колебания уровня вод почти повсеместно выражаются амплитудой 0,03—0,07 *м*. Кривая изменения уровня очень пологая, с неясным минимумом и таким же максимумом. Незначительные колебания уровня подземных вод, отмеченные по большинству наблюдательных точек, и постоянство химического состава вод подтверждают, что поток грунтовых вод каракумской толщи имеет устойчивый источник питания, уравновешивающий потери на дренаж и испарение.

В пределах шоровых понижений, распространенных вдоль южной границы западных Каракумов и в долине Узбоя, годовая амплитуда колебания уровня подземных вод составляет 0,65 *м*. Максимально высокое положение уровня вод сохраняется от февраля до мая, после чего он падает, достигая минимального значения в августе. При снижении уров-

ня подземных вод происходит снижение минерализации воды, при повышении — возрастание, что обусловливается растворением солей из породы, выкристаллизовавшихся в период интенсивного испарения. Режим температуры вод на шорах находится в полной зависимости от изменения температуры воздуха.

Пресные линзы на такырных участках формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков при благоприятном геологическом разрезе. Они располагаются в виде линз, «плавающих» на соленых водах каракумской толщи. Изменение уровня подземных вод в пределах таких линз зависит от проницаемости пород зоны аэрации, глубины залегания уровня вод, а также количества и интенсивности выпадающих атмосферных осадков. Годовая амплитуда колебания уровня вод достигает 1 *м*. По удалении от участков инфильтрации годовая амплитуда постепенно уменьшается. На расстоянии 1—2 *км* от участка инфильтрации характер режима такой же, как у потока грунтовых вод каракумской толщи. В зоне инфильтрации воды имеют минерализацию менее 1 *г/л*, по удалении от нее минерализация заметно увеличивается и меняется солевой состав вод.

К юго-западу от Ясханской линзы располагается Черкезлинская линза пресных вод. Вся территория массива покрыта чехлом эоловых образований, под которым залегают песчаные отложения каракумской свиты общей мощностью 183 *м*. Отложения каракумской свиты несогласно залегают на апшеронских глинах и песках мощностью около 200 *м*.

Воды с минерализацией до 1 *г/л* занимают всю центральную часть массива на площади 400 *км*^{2}. Контуры пресных вод имеют вид эллипса с длинной осью, ориентированной широтно, протяженностью около 30 *км* и короткой осью меридионального направления длиной 14 *км*. Вскрываются они на глубине от 13 до 92 *м*. Водоносны пески с маломощными прослоями глин, $K_ф$=17—20 *м/сутки*. Сток вод осуществляется в русло Узбоя и шор Кель-Кор. Уклоны потока не превышают 0,0005.

Пресные воды окружены водами более высокой минерализации, причем переход от пресных к солоноватым и соленым водам постепенный как в плане, так и в разрезе. Мощность пресных вод увеличивается от периферии к центру контура до 36 *м*. Статические запасы пресных вод с минерализацией до 1 *г/л* составляют около 2 *км*^{3}.

На востоке Центральных Каракумов имеется Джилликумская линза. По условиям залегания пресные воды этой линзы ничем не отличаются от пресных вод описанных линз. В плане пресные воды (до 1 *г/л*) занимают площадь 3000 *км*^{2}, а воды с минерализацией до 3 *г/л*—5000 *км*^{2}, конфигурация контуров извилистая и повторяет площадь распространения барханных, слабо закрепленных песков. Пресные воды залегают на соленых, причем переход между ними постепенный. Водоносная толща представлена разнозернистыми песками с прослоями глин и суглинков кызылкумской свиты, мелкозернистыми песками с прослоями песчаников заунгузской свиты и песками с прослоями глин и суглинков каракумской свиты.

Пресные воды вскрываются на глубине до 20 *м* и имеют мощность в среднем 15—20 *м*. По данным опытных откачек дебиты воды по скважинам составляют 1—1,25 *л/сек* при удельном дебите 4—7 *л/сек*. Водообильность пород 103—108 *м*^{3}*/сутки*. Статические запасы пресных вод (до 1 *г/л*) составляют около 8 *км*^{3}.

Г. Г. Моргуновым в восточной части Каракумов оконтурена зона пресных и солоноватых вод, распространенных вдоль левобережья Аму-

дарьи. Воды занимают площади, приуроченные к барханным пескам. Водоносны пески с прослоями глин (каракумская свита).

Пресные воды вскрываются на глубине до 5 *м*, которая постепенно увеличивается по удалении от Амударьи на запад. Мощность их изменяется в значительных пределах. Так, в западной части приамударьинской полосы, где пресные и солоноватые воды оконтуриваются в виде трех небольших подпесчаных линз, мощность их не превышает 1 *м*, а в восточной части она в среднем составляет 20 *м* при максимальных значениях 40 *м*. Здесь формируются пресные и солоноватые воды за счет инфильтрации речных и ирригационных вод, а также атмосферных осадков. Вероятно, запасы пополняются и за счет конденсации водяных паров из атмосферы.

На остальной территории Центральных Каракумов распространены воды высокой минерализации с общим гидравлическим уклоном в сторону Каспия.

Для солевого состава подземных вод Центральных Каракумов характерно низкое содержание ионов HCO_3. Исключением являются пресные воды Ясханской, Черкезлинской и Джилликумской линз. Здесь в воде с минерализацией 0,5 *г/л* почти во всех случаях ионы HCO_3 преобладают над ионами SO_4 и Cl. При незначительном увеличении минерализации пресных вод содержание ионов HCO_3 заметно уменьшается и преобладают ионы Cl. При минерализации воды 2 *г/л* и более содержание ионов HCO_3 остается примерно постоянным и не превышает 5 *мг·экв*.

Количество ионов SO_4 и Mg мало, но закономерно возрастает с увеличением общей минерализации подземных вод. Однако почти во всех случаях содержание ионов SO_4 меньше, чем ионов Cl. Преобладают ионы Cl и Na, при этом содержание их закономерно возрастает с увеличением минерализации воды. Содержание иона Ca хотя и возрастает с увеличением минерализации, но в небольших количествах и близко к постоянному.

Таким образом, на основании имеющихся данных можно констатировать, что пресные воды крупных подпесчаных линз (Ясхан, Ахчакуйма, Джилликум и др.) имеют пестрый химический состав. Среди вод солоноватых и соленых преобладают хлоридно-сульфатные натриевые типы, а среди рассолов — хлоридные натриевые.

Водоносный горизонт четвертичных отложений

Водоносные горизонты аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений (al—plQ) приурочены к днищам Карашорской и Кумсебшенской впадин. Подземные воды безнапорные, с зеркалом на глубинах от 0,1 до 2,5 *м*.

Вода содержится в алевритах, глинистых песках и залежах солей. Соленосные отложения, насыщенные рапой, представлены крупнокристаллической поваренной солью мощностью до 10—12 *м*, чередующейся с линзовидными прослоями песков, алевролитов и иловатых глин. Мощность водоносного комплекса 25—28 *м*.

Минерализация хлоридных натриевых рассолов изменяется от 150 до 350 *г/л*. Нередко в них отмечается повышенное содержание йода и брома. Последнее свидетельствует о наличии подтока подземных вод из более глубоких водоносных комплексов. Кроме того питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и временных поверхностных потоков.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод

Описанные подземные воды Каракумского артезианского бассейна имеют длительную историю формирования. Восстановление этой истории возможно путем применения палеогидрогеологического анализа, т. е. реконструкции гидрогеологических условий, существовавших на различных этапах развития территории.

Палеогидрогеологические условия Каракумского артезианского бассейна в настоящее время изучены лишь в самых общих чертах. Исследования проводились Н. Г. Шевченко (1963) для выяснения условий формирования линз пресных подземных вод (Ясхан и др.) и Я. А. Ходжакулиевым (1964, 1966) в связи с изучением нефтегазоносности региона. Подробная же реконструкция палеогидрогеологических условий, существовавших на прошлых этапах развития бассейна, отсутствует. Это объясняется прежде всего все еще недостаточной разработанностью методики палеогидрогеологических исследований вообще и отсутствием детальной палеотектонической и палеогеографической основы по рассматриваемой территории. По этим же причинам ограничимся рассмотрением общих сведений о палеогидрогеологических условиях формирования подземных вод.

А. Н. Семихатов (1947) при восстановлении гидрогеологической истории предлагает пользоваться понятием «гидрогеологический цикл», включающим отрезок времени, который начинается континентальным перерывом (регрессией моря) и заканчивается трансгрессией.

А. А. Карцев и С. Б. Вагин (1962) расширили смысл этого понятия и рекомендуют понимать под гидрогеологическим циклом этап гидрогеологической истории территорий, начинающийся с трансгрессии, осадконакопления и образования седиментационных вод, включающий также этап последующей регрессии, денудации и инфильтрации, и заканчивающийся новой трансгрессией и прекращением инфильтрации.

В основу изучения гидрогеологической истории Каракумского артезианского бассейна положены материалы по литолого-стратиграфической характеристике разрезов и тектоническому строению крупных структурных элементов, сведения о палеогеографических и палеотектонических условиях, существовавших в различные геологические этапы развития районов.

Согласно взглядам А. А. Карцева и С. Б. Вагина, гидрогеологическая история Каракумского артезианского бассейна разделяется на четыре гидрогеологических цикла: юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый (или современный), каждый из которых в свою очередь включает седиментационный и инфильтрационный этапы (Ходжакулиев, 1966).

Для выяснения условий формирования подземных вод была составлена серия палеогидрогеологических схем (рис. 30).

Правомерность составления таких схем базируется на следующем положении: формирование подземных вод (в том числе и горных растворов) тесно связано с палеогеографической обстановкой седиментации. В начальный период диагенеза иловые воды по минерализации и составу идентичны водам бассейна седиментации. Об этом свидетельствуют материалы по составу вод современных и четвертичных осадков Черного, Каспийского, Гренландского морей и Северного Ледовитого океана (Тагеева, Тихомирова, 1962). Дальнейшее течение гидрогеологических процессов приводит к изменениям минерализации и состава под-

земных вод, что уже обусловлено всем ходом гидрогеологической истории.

Гидрогеологическая история Каракумского бассейна и его сопредельных районов отличается сложностью, обусловленной частой сменой знака колебательных тектонических движений и палеогеографических условий, что и отразилось на формировании подземных вод.

Закончившееся в палеозое геосинклинальное развитие территории сменилось интенсивным складкообразованием и воздыманием, в результате чего был создан сложный горный рельеф складчатых сооружений.

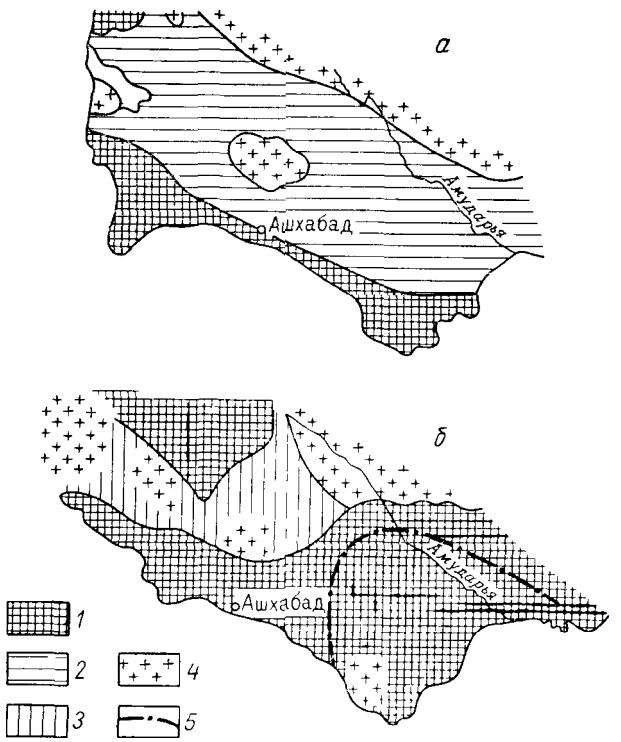


Рис. 30. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод Каракумского артезианского бассейна

а — к концу ранне-среднеюрского времени, *б* — к концу кимериджа-титонского времени, *1* — предполагаемая зона распространения подземных вод морского генезиса, начальная минерализация которых достигала 35 *г/л*, *2* — предполагаемая зона распространения подземных вод смешанного происхождения (морских и континентальных), солоноватых, максимальная минерализация которых могла достигать 35 *г/л*, *3* — предполагаемая зона распространения вод метеорного и поверхностного генезиса (формирование происходит при накоплении осадков в озерах, реках, болотах и за счет инфильтрации), воды пресные и солоноватые, *4* — области сноса, *5* — границы распространения гаурдакской соленосной толщи

В раннее мезозойское время (в триасовый период) горные сооружения, созданные в пределах описываемой территории, подвергались интенсивному разрушению. В пониженных участках рельефа происходило накопление мощных толщ песчано-глинистых образований молассового типа.

Континентальный этап развития в начале юрского времени сменился трансгрессией моря, распространение которого, особенно в раннеюрское время, было весьма ограниченным. Это нашло отражение в литолого-фациальном составе нижнеюрских отложений и в условиях накопления подземных вод (см рис. 30, *а*). Морские воды накапливались в районах Большого Балхана, Копет-Дага и на крайнем юге бассейна. На остальной части бассейна могли накапливаться воды смешанного континентально-морского генезиса. И лишь на территории Центрально-Каракумского свода в раннеюрское время существовали условия для инфильтрации пресных и солоноватых вод поверхностных водоемов.

В конце раннеюрского и начале среднеюрского времени отмечается расширение трансгрессии моря, проникшего на всю территорию Каракумского артезианского бассейна и приведшего к повсеместному накоплению морских вод с первоначальной минерализацией 35 *г/л*.

Отложения кимеридж-титонского времени отличаются пестротой фациального состава, свидетельствующего о сложных палеогеографичес-

ких условиях осадконакопления. К концу позднеюрской эпохи наблюдалось общее обмеление бассейна, а на юго-востоке (Мургабская впадина) — сильное его засолонение. На этой части описываемой территории существовала крупная лагуна (см. рис. 30, *б*), где происходило накопление сульфатов и хлоридов (гаурдакская свита). Формирование соленосных отложений сопровождалось накоплением маточных рассолов, минерализация которых достигает 400—540 *г/л*. Центральные районы, а также прилегающие районы Центрально-Устюртской зоны поднятий в течение кимеридж-титонского времени оставались приподнятыми и характеризовались благоприятными условиями для инфильтрации пресных и солоноватых вод метеорного и поверхностного генезиса. Во второй половине титонского времени бóльшая часть исследуемой территории была выведена из-под уровня моря, тем самым были созданы благоприятные условия для процессов инфильтрации.

Таким образом, седиментационный этап юрского гидрогеологического цикла, начавшийся в раннеюрскую эпоху, в первой половине титонского века закончился. Формирование подземных вод на протяжении этого седиментационного этапа проходило в сложных палеогеографических условиях, при чередовании морских, прибрежно-морских, лагунных и континентальных (субаквальных) обстановок. Необходимо отметить, что несмотря на сложность тектонических процессов в пределах описываемой территории, начиная с раннеюрского времени преобладали нисходящие движения, что обусловило накопление мощных толщ осадков и последовательное увеличение метаморфизации заключенных в них подземных вод.

В конце титонского времени наблюдается перерыв в осадконакоплении, соответствующий *инфильтрационному* этапу юрского гидрогеологического цикла, в течение которого происходило образование инфильтрационных вод. Накопление инфильтрационных вод приводило к вытеснению ими из коллекторов сингенетичных вод морского и континентального генезиса, а также к смешиванию последних с инфильтрационными. Поскольку инфильтрация происходила сравнительно непродолжительное время, масштабы этих процессов, по-видимому, были не столь существенными. Инфильтрационный этап завершился тектоническими движениями, приведшими к подъему всей описываемой территории и региональному размыву верхов верхнеюрских отложений. Так закончился юрский гидрогеологический цикл.

Близкими к описанным условиями характеризуются и последующие два гидрогеологических цикла в истории Каракумского артезианского бассейна.

Начало раннемеловой эпохи знаменовалось новой трансгрессией и началом *седиментационного* этапа мелового гидрогеологического цикла. Морской бассейн валанжинского времени захватил обширную территорию. В пределах Западного Узбекистана и Северо-Восточной Туркмении существовали мелководные морские условия. Типично морской режим характерен для Мургабской впадины. Некоторый подъем территории Каракумского артезианского бассейна и накопление континентальных отложений и лагунных осадков характерны для готеривского времени, в барреме имела место обширная трансгрессия моря. В барремском веке повсеместно накапливались преимущественно карбонатные осадки. В аптском веке происходило дальнейшее развитие трансгрессии, почти повсеместно накапливались морские осадки.

Альбский век знаменовался прогибанием и накоплением мощных толщ осадков в типично морских фациях. В сеномане в пределах изучаемой территории продолжался седиментационный этап развития. При этом морской бассейн занимал по сравнению с альбским более обшир-

ную территорию. В туронском веке после непродолжительного подъема позднесеноманского времени территория Каракумского артезианского бассейна вновь испытывала погружение, знаменовавшееся накоплением преимущественно карбонатно-глинистых и карбонатных осадков.

В сенонское время в тектоническом развитии региона была частая смена движений с отрицательным и положительным знаком, что привело к сложному строению разрезов и изменчивости состава пород по площади. Следует, однако, отметить, что состав пород сенонских отложений свидетельствует о морских условиях осадконакопления. В позднем сеноне, в маастрихтском веке, отмечалась широкая трансгрессия моря. Поздний маастрихт ознаменовался крупными восходящими движениями. В начале датского времени вся территория продолжала испытывать интенсивные восходящие колебательные движения. Опускания сменялись поднятиями, в результате чего маастрихтское море покинуло большую часть территории. Значительная часть восточной половины Каракумского бассейна была выведена из-под уровня моря. Закончился седиментационный этап мелового гидрогеологического цикла. Лишь в районе отрогов Гиссарского хребта и в Юго-Восточной Туркмении в датском веке существовали мелководные бассейны и лагуны. Море позднемелового времени отступало далеко на юг и продолжало существовать в районе Центрального и Западного Копет-Дага. На остальной части описываемой территории продолжался инфильтрационный этап мелового гидрогеологического цикла.

Таким образом, в течение гидрогеологического цикла мелового времени на всей территории Каракумского артезианского бассейна шло интенсивное накопление подземных вод морского генезиса с первоначальной минерализацией 35 *г/л*. Масштабы образования инфильтрационных пресных и солоноватых вод были весьма ограниченными, так как благоприятные условия для такой инфильтрации имели место лишь непродолжительное время, причем на весьма ограниченной площади (главным образом в пределах центральной части Центрально-Каракумского свода).

Начало палеогенового времени знаменовалось нисходящими движениями и трансгрессией моря. Накапливалась мощная толща осадков, повсеместно перекрывших мезозойские отложения. Начался седиментационный этап палеогенового гидрогеологического цикла. Причем для этого этапа развития в целом характерна направленность гидрохимических процессов в сторону увеличения минерализации и метаморфизации подземных вод, накопленных в течение прошлых гидрогеологических циклов.

В конце палеогена и начале неогена происходило интенсивное воздымание, сопровождающееся складкообразовательными и разрывными движениями. Значительная часть описываемой территории была выведена из-под уровня моря. Таким образом, начало миоценового времени знаменовалось началом инфильтрационного этапа палеогенового гидрогеологического цикла.

История геологического развития Каракумского артезианского бассейна в неогене сложна и еще слабо изучена. В крайних западных районах в течение всего неогена отлагались морские осадки. Море периодически проникало в более восточные районы. Так, по данным А. В. Данова, начиная с чокракского времени намечалось последовательное развитие трансгрессии миоценового морского бассейна, достигшего максимума в нижнесарматское время. Море образовывало два залива — Устюртский и Западно-Копетдагский, между ними существовала суша. В равнинной части Северных Каракумов в послесарматское время существовали преимущественно континентальные условия осадконакопле-

ния. Поэтому продолжительность седиментационного этапа палеогенового гидрогеологического цикла можно условно ограничивать сарматским веком. В более восточных районах инфильтрационный этап начался в начале миоцена.

В течение инфильтрационного этапа палеогенового гидрогеологического цикла в результате восходящих тектонических движений и денудации мезозойские отложения в ряде районов были выведены на дневную поверхность. Формирование подземных вод на этих участках проходило в сложных гидрогеологических условиях, характеризовавшихся сменой гидрогеологических обстановок во времени, особенно в ряде равнинных участков, где мезозойские отложения неоднократно выводились на дневную поверхность. К ним относятся в первую очередь Сернозаводской участок Зеагли-Дарвазинского района (Ходжакулиев, 1966).

В конце палеогена и в начале нижнемиоценового времени в результате подвижек фундамента в юго-восточной части Зеагли-Дарвазинского поднятия образовалась серия дизъюнктивных тектонических нарушений. Имеются данные, что на этом участке по разломам и трещинам происходила разгрузка подземных вод из меловых отложений (Иванчук, 1963). В то же время известно, что в пределах Сернозаводской зоны наблюдается относительное опреснение подземных вод меловых отложений. Последнее может быть связано с тем, что в ряде блоков Сернозаводской зоны в миоцене на дневную поверхность выходили проницаемые породы туронского возраста, которые могли служить зоной инфильтрации атмосферных осадков, озерных и речных вод. Следствием этих палеогидрогеологических условий, вероятно, и является относительное опреснение подземных вод за счет разбавления соленых вод мела древними инфильтрационными водами. Таким образом, можно предположить, что в течение миоцена гидрогеологическая обстановка в пределах Сернозаводской зоны изменялась. Аналогичные явления смены гидрогеологических обстановок во времени отмечаются и в ряде других районов (Питняк, Ербентский врез, Шарапли и др.).

В миоцене и особенно в плиоцене на большей части описываемой территории господствовали континентальные условия осадконакопления. Образование складчатых сооружений Туркмено-Хорасанской и Тяньшанской систем сопровождалось сложными тектоническими движениями. В результате образования этих горных сооружений и развития речной сети в пределы платформенной части сносилось огромное количество обломочного материала. Отдельные районы испытывали значительные по амплитуде погружения, на что указывает мощность неогеновых отложений, нередко превышающая 100 *м*.

Формирование неогеновых отложений происходило в различных палеогеографических условиях, в том числе и в субаквальной обстановке, поэтому по отношению к мезозойским отложениям период формирования осадочных отложений в плиоцене можно отнести к седиментационному этапу неогенового (или современного) гидрогеологического цикла. В ряде районов инфильтрационный этап продолжался, вероятно, и в плиоцене.

С появлением инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в водоносные комплексы мезозойских отложений (в конце плиоцена — начале четвертичного времени) в пределах Зеравшанского и Гиссарского хребтов инфильтрационные воды начали проникать в западные и северо-западные районы бассейна.

Резюмируя, можно отметить, что в истории гидрогеологического развития Каракумского артезианского бассейна наиболее благоприятные условия существовали для накопления подземных вод морского и сме-

шанного (морского и континентального) генезиса с первоначальной минерализацией 35 *г/л*. В последующие этапы минерализация этих вод значительно возрастала в результате различных процессов, приводящих к формированию химического состава подземных (выщелачивания, катионного обмена и т. п.) вод. Роль же пресных и солоноватых вод инфильтрации в формировании подземных вод не всегда столь важна, как морских.

Отмеченные особенности гидрогеологического развития Каракумского артезианского бассейна сыграли определенную роль в формировании современного облика подземных вод, описание которых приводится в последующих разделах.

Движение подземных вод

Изучение вопросов, связанных с динамикой подземных вод, представляет большой практический интерес при изучении гидрогеологических условий артезианских бассейнов. Гидродинамические условия отдельных частей Каракумского артезианского бассейна освещаются в многочисленных работах. В них описываются особенности динамики подземных вод лишь отдельных, главным образом восточных частей Каракумского артезианского бассейна. Некоторым вопросам региональной гидродинамики посвящены работы П. П. Иванчука и А. Ф. Колотушкиной (1962), Л. Г. Соколовского и И. Я. Давыдова (1963), Л. Г. Соколовского и Л. Л. Ланге (1964).

Впервые карты гидроизопьез для большей северной части Каракумского артезианского бассейна были построены А. А. Карцевым, В. А. Кудряковым и Я. А. Ходжакулиевым. В дальнейшем в результате уточнения расчетов и использования новых данных указанные карты были вновь составлены Я. А. Ходжакулиевым (1966).

Интерпретация указанных карт позволила проследить северо-западное и западное падение напоров начиная от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов вплоть до западного погружения Каракумского свода. При этом отмечались зоны пьезоминимумов, связанные с разгрузкой подземных вод в Каганском, Газлинском, Питнякском и Зеагли-Дарвазинском районах.

В результате широкого развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах бассейна накоплен новый фактический материал, позволяющий значительно дополнить существующие представления о динамике подземных вод.

Основным исходным материалом при суждении о динамике подземных вод, как известно, служат данные о замерах статических уровней в разведочных скважинах. При этом считается, что поток подземных вод направлен от участков повышенных уровней к участкам с относительно более низкими отметками статических уровней. Последнее положение справедливо лишь тогда, когда по площади не наблюдается изменения плотности подземных вод. В противном же случае, что наблюдается на изучаемой территории, суждения о динамике вод на основе данных о статических уровнях без учета изменения их плотности невозможны, так как изменение по площади плотности вод оказывает существенное влияние на их статические уровни. На участках, где плотность вод имеет относительно повышенное значение, статический уровень будет заниженным. Поэтому различные отметки статических уровней на разных участках не будут указывать на направление подземного потока.

Расчеты приведенных давлений с учетом плотности подземных вод по методу А. И. Силина-Бекчурина (1949) и построенные по этим мето-

дам карты гидроизопьез легли в основу наших представлений о динамике вод Каракумского артезианского бассейна (Я. А. Ходжакулиев).

Решающей причиной движения подземных вод является перепад давления. Последний возникает как при тектонических движениях (погружении), сопровождающихся вытеснением вод из глин в коллекторы, так и в результате повышения напора за счет инфильтрации в областях

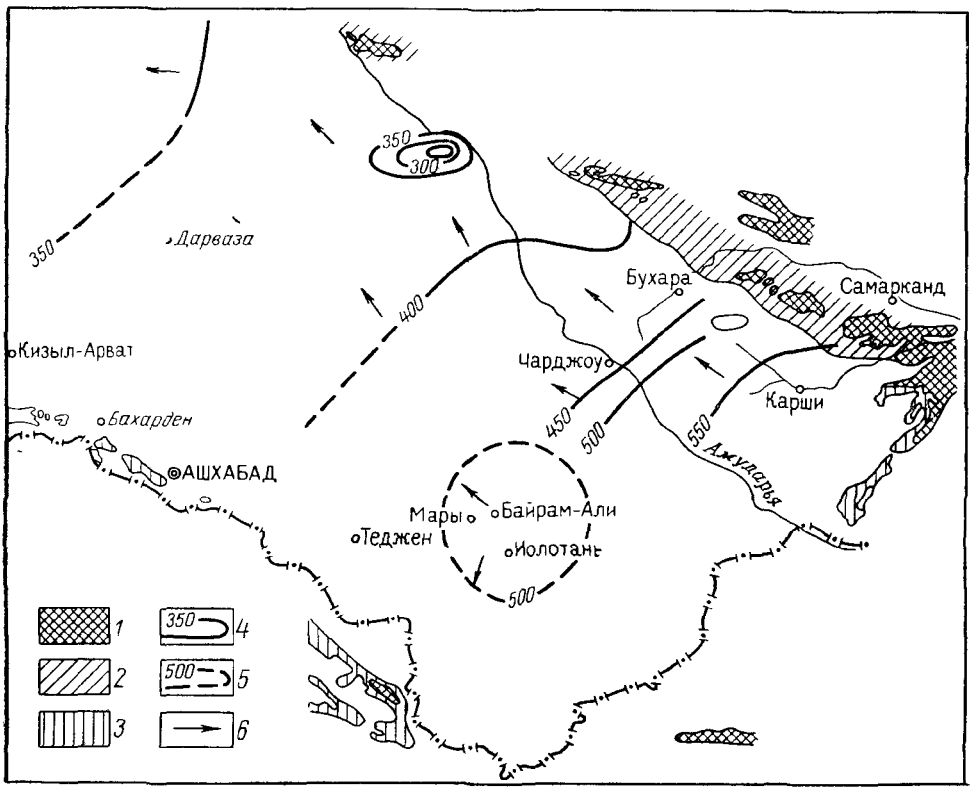


Рис. 31. Схематическая карта гидроизопьез водоносного комплекса юрских отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность доюрских отложений, *2* — отсутствие отложений юрского возраста под покровом более молодых пород, *3* — области развития юрских отложений на поверхности, *4* — приведенные гидроизопьезы, *5* — предполагаемые гидроизопьезы, *6* — направление потока вод

питания водоносных комплексов. Возникшее в том и другом случае повышенное давление передается на внутренние и погруженные части артезианского бассейна. Это перераспределение давления и обусловливает движение (фильтрацию) подземных вод по пласту, а также их разгрузку по тектоническим нарушениям и через водоупоры.

Перейдем к рассмотрению характера изменения приведенного давления (напора) по каждому водоносному комплексу в мезозойских отложениях.

Водоносный комплекс юрских отложений (рис. 31). Наиболее высокие значения приведенного давления характерны для площадей Каракатай (+595,8 *м*) и Азлыртепе (+560,7 *м*), расположенных поблизости от Гиссарской и Зеравшанской горных систем. В западном и северо-западном направлениях значения приведенного давления комплекса значительно снижаются и уже в районе Фараба и Галаасия они соответственно равны +415,2 и +442,2 *м*. Закономерное дальнейшее уменьшение

значения давления отмечается далее на запад и северо-запад: Гугуртли — (+418,6 *м*), Сарыкамыш (+397,6 *м*), Зеагли-Дарваза (+397,6 *м*).

Средние градиенты падения напоров на участках Каракгай — Мамаджургаты и Каракгай — Фараб составляют соответственно 1,01 и 0,9 *м/км*, повышенные значения которых обусловливают сгущение гидроизопьез в этом районе. Далее на северо-запад происходит заметное разряжение гидроизопьез, связанное с пониженными значениями средних градиентов падения напоров, составляющих всего 0,10—0,14 *м/км*.

Скорости движения подземных вод на участках с повышенными значениями средних градиентов падения напоров при значениях средней пористости 10% и проницаемости 10 *мдарси* (Корсаков, 1962) не превышают 10 *см/год* Ухудшение физических свойств водовмещающих пород и связанные с ними пониженные значения средних градиентов падения напоров обусловливают низкую скорость движения подземных вод в пределах Туркменской части бассейна (первые единицы сантиметров в год).

В целом по Каракумскому бассейну на фоне общего падения напоров подземных вод юрских отложений в западном и северо-западном направлениях от названных горных систем отмечаются зоны пьезометрических минимумов (резкое падение напоров) в районе Султансанджара, Ачака, Сарыташ — Караулбазара и Газли. Образование этих зон пьезоминимумов, по-видимому, связано со скрытой разгрузкой подземных вод юрских отложений в вышележащие водоносные толщи. Такая разгрузка подземных вод в районе Ачака возможна по предполагаемому здесь тектоническому разлому. В Каганском и Газлинском районах разгрузка вод может быть связана с зонами выклинивания отдельных частей разреза юрских отложений. Разгрузка вод в Султансанджарском районе, вероятно, обусловлена отсутствием в его разрезе достаточно надежного водоупора и наличием многочисленных тектонических нарушений.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений Сведений по замерам статических уровней вод нижнемеловых отложений больше, чем по комплексам юрских и верхнемеловых отложений. Поэтому в настоящее время этот комплекс в гидродинамическом отношении может быть освещен достаточно полно (рис. 32).

Приведенное давление в целом по рассматриваемому комплексу имеет меньшее значение по сравнению с описанным. Максимальные значения его отмечаются на юго-востоке территории и составляют на площади Керки-Даг +573,2 *м*, а на Карабаире +402,5 *м*. Почти такие же высокие значения приведенного давления характерны и для центральной части Мургабской впадины (Иолотань +398,4 *м;* Майская +360,7 *м*). От указанных площадей происходит понижение напора в западном и северо-западном направлениях и на площади Гугуртли приведенное давление падает до +259,4 *м*, на Курганчике — до +215,6 *м*, на Койкырлане — до +212,4 *м* и на Модаре — до +152,2 *м*. Гидроизопьезы имеют сравнительно сложную конфигурацию, что, по-видимому, вызвано литолого-фациальными особенностями водовмещающих пород.

Средний градиент падения напоров имеет наибольшее значение на участке Карабаир — Алат и составляет 0,7 *м/км*, далее на запад и северо-запад он уменьшается, что связано с ухудшением коллекторских свойств водовмещающих пород. Скорости движения подземных вод на западе Узбекистана при средних значениях проницаемости пород 0,5 *дарси* составляют 25—50 *см/год*, в туркменской же части бассейна эти значения падают до 10—15 *см/год*.

Следует отметить, что при региональном северо-западном и западном падении приведенного давления на карте гидроизопьез отмечаются зоны пьезометрических минимумов, приуроченных к Зеагли-Дарвазин-

скому (Сернозаводская зона разрывных нарушений), Питнякскому (Султансанджар) и другим районам. Образование указанных зон, по-видимому, связано с наличием очагов скрытой разгрузки подземных вод рассматриваемого комплекса.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений. Сведений по замерам статических уровней подземных вод этого комплекса значительно меньше, чем для вышеописанных. Однако и имеющийся на сегод-

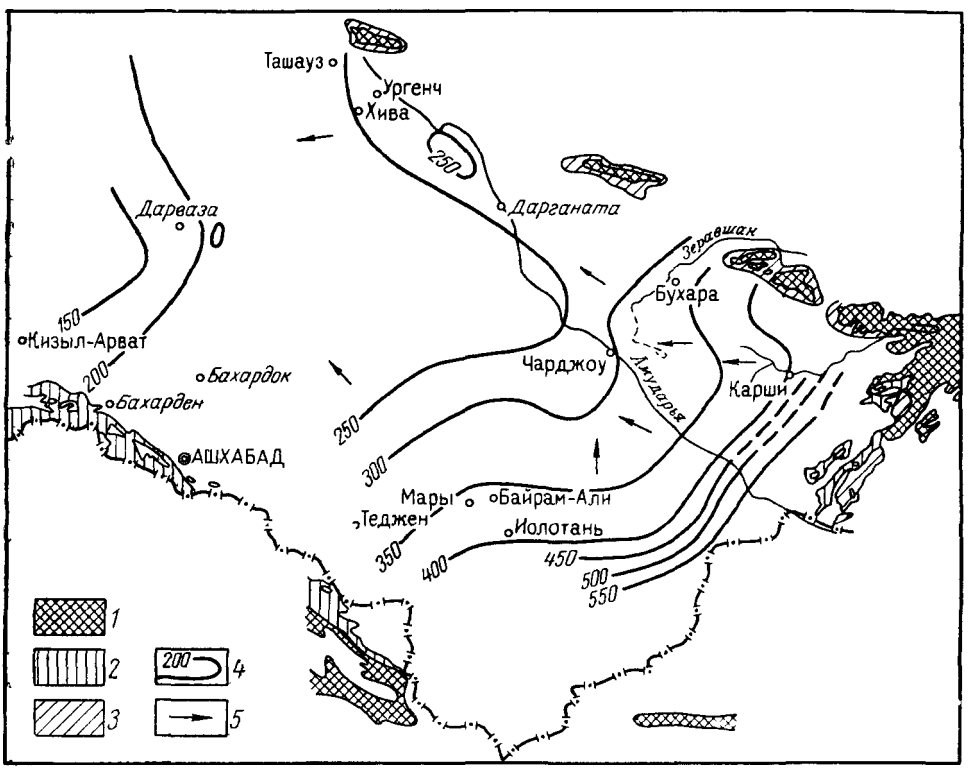


Рис. 32. Схематическая карта гидроизопьез водоносного комплекса нижнемеловых отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность донижнемеловых отложений; *2* — области выходов на поверхность нижнемеловых отложений; *3* — отсутствие нижнемеловых отложений под покровом более молодых пород; *4* — приведенные гидроизопьезы; *5* — направление потока вод

няшний день фактический материал позволяет нам проследить основное направление потока подземных вод на рассматриваемой территории (рис. 33).

Наибольшее значение приведенного давления отмечается на крайнем юго-востоке (+486,0 *м* — Азлярtепе и +477 *м* — Байбурак). Далее на запад и северо-запад происходит значительное понижение напоров вод и уже на Фарабе приведенное давление равно +254 *м*, на Гугуртли составляет + 197,7 м, в районе Дарвазы и Сарыкамыша еще меньше (соответственно + 127,5 и + 104,5 *м*).

Средние градиенты падения напоров на участке Азлярtепе — Фараб, Байбурак — Фараб равны соответственно 1,00 и 1,10 *м/км*, в то время как на участках Фараб — Гагаринская — 0,5 *м/км*, далее на север и того меньше.

Такими резкими понижениями напоров и обусловливаются сравнительно высокие скорости движения подземных вод, достигающие в

пределах Западного Узбекистана 1—2 *м/год*, в пределах туркменской части бассейна она не превышает 1 *м/год*

Очаги разгрузки подземных вод приурочены к Каганскому (Карауз) и Питнякскому (Султансанджар) районам, где имеются многочисленные источники, а также к бессточным впадинам Карашор, Сарыкамыш и др (Иванчук, 1961)

Резюмируя изложенное о динамике подземных вод Каракумского артезианского бассейна, следует отметить следующее Снижение приве-

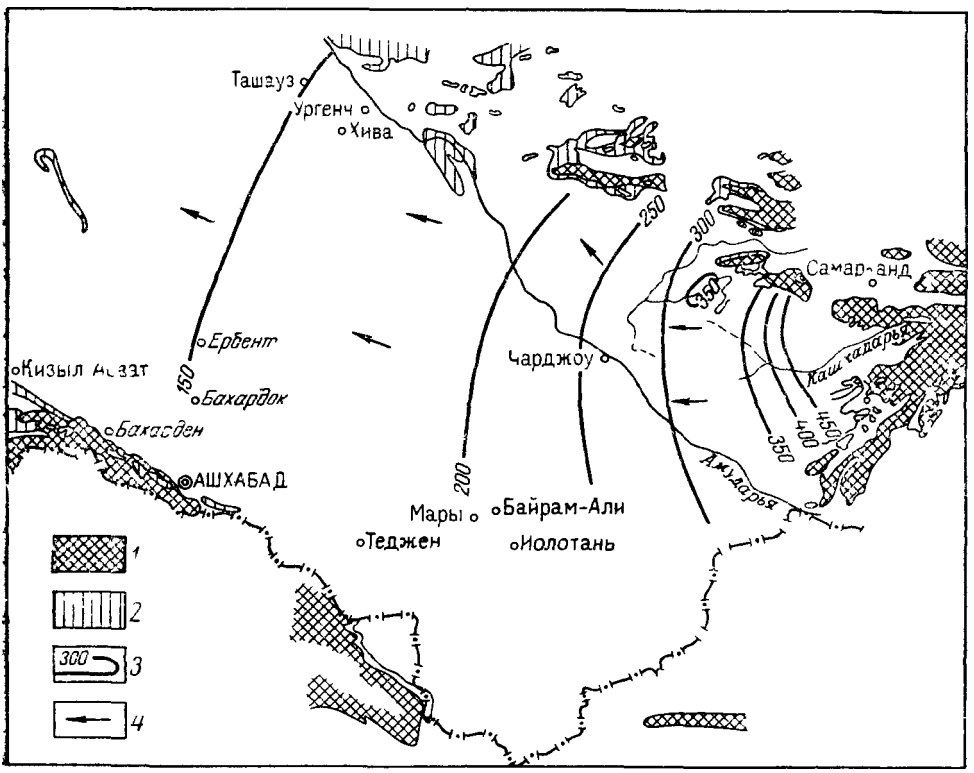


Рис 33 Схематическая карта гидроизопьез водоносного комплекса верхнемеловых отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность доверхнемеловых отложений *2* — области выходов на поверхность верхнемеловых отложений *3* — приведенные гидроизопьезы *4* — направление потока вод

денного давления во всех водоносных комплексах мезозойских отложений происходит в северо-западном и западном направлениях от Гиссарской и Зеравшано-Туркестанской горных систем, где имеются выходы коренных пород и благоприятные для инфильтрации климатические условия, а также богато развитая гидрографическая сеть Это однозначно указывает на то, что основные зоны создания напора для вод всех водоносных комплексов бассейна связаны с указанными горными сооружениями

В создании напора наряду с инфильтрацией вод из внешних геосфер немаловажную роль, очевидно, играют и энергетические ресурсы (давления), создаваемые за счет выжимания вод по мере уплотнения пород под действием все возрастающей геостатической нагрузки Сказанное хорошо иллюстрируется на примере центральной части Мургабской впадины, где в водоносном комплексе нижнемеловых отложений (см рис 33) отмечены почти такие же значения приведенного давле-

ния, какие характерны для районов, расположенных недалеко от горных областей, рассматриваемых как основные зоны создания напора.

Таким образом, выявлена принципиальная возможность совмещения в пределах одного бассейна элементов водонапорных систем двух разных типов: элизионных (энергетическое давление) и инфильтрационных (артезианских). Этот вывод имеет важное теоретическое и практическое значение, так как ранее имелись только предположения по этому поводу (Ходжакулиев, 1966). Элементы современной элизионной водонапорной системы по мере получения новых данных по статическим уровням подземных вод могут намечаться и на других территориях Каракумского артезианского бассейна и по другим его комплексам. К таким территориям можно отнести в первую очередь огромные пространства, занимаемые Ташаузским (Дарьялык-Дауданским) и Предкопетдагским прогибами, где мощность осадочного чехла достигает нескольких тысяч метров.

Вероятно, элементы элизионной водонапорной системы характерны для водоносного комплекса юрских отложений в Мургабской впадине. Поэтому центральная часть ее на карте оконтурена нами предполагаемой гидроизопьезой (см. рис. 33). Однако этот вывод нуждается в подтверждении фактическими данными о статических уровнях вод, хотя данные гидрохимии и геотермии, приводимые в последующих главах, не противоречат ему. В то же время, судя по глубинам залегания юрских отложений и мощности покрывающих их пород, очевидно, что масштабы выжимания вод в них не столь значительны, но и не второстепенны в создании напора вод в комплексе в целом.

Отдельные исследователи, исходя из соображений общегидрогеологического характера, в качестве одной из областей создания напора (питания) Каракумского артезианского бассейна рассматривали и горные сооружения Копет-Дага, где имеются выходы в основном меловых пород.

Так, О. Я. Калугина предполагает, что воды, разгружающиеся в «термальной зоне» Копет-Дага, полностью поступают в Каракумский бассейн, и «термальная зона» является областью перелива вод из одного бассейна в другой.

Следует отметить, что имеющиеся тектонические разрывы в предгорьях Копет-Дага экранируют водоносные меловые отложения, приводя их в контакт с палеогеновыми водоупорными породами. Кроме того здесь испарение в несколько раз преобладает над количеством выпадающих атмосферных осадков. Атмосферные осадки в названной горной области выпадают в основном в зимне-весенний и осенний периоды, когда испарение не столь велико. Если даже допустить тут инфильтрацию в каких-то масштабах, то и тогда воды этой инфильтрации, вероятно, частично разгружаются в виде источников «термальной линии», а частично обогащают запасы грунтовых вод четвертичных отложений. В питании грунтовых вод существенная роль, возможно, принадлежит и элизионным водам, идущим из Предкопетдагского прогиба. Все это позволяет исключить Копетдагское горное сооружение из рассмотрения его как области создания напора Каракумского бассейна (Соколовский и Давыдов, 1963, Милькис, 1964).

В работах М. Р. Милькиса (1964, 1967а) также высказываются соображения об отсутствии подземного стока в Каракумский артезианский бассейн.

Относительно возможных зон создания напоров в западных и северо-восточных обрамлениях бассейна (Туаркыр, Большой и Малый Балханы, Кульджуктау, Салартау) следует сказать, что они не подтверждены фактическими данными. Указанные низкогорные сооружения

не могут рассматриваться в качестве зон создания напоров хотя бы из-за неблагоприятных климатических условий (испарение почти в 20 раз преобладает над количеством выпадающих осадков). Как отмечалось ранее (Ходжакулиев, 1966), возможности влияния этих зон могут допускаться лишь в прошлые геологические эпохи, когда, вероятно, были соответствующие благоприятные условия.

Зоны и очаги разгрузки подземных вод мезозойских отложений известны в ряде районов изучаемой территории. Открытые очаги разгрузки отмечаются в Каганском (Караиз) и Питнякском (Султан-санджар) районах, а также в пределах бессточных впадин Карашора и Сарыкамыша. Скрытые очаги разгрузки, судя по картам гидроизопьез, имеют место в районах Газли, Ачака и других.

Выводы, касающиеся особенностей движения подземных вод мезозойских отложений Каракумского артезианского бассейна, подтверждаются полученными результатами гидрохимических и температурных исследований.

Гидрохимическая зональность

При описании гидрохимической зональности были использованы результаты анализов подземных вод, полученные в Институте геологии Управления геологии Совета Министров ТССР, Туркменском филиале ВНИИ, трестах Узбекнефтегазразведка и Туркменнефтегазразведка.

В Каракумском артезианском бассейне наблюдается вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность. В зависимости от литолого-фациальных особенностей горных пород и характера динамики подземных вод зональность в различных районах прослеживается по-разному. В целом в разрезе мезозойских отложений наблюдается увеличение минерализации вод с глубиной, однако не везде одинаково. В восточной части бассейна увеличение минерализации с глубиной происходит скачкообразно, причем границами измерений служат водоупорные толщи. В западной же части рост минерализации вод происходит постепенно.

При составлении гидрохимических карт выбирались площади, соответствующие разведочным на нефть и газ структурам. На карту наносились преимущественно анализы с максимальным значением минерализации, так как в этом случае имеется бóльшая уверенность в качестве отобранной пробы. Выделены зоны крепких рассолов (от 150 до 270 *г/л*) и весьма крепких рассолов (более 270 *г/л*).

Воды юрских отложений. Почти по всей площади Каракумского артезианского бассейна эти воды характеризуются значительной величиной минерализации и однообразным хлоридным натриевым и хлоридным натриево-кальциевым составом.

На общем фоне широкого распространения вод терригенных песчано-глинистых и карбонатных отложений средней и верхней юры с минерализацией до 200 *г/л* отмечаются воды, приуроченные к отложениям гаурдакской свиты, представляющие собой весьма крепкие рассолы с минерализацией 540 *г/л*. По величине минерализации воды юрских отложений разделяются на пять зон (рис. 34).

1. Зона распространения солоноватых подземных вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л* располагается весьма узкой полосой в предгорьях Центрального Копет-Дага (Фирюза, Арчман и др.). Воды хлоридно-сульфатные натриевые. Отмечено незначительное содержание в них йода и брома.

2. Зона распространения соленых подземных вод с минерализацией от 10 до 50 *г/л* расположена в юго-восточной части Бухарской сту-

пени, примыкая к горным сооружениям Зеравшанско-Туркестанского и Гиссарского хребтов. Ионы представлены в основном хлоридами натрия. По сравнению с другими районами отмечается повышенное содержание сульфатов (более 5 *экв* %).

Близко расположенные области питания, по-видимому, отражаются на относительно невысокой метаморфизации вод. Натрий-хлор-

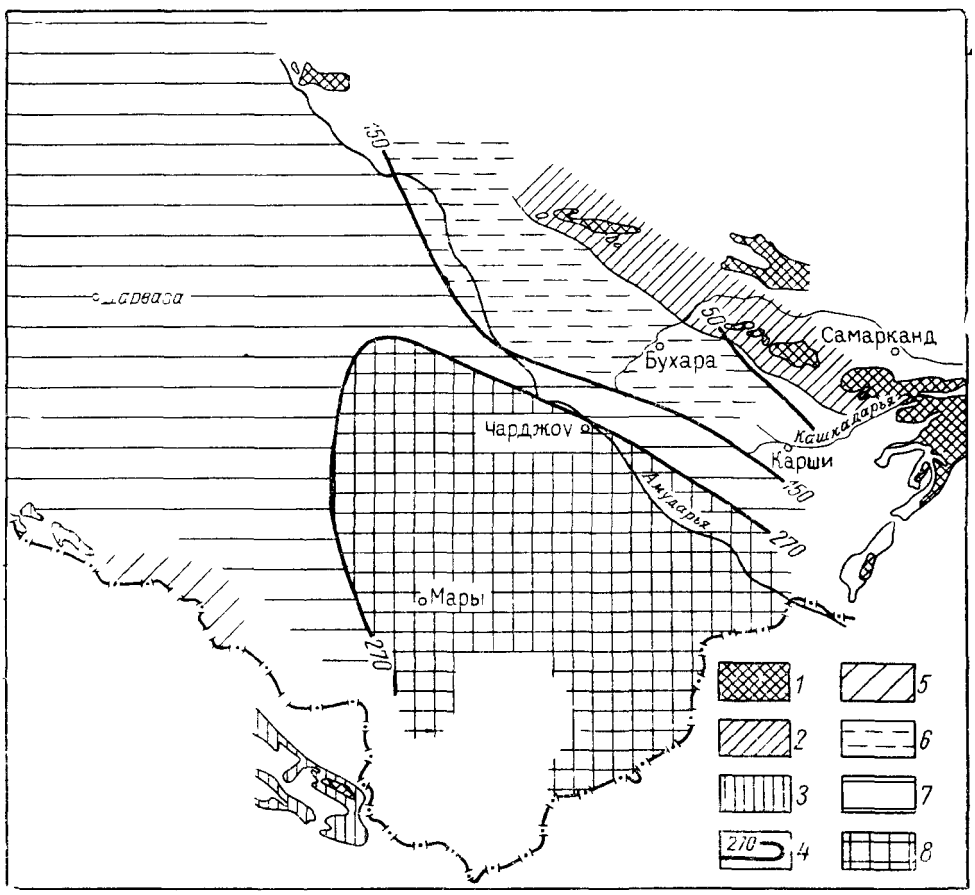


Рис 34. Схематическая гидрохимическая карта водоносного комплекса юрских отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность доюрских отложений, *2* — отсутствие отложений юрского возраста под покровом более молодых пород, *3* — области развития юрских отложений на дневной поверхности *4* — изоминеры в *г/л*, зоны распространения *5* — солоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л*, *6* — соленых вод и слабых рассолов с минерализацией от 10 до 150 *г/л*, *7* — крепких рассолов с минерализацией от 150 до 270 *г/л*, *8* — весьма крепких рассолов с минерализацией более 270 *г/л*

ный коэффициент достигает 0,9, а хлор-бромный коэффициент часто превышает 300. Тип вод хлоридный-натриевый.

В северо-западном и западном направлениях от описываемой зоны наблюдается постепенный рост минерализации и метаморфизации вод, уменьшение содержания в них сульфатов и гидрокарбонатов.

3. Зона распространения слабых рассолов с минерализацией от 50 до 150 *г/л* протягивается широкой полосой вдоль описанной зоны, захватывает основную часть Бухарской ступени и простирается далее на северо-запад, включая Дарганатинское и Питнякское поднятия.

В ионно-солевом составе вод преобладают хлориды натрия (70—90 *экв* %). Содержание ионов кальция 20—30 *экв* %, а на долю сульфат- и гидрокарбонат-иона приходится от 0,02 до 1 *экв* %.

Рассолы, характеризующие данную зону, достаточно метаморфизованы: натрий-хлорный коэффициент равен 0,59—0,8, а хлор-бромный — в основном менее 300. Тип вод хлоридный натриевый.

4. Зона распространения крепких рассолов с минерализацией от 150 до 270 *г/л* окаймляет полосой с запада зону распространения слабых рассолов и протягивается далее к северо-западу, охватывая широкую площадь центральной и северной частей Каракумского артезианского бассейна. Крепкие рассолы этой зоны отмечаются также в пределах Кушкинской группы поднятий.

В ионно-солевом составе вод по-прежнему преобладают хлориды натрия (80—90 *экв* %). Несколько увеличивается содержание кальция (до 25—35 *экв* %). Содержание гидрокарбонатов и сульфатов менее 1 *экв* %. Тип хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый.

Рассолы значительно метаморфизованы: натрий-хлорный коэффициент всюду менее 0,84, хлор-бромный в основном также менее 300.

5. Зона распространения весьма крепких рассолов с минерализацией более 270 *г/л* занимает обширную территорию Мургабской впадины, где она приурочена к хемогенным образованиям гаурдакской толщи.

Химический состав вод претерпевает некоторые изменения. Процент содержания иона натрия уменьшается до 40—35 *экв* %. Преобладающими становятся хлориды кальция (80—90 *экв* %). Сульфаты и гидрокарбонаты отсутствуют. Тип вод хлоридный кальциево-натриевый. Рассолы высокоминерализованы. Максимальные значения минерализации отмечаются в районе Керки-Дага (500 *г/л* и более). Натрий-хлорный коэффициент этих рассолов составляет 0,4—0,01, а хлор-бромный — не превышает 300.

В целом для юрского водоносного комплекса характерны высокая минерализация и метаморфизация вод, обусловленные условиями затрудненного водообмена. Рост минерализации и метаморфизации вод происходит в западном и северо-западном направлениях от отрогов Зеравшанско-Туркестанского и Гиссарского хребтов, где в узкой полосе сказывается слабое влияние инфильтрационных вод.

Воды нижнемеловых отложений. Эти воды характеризуются некоторым разнообразием ионно-солевого состава и сменой типов вод от хлоридно-сульфатных натриевых в зонах, примыкающих на юго-востоке к горным сооружениям, до хлоридных натриево-кальциевых по направлению к центральным частям бассейна.

Величины минерализации вод нижнемеловых отложений ниже, чем юрских. Максимум минерализации приурочен к юго-восточной части бассейна (268 *г/л*, Керки-Даг).

По величине минерализации вод в толще нижнемеловых отложений выделяются четыре зоны (рис. 35), которые отмечались и в юрском комплексе. Однако границы их распространения не совпадают. Зона весьма крепких рассолов с минерализацией свыше 270 *г/л* здесь вообще отсутствует.

1. Зона распространения солоноватых подземных вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л* в пределах распространения нижнемеловых отложений значительно расширяется и захватывает территорию Мубарекского и часть Каганского районов Бухарской ступени, а также отмечена в предгорьях Центрального Копет-Дага. В составе вод преобла-

дающими компонентами являются ионы хлора и натрия. Отмечается повышенное содержание сульфат-иона (до 30 *экв* %).

Для этой зоны характерно значительное влияние вод инфильтрации со стороны примыкающих горных сооружений. Такое влияние прослеживается прежде всего в изменении типа вод от хлоридно-сульфатных натриевых до хлоридных натриевых в северо-западном на-

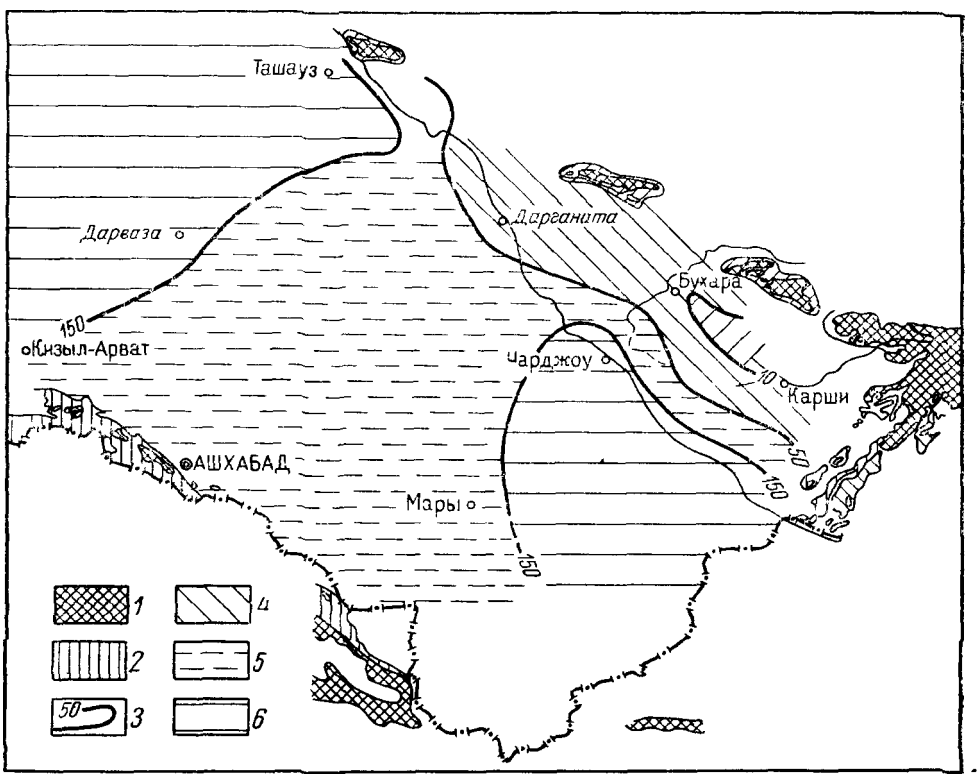


Рис. 35. Схематическая гидрохимическая карта водоносного комплекса нижнемеловых отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность донижнемеловых отложений, *2* — области выходов на поверхность нижнемеловых отложений, *3* — изоминеры в *г/л*, зоны распространения *4* — солоноватых и соленых вод с минерализацией от 3 до 50 *г/л*, *5* — слабых рассолов с минерализацией от 50 до 150 *г/л*, *6* — крепких рассолов с минерализацией от 150 до 270 *г/л*

правлении от отрогов Зеравшанско-Туркестанского и Гиссарского хребтов.

Натрий-хлорный коэффициент достигает 3, повсюду он больше 1; хлор-бромный — более 300.

2. Зона распространения соленых подземных вод с минерализацией от 10 до 50 *г/л* расположена к западу от описанной и захватывает северо-восточную часть Каганского поднятия (Шурчи, Акджар, Майдкара), Газлинское и Дарганатинское поднятия, включая часть Питняк-ского поднятия. Воды хлоридного натриево-кальциевого типа. Наблюдаемое закономерное увеличение минерализации вод от 11 *г/л* (Сеталантепе) до 42 *г/л* (Султансанджар) отклоняется в зонах тектонических нарушений (Караиз, Шурчи, Майдкара), где минерализация до 30 *г/л*, возможно, обусловлена перетоком вод по разломам из юрских отложений.

Эти участки характеризуются и повышенной метаморфизацией вод. Натрий-хлорный коэффициент 0,81—0,75, хлор-бромный — менее 300.

Далее к северо-востоку, в районе Газли средняя минерализация вод составляет 15—35 *г/л*, а в районе Султансанджара увеличивается до 42 *г/л*. Резко уменьшается сульфатность вод.

3. Зона распространения слабых рассолов с минерализацией 50—150 *г/л* с запада окаймляет описанную зону и охватывает обширную территорию Центральных Каракумов, северо-западную часть и южную оконечность (Кушкинская группа поднятий) Мургабской впадины. Рассолы характеризуются однообразным хлоридным натриево-кальциевым составом и значительной степенью метаморфизации. Увеличение минерализации и метаморфизации отмечается при приближении к центральной части Каракумского артезианского бассейна.

В ионно-солевом составе преобладающими компонентами являются ионы хлора и натрия (80—90 *экв* %). Сульфатность вод незначительная, в ряде случаев сульфаты отсутствуют.

Для вод выделенной зоны характерны стабильные значения натрий-хлорного коэффициента 0,6—0,73, а также хлор-бромного — менее 300.

4. Зона распространения крепких рассолов с минерализацией 150—270 *г/л* распространена в юго-восточной и северо-западной частях Каракумского артезианского бассейна. Наиболее высокая минерализация отмечена в районе Керки-Дага (268 *г/л*). Рассолы хлоридного натриево-кальциевого типа. Содержание ионов хлора и натрия достигает 80—90 *экв* %, сульфаты почти отсутствуют

Рассолы высокометаморфизованы, натрий-хлорный коэффициент 0,60—0,73, хлор-бромный — менее 300.

Воды верхнемеловых отложений. В верхнемеловых отложениях значительно увеличивается площадь распространения подземных вод слабой минерализации и сокращается площадь распространения рассолов. Здесь отмечается наличие зоны пресных и солоноватых вод с минерализацией до 3 *г/л*. Зона крепких рассолов с минерализацией 150—270 *г/л* занимает небольшой участок в районе Керки-Дага (194 *г/л*). Рассолы с минерализацией выше 270 *г/л* полностью выпадают из разреза.

В водоносном комплексе верхнемеловых отложений выделяется пять гидрохимических зон (рис 36).

1. Зона распространения пресных вод с минерализацией до 3 *г/л* примыкает к горным сооружениям Зеравшанского хребта, охватывая территорию Мубарекского и Каганского районов. Состав вод этой зоны обусловлен влиянием близко расположенных областей инфильтрации. Тип вод хлоридно-сульфатный натриевый и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В ионно-солевом составе преобладают сульфаты натрия (70—80 *экв* %). Натрий-хлорный коэффициент более единицы, а хлор-бромный превышает 300.

2. Зона распространения солоноватых вод с минерализацией 3—10 *г/л* расположена к западу от зоны пресных вод и охватывает территорию Газлинского поднятия. Тип вод хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый В ионно-солевом составе преобладают хлориды и сульфаты натрия. В северо-западном направлении отмечается некоторое снижение сульфатности вод и увеличение минерализации.

В целом же воды выделенной зоны характеризуются влиянием, как и в предыдущей зоне, близко расположенных областей питания, о чем свидетельствует невысокая их метаморфизация. Натрий-хлорный коэффициент более единицы, а хлор-бромный более 300.

3. Зона распространения соленых вод с минерализацией от 10 до 50 *г/л* занимает обширную площадь Центральных и Северных Каракумов и примыкает к описанной зоне. В этой зоне влияние инфильтрационных вод имеет место лишь в районе Дарганата. Здесь в верхних частях разреза отмечаются воды с минерализацией 12 *г/л*, для которых характерно большее содержание сульфатов по сравнению с фоновым. Также завышены значения коэффициентов метаморфизации: нат-

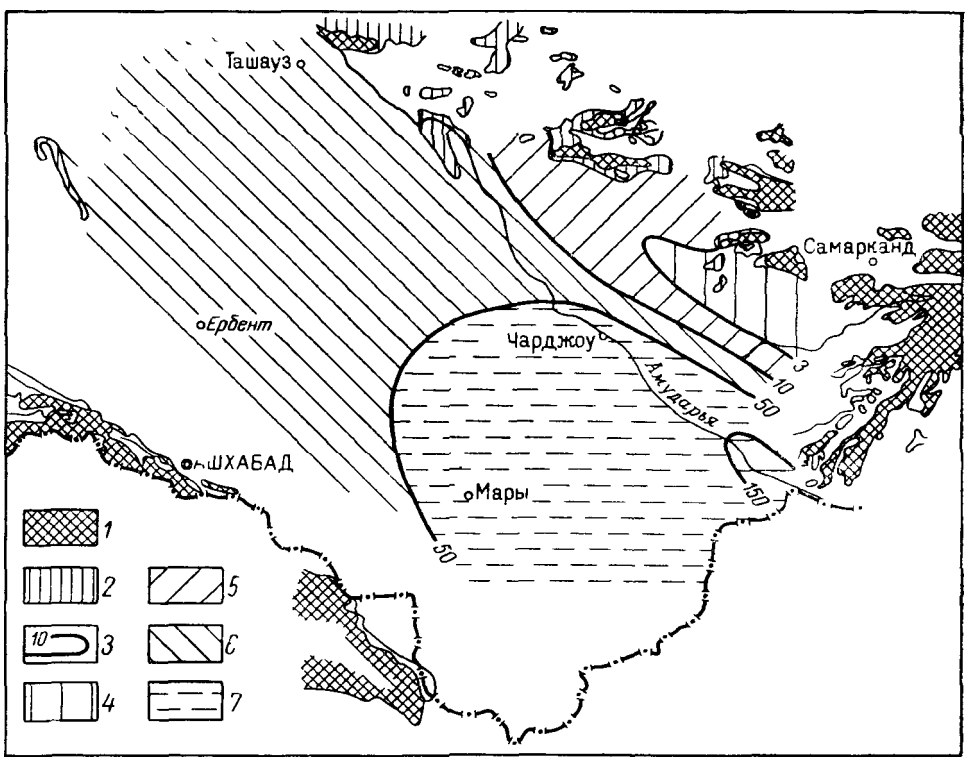


Рис. 36. Схематическая гидрохимическая карта водоносного комплекса верхнемеловых отложений Каракумского артезианского бассейна

1 — области выходов на поверхность доверхнемеловых отложений, *2* — области выходов на поверхность верхнемеловых отложений, *3* — изоминеры в *г/л*, зоны распространения *4* — пресных вод с минерализацией до 3 *г/л*; *5* — солоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л*. *6* — соленых вод с минерализацией от 10 до 50 *г/л*, *7* — слабых рассолов с минерализацией от 50 до 150 *г/л*

рий-хлорный коэффициент равен 1,3—1,5, а хлор-бромный выше 300. На всей остальной площади воды описываемой зоны хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией 30—40 *г/л*. В ионно-солевом составе преобладают хлориды натрия. Содержание сульфатов менее 1 *экв* %, за исключением тех участков, где в преднеогеновое время могли существовать очаги инфильтрации (Зеагли-Дарваза до 3 *экв* %, Ходжакулиев, 1966). Натрий-хлорный коэффициент равен 0,73—0,75, хлор-бромный менее 300.

4. Зона распространения слабых рассолов с минерализацией 50—150 *г/л* охватывает Мургабскую впадину и примыкающие к ней Чарджоуский и Наразымский районы. Рассолы хлоридного натриево-кальциевого типа. Преобладающими компонентами являются ионы хлора и натрия. Сульфаты почти отсутствуют, за исключением некоторых площадей в пределах Чарджоуской ступени, где содержание их несколько завышенное (до 5 *экв* %). Вероятно, здесь еще сказывается

влияние инфильтрационных вод. Об этом свидетельствуют и завышенные значения натрий-хлорных (1,3—1,5) и хлор-бромных (более 300) коэффициентов. На юг в сторону погружения складчатого фундамента сульфатность вод уменьшается (менее 1 *экв* %), увеличивается минерализация. Рассолы приобретают более метаморфизованный облик: натрий-хлорный коэффициент равен 0,7—0,78, хлор-бромный менее 300.

5. Зона распространения крепких рассолов с минерализацией 150—270 *г/л* имеет очень ограниченное распространение на юго-востоке Каракумского артезианского бассейна, причем лишь в районе Керки-Дага. Рассолы этой зоны относятся к хлоридному натриево-кальциевому типу. Максимальная величина минерализации не превышает 194 *г/л*. В ионно-солевом составе рассолов преобладают хлориды натрия (до 90 *экв* %), содержание сульфатов не превышает 1 *экв* %. Рассолы высокометаморфизованы: натрий-хлорный коэффициент равен 0,59—0,82.

Гидрохимическая характеристика подземных вод верхнемеловых отложений свидетельствует об увеличении фронта влияния инфильтрационных вод. Хлоридные сульфатно-натриевые воды слабой минерализации продвинулись вплоть до северной части Чарджоуской ступени. Увеличение минерализации и метаморфизации вод, уменьшение сульфатности происходит в юго-западном, западном и северо-западном направлениях.

Рассмотрев гидрохимическую зональность вод Каракумского артезианского бассейна, можно отметить следующие основные закономерности.

Воды юрских отложений представлены высокоминерализованными и метаморфизованными хлоридными натриевыми, хлоридными натриево-кальциевыми и кальциево-натриевыми седиментационными рассолами либо древнеинфильтрационными сильно метаморфизованными. Лишь в предгорьях Центрального Копет-Дага за «термальной линией» узкой полосой отмечается развитие солоноватых вод инфильтрационного генезиса, имеющих невысокую минерализацию (до 10 *г/л*) и повышенные значения натрий-хлорных и хлор-бромных коэффициентов (соответственно выше 0,87 и 300). Соленые воды с минерализацией 10—20 *г/л* в юрских отложениях отмечены на крайнем юго-востоке Мубарекского поднятия. Они формировались за счет разбавления седиментационных вод инфильтрационными водами, идущими со стороны Зеравшанско-Туркестанского и Гиссарского хребтов.

Для нижнемеловых отложений характерно увеличение фронта влияния современных инфильтрационных вод. Зона распространения солоноватых подземных вод с минерализацией 3—10 *г/л* значительно расширяется и охватывает обширную территорию Мубарекского и часть Каганского районов. Об инфильтрационном генезисе этих вод свидетельствуют повышенные значения натрий-хлорных (более 0,87) и хлор-бромных (более 300) коэффициентов и сульфатности вод. Соленые воды с минерализацией 10—50 *г/л* в нижнемеловых отложениях, по-видимому, являются седиментационными, либо древнеинфильтрационными метаморфизованными, отчасти разбавленными водами современной инфильтрации. Подтверждением этому могут служить значения натрий-хлорных и хлор-бромных коэффициентов (соответственно 0,87 и 300) и относительно завышенное содержание в водах сульфат-иона. В пределах этой зоны хорошо прослеживается фронт влияния современных инфильтрационных вод, постепенно снижающегося в северо-западном направлении, и уже в районе Султансанджара воды становятся значительно минерализованными. В ионно-солевом составе исчезает сульфат-ион, резко увеличиваются значения коэффициентов метаморфиза-

ции. На всей остальной площади Каракумского артезианского бассейна в нижнемеловых отложениях распространены высокоминерализованные и метаморфизованные хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые рассолы либо седиментационного, либо древнеинфильтрационного генезиса.

В верхнемеловых отложениях значительно увеличивается площадь распространения современных инфильтрационных вод, которые занимают территории вплоть до северной части Чарджоуской ступени. Значительно расширяется в верхнемеловых отложениях зона распространения соленых вод с минерализацией до 50 *г/л*. Высокометаморфизованные рассолы имеют ограниченное распространение, занимая в основном Мургабскую впадину, где седиментационный характер их является следствием замедленного водообмена.

Следует остановиться на некоторых особенностях гидрохимического разреза в пределах распространения соленосной толщи гаурдакской свиты, влияние которой наиболее хорошо проявляется в водах юрских отложений. Здесь наряду с высокоминерализованными и метаморфизованными рассолами, обусловленными процессами седиментации и дальнейшей метаморфизации вод (маточные рассолы), встречаются рассолы выщелачивания, имеющие повышенные значения натрий-хлорных (около 0,98) коэффициентов. В сторону погружения складчатого фундамента высокие минерализации рассолов отмечаются и выше по разрезу в верхнемеловых отложениях. Интересно, что по всей остальной площади Каракумского артезианского бассейна таких значительных величин минерализации вод (до 190 *г/л* — Керки-Даг) в отложениях верхнего мела не отмечено. По-видимому, здесь воды из юрских карбонатных и соленосных отложений проникают по имеющимся тектоническим нарушениям.

В целом же вне зависимости от характера отложений по юрским и меловым отложениям Каракумского артезианского бассейна отмечается смена по площади типов вод от хлоридных сульфатно-гидрокарбонатных натриевых и хлоридно-сульфатных натриевых с невысокой минерализацией, имеющих инфильтрационное происхождение, к хлоридным натриевым, хлоридным натриево-кальциевым и кальциево-натриевым высокоминерализованным и метаморфизованным седиментационным рассолам. Такая смена вод отмечается в северо-западном и западном направлениях от горных сооружений Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов. Увеличение минерализации и метаморфизации вод отмечается также вниз по разрезу от верхнемеловых к юрским отложениям для каждой выделенной зоны (рис. 37). Характерно, что область влияния инфильтрационных вод охватывает наибольшую площадь в верхнемеловых отложениях. Для юрских отложений это влияние незначительно, что характеризует замедленный водообмен на всей площади распространения юрских отложений.

Отмеченные закономерности еще раз подтверждают приведенные ранее выводы относительно расположения основных зон создания напора Каракумского артезианского бассейна в пределах названных горных сооружений и зон максимальных прогибаний.

Температурные условия

В основу суждений о температурных условиях рассматриваемого региона положены результаты геотермальных исследований в 70 разведочных и структурных скважинах, а также многочисленные данные о точечных замерах температур, полученных в процессе исследования водоносных и продуктивных пластов.

Для Каракумского артезианского бассейна рассматривается изменение температур по гипсометрическим горизонтам от 500 до 3000 *м*, по кровлям основных водоносных комплексов, по кровле складчатого

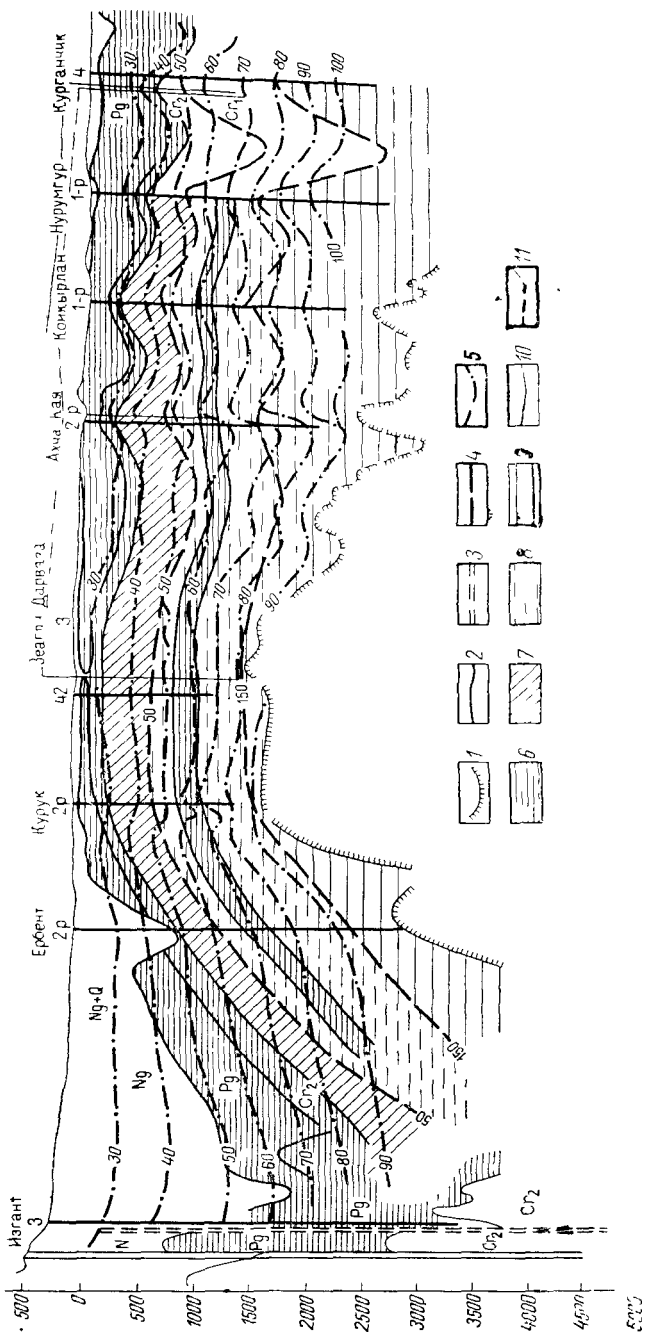


Рис. 37. Гидрогеологический разрез по линии Тахтакаирский вал — Копет-Даг

1 — поверхность фундамента; *2* — стратиграфические границы; *3* — тектонические нарушения; *4* — изотермы, *5* — изотермы, *6* — водоупорная толща, зоны распространения *7* — подземных вод с минерализацией от 10 до 50 *мг/л*, *8* — слабых рассолов с минерализацией подземных вод от 50 до 150 *г/л*; *9* — крепких рассолов с минерализацией подземных вод от 150 до 270 *г/л*; *10* — линия падения приведенных напоров водоносного комплекса юрских отложений, *11* — линия падения приведенных напоров нижнемелового водоносного комплекса

фундамента, а также характер изменения геотермического градиента в пределах разных водоносных комплексов и осадочной толщи в целом.

На глубине 500 *м* температура изменяется в диапазоне 26—46° С. Наиболее высокие температуры, превышающие 40° С, наблюдаются в пределах Центрально-Каракумского свода, северного борта Дарьялык-Дауданского прогиба, Кабаклинского и Чарджоуского выступов и Кушкинской группы поднятий. На погруженных участках платформы, примыкающих к областям прогибания, температура снижается до 35° С. На Модарской и Казынской площадях температура уменьшается до 39,5—38° С, а на Байрамалийской группе поднятий — до 37—

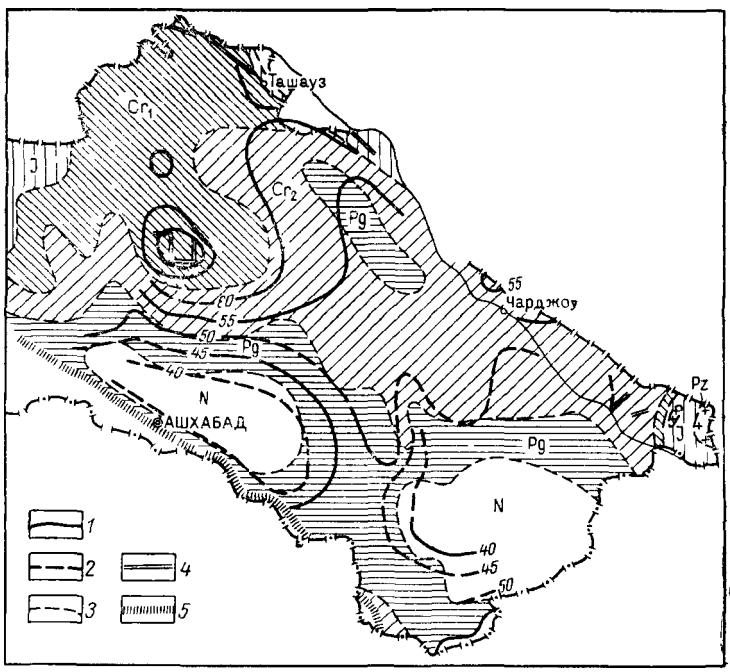


Рис. 38. Схематическая карта геоизотерм Каракумского артезианского бассейна на глубине *1000 м*

1 — геоизотермы достоверные; *2* — геоизотермы предполагаемые; *3* — стратиграфические границы на уровне среза; *4* — тектонические нарушения, *5* — граница альпийской геосинклинальной области

32,5° С. К осевым частям Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины температура на глубине 500 *м* снижается до минимальных величин (26—27° С). Наиболее погруженные части областей прогибания оконтуриваются изотермой 30° С.

На глубине 1000 *м* (рис. 38) наиболее высокие температуры отмечены на Центрально-Каракумском своде и на Кушкинской группе структур (60° С, а в отдельных местах 65,5—66,7° С). На южном склоне платформы и на Чарджоуской ступени распространены температуры 50—55° С. К осевым частям Предкопетдагского краевого прогиба и Мургабской впадины температура снижается до минимума: центральные части этих областей прогибания оконтуриваются изотермой 40° С.

Сходная картина распределения температур прослеживается и на глубине 1500 *м*. Повышенные температуры (75—80° С и более) отмечаются на Центрально-Каракумском своде, северном борту Дарьялык-Дауданского прогиба, на Кушкинской группе поднятий. На остальной части бассейна температуры снижаются до 67,5—53° С. На территории южной системы прогибов на этой глубине предполагается встретить температуры ниже 50° С.

На глубине 2000 *м* абсолютный максимум температур проявляется на Кушкинской группе поднятий, где температуры достигают 115° С. На большей части территории распространены температуры 80—90° С. Температурный диапазон 60—80° С, очевидно, должен быть распространен в Предкопетдагском краевом прогибе и в Мургабской впадине.

Для глубины 2500 *м* температурные данные очень немногочисленны Максимальная температура отмечается на Джилликумской площади (120° С) Для всего бассейна характерен небольшой диапазон изменения температур (от 93,5 до 105° С). Минимальная температура для этой глубины наблюдается в Предкопетдагском прогибе, где на Изгантской структуре она равна 73,4°.

На глубинах 3000 *м* и более температура измерялась в единичных скважинах В пределах Байрамалийской группы поднятий температура варьирует в пределах 98,5—121,5° С На Шараплинской площади на глубине 3630 *м* температура равнялась 113,6° С На Ербентской площади на глубине 2968 *м* зафиксирована температура 109° С, а на Сакарской на глубине 3080 *м* — 109,5° С.

Анализ распределения температур по основным срезам глубин свидетельствует о том, что с глубиной вместе с общим увеличением температуры растет и амплитуда колебания температур по площади среза (табл 47)

Таблица 47

Изменение температурного режима с глубиной

Регион	Температура в °С на глубине *м*			
	500	1000	1500	2000
Центрально-Каракумский свод с прилегающими территориями	31—46	45—64	60—81	80—95
Предкопетдагский прогиб и Мургабская впадина	26—34	42	49	60,5
Кушкинская группа поднятий . .	38—46	58—67	76—92,5	97—115

Рассмотрение карт-срезов позволяет сделать вывод о приуроченности максимальных температур на всех гипсометрических горизонтах к приподнятым блокам фундамента Каракумского бассейна (Центрально-Каракумский свод, Ташаузская моноклиналь и Кушкинская группа поднятий) Минимальные температуры характерны для областей глубокого прогибания фундамента (Предкопетдагский краевой прогиб и Мургабская впадина). С глубиной различие температурного режима отдельных районов проявляется все более отчетливо.

С точки зрения характеристики температурного режима Каракумского артезианского бассейна важно рассмотреть характер изменения величины геотермического градиента различных комплексов отложений в частности палеогеновых глинистых, верхне- и нижнемеловых, а также юрских (табл 48)

По табл 48 можно судить об изменении величины геотермического градиента как отдельного комплекса по площади, так и по разрезу в пределах одного района. Прежде всего наблюдается зависимость величины градиента от структурно-тектонических условий Максимальные величины градиентов наблюдаются в пределах области эпиплатформенного орогенеза (Кушкинская группа поднятий) и крупных положительных структурных элементов (Центрально-Каракумский свод),

Таблица 48

Изменение величины геотермического градиента

Регион	Геотермический градиент в °С/100 *м* для отложений			
	палеогеновых	верхнемеловых	нижнемеловых	юрских
Центрально-Каракумский свод	4,2—8,1	3,6—4,1	3,5—3,8	3,0—4,8
Юго-восточный и южный склоны платформы	3,5—4,7	2,7—3,6	2,6—3,6	2,5—3,4
Предкопетдагский краевой прогиб и Мургабская впадина	2,5—3,1	—	—	—
Южная область эпиплатформенного орогенеза	3,5—6,2	4,0—4,8	4,6	—

а минимальные — в области глубокого прогибания фундамента (Предкопетдагский прогиб, Мургабская впадина и погруженные склоны платформы). Особенно четко эта тенденция наблюдается в изменении геотермического градиента в пределах палеогеновой глинистой толщи, которая характеризуется сравнительной однородностью состава водоупорных пород (т. е. влияние литологии и гидрогеологических условий на величину геотермического градиента снимается).

При рассмотрении вариаций геотермического градиента по разрезу в пределах какого-либо района самые высокие градиенты отмечаются в палеогеновой глинистой толще. Характерно также некоторое уменьшение величины градиента с глубиной.

Имеющийся материал позволяет наметить распределение температур по кровле (водоносных) комплексов. Температуры по кровле водоносного комплекса верхнемеловых отложений (рис. 39) имеют небольшие величины (30—40°) на Центрально-Каракумском своде и Чарджоуской ступени. К югу по мере погружения пород комплекса температура растет. На площадях Казы и Байрам-Али она достигает 50—63° С.

На крайнем юге бассейна (Кушкинская группа поднятий) при глубине залегания поверхности отложений верхнего мела 590—1132 *м* температура вод в них достигает 48—63° С. Максимальные температуры по кровле этого водоносного комплекса, очевидно, должны наблюдаться в осевой части Предкопетдагского краевого прогиба, где по расчетным данным они могут достигать 90—97° С.

Конфигурация изотерм по кровле нижнемеловых отложений повторяет структурный план бассейна. Температуры 40—50° С наблюдаются на Центрально-Каракумском своде. На Чарджоуской ступени в зависимости от глубины залегания поверхности температура вод варьирует от 21 до 75° С. На южном склоне платформы (Казы—Байрам-Али) температура воды достигает 71—94° С. В пределах Кушкинской группы поднятий, где кровля нижнемеловых отложений находится на глубинах 1658—2234 *м*, температура вод изменяется от 99 до 107,5° С. Максимальные температуры, значительно превышающие 100° С, по расчетным данным должны наблюдаться в осевой части Предкопетдагского краевого прогиба и Мургабской впадины.

Температура на поверхности юрских отложений (рис. 40) в пределах Центрально-Каракумского свода и севера Чарджоуской ступени не превышает 80° С. На Фарабской площади, где кровля юрской толщи находится на глубине 1880—2206 *м*, температура воды равна 87,5—96° С. Южнее Центрально-Каракумского свода и в Байрамалийском

районе она достигает 97—112° С, на Кушкинской группе поднятий на сравнительно небольшой глубине (1985 *м*) — 114° С. Максимально высокие температуры следует ожидать на территории Предкопетдагского краевого прогиба. По расчетным данным, на глубине 7000 *м* температура может достигать 190—200° С.

В результате изучения теплового поля представляется возможность составить карту геоизотерм по кровле фундамента бассейна и карту геотермического градиента осадочного чехла Каракумского ар-

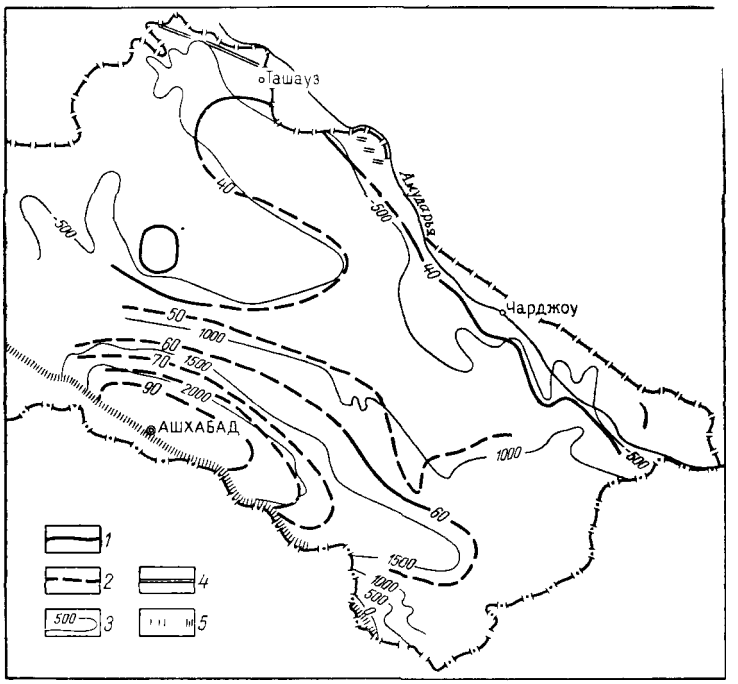


Рис. 39. Схематическая карта геоизотерм Каракумского артезианского бассейна по кровле водоносного комплекса верхнемеловых отложений
1 — геоизотермы достоверные, *2* — геоизотермы предполагаемые; *3* — стратоизогипсы кровли водоносного комплекса, *4* — тектонические нарушения, *5* — граница альпийской геосинклинальной области

тезианского бассейна. Температура на кровле фундамента (рис. 41) замерена только в двух скважинах (Ербент, Дарваза), где она соответственно равна 108 и 92° С. На остальной территории температура получена экстраполяцией с учетом изменения температурных условий с глубиной в зависимости от геолого-структурных условий территории и изменения теплофизических свойств пород.

Распределение температур на кровле фундамента подчинено в основном структурному фактору. Минимальные температуры (87,5—97,5° С) прослеживаются на Зеагли-Дарвазинском поднятии. На периферии Центрально-Каракумского свода температура повышается до 100° С. Температуры от 100 до 150° С следует ожидать на глубоком погружении Центрально-Каракумского свода и в пределах Чарджоуской ступени. При погружении фундамента до 6 *км* температура возрастает до 200° С. Изотермой 200° С оконтуривается внешний борт Предкопетдагского прогиба, наиболее погруженная часть Заунгузского и Бешкентского прогибов. Максимальные температуры (более 300° С), очевидно, распространены в пределах Предкопетдагского краевого прогиба и Мургабской впадины, где фундамент погружен на 11—12 *км*.

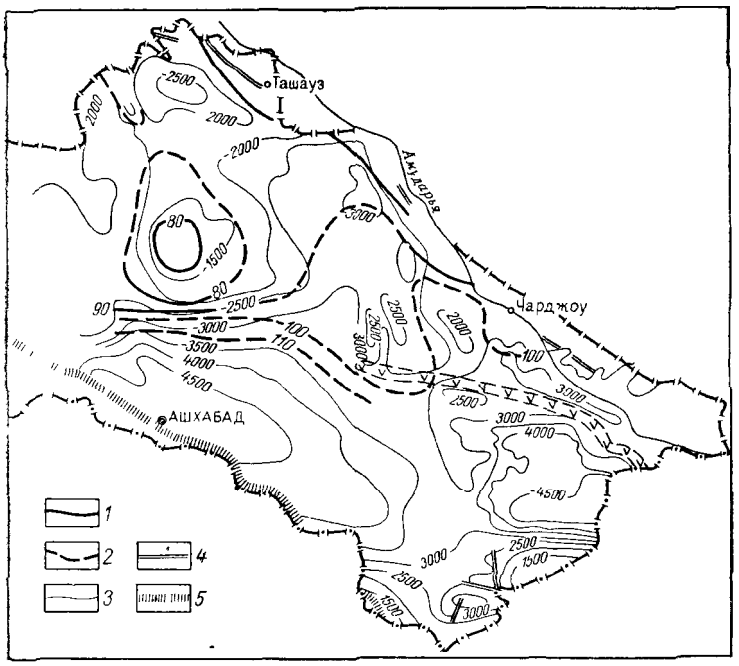


Рис. 40. Схематическая карта геоизотерм Каракумского артезианского бассейна по кровле водоносного комплекса юрских отложений

1 — геоизотермы достоверные, *2* — геоизотермы предполагаемые, *3* — стратоизогипсы водоносного комплекса, *4* — тектонические нарушения, *5* — граница альпийской геосинклинальной области

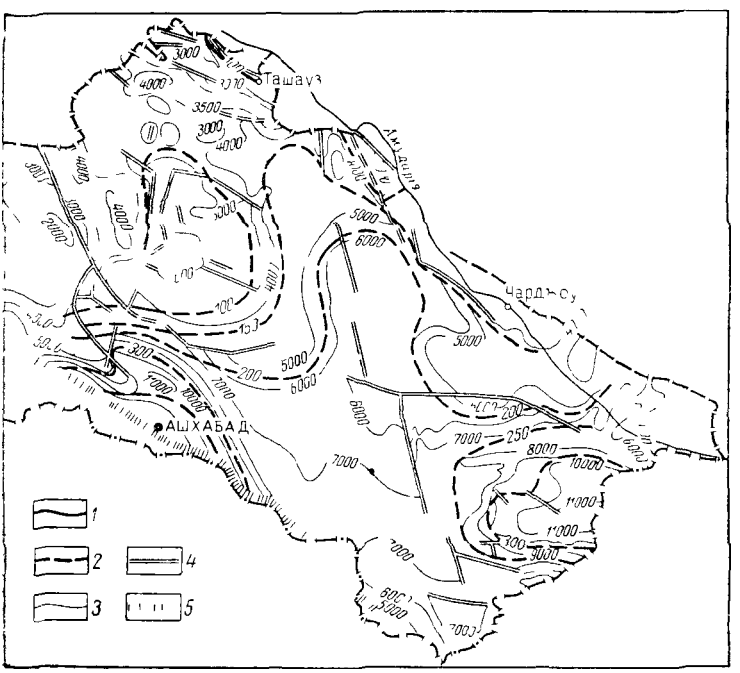


Рис. 41. Схематическая карта геоизотерм Каракумского артезианского бассейна по кровле складчатого фундамента

1 — геоизотермы достоверные, *2* — геоизотермы предполагаемые, *3* — стратоизогипсы водоносного комплекса, *4* — тектонические нарушения, *5* — границы геосинклинальной области

Основные черты температурного режима осадочной толщи выражаются в характере изменения величины среднего геотермического градиента. Поскольку геотермическими исследованиями вся осадочная толща охвачена лишь в нескольких пунктах, в основном средний геотермический градиент определялся расчетным путем как градиент роста температуры от «нейтрального слоя» до кровли складчатого фундамента. Распределение геотермического градиента в осадочной толще подчеркивает структурно-тектонические условия рассматриваемой территории. Максимальное значение среднего геотермического градиента, достигающее 4,6° С/100 *м*, приурочено к области эпиплатформенного орогенеза (Кушкинская группа поднятий). В платформенной части бассейна градиент изменяется от 3° С/100 *м* на южном склоне платформы и Чарджоуской ступени до 4,1° С/100 *м* на Центрально-Каракумском своде.

Минимальные величины градиента (менее 3° С/100 *м*) отмечаются в глубоких прогибах и впадинах (Предкопетдагский и Заунгузский прогибы, Мургабская впадина).

Анализ температурного режима позволяет наметить основные факторы формирования тепловых полей Каракумского артезианского бассейна. Прежде всего обращает на себя внимание выявленное существенное различие теплового режима крупных структурных элементов: области эпиплатформенного орогенеза, эпипалеозойской платформы и Предкопетдагского краевого прогиба. Об этом свидетельствуют характер распределения температур на гипсометрических срезах, изменения геотермического градиента в пределах различных водоносных комплексов и всей осадочной толщи. Ориентировочный расчет вероятной величины теплового потока по величине теплового сопротивления рассматриваемых геотектонических элементов показал, что максимальные его величины должны наблюдаться в районах эпиплатформенного орогенеза (Кушкинская группа поднятий), характеризующихся активными воздыманиями в альпийскую фазу горообразования (более 2μ *кал/см*^{2}·*сек*), средние — на эпипалеозойской платформе (1,5—2μ *кал/см*^{2}·*сек*) и минимальные — на территории Предкопетдагского краевого прогиба (около 1,2μ *кал/см*^{2}·*сек*). Выявленные различия в тепловом режиме разных геотектонических регионов связаны с особенностями формирования в их пределах глубинного теплового потока, обусловленного ходом тектонического развития регионов.

Существенное влияние на формирование тепловых полей в осадочной толще рассматриваемой территории оказывают геолого-структурный, литологический и гидрогеологический факторы перераспределения тепла.

В пределах бассейна четко отмечается пространственная связь тепловых полей с геолого-структурными особенностями осадочного чехла и подстилающего его палеозойского фундамента. Эта связь подчеркивается характером распределения температур на всех гипсометрических срезах (см. табл. 47), указывающим на максимальные температуры в пределах крупных поднятий с наивысшим гипсометрическим положением фундамента (Центрально-Каракумский свод и Ташаузская моноклиналь) и минимальные — в районах наибольшего погружения фундамента (южный склон платформы, Заунгузский прогиб, Мургабская впадина). При переходе на более низкие гипсометрические горизонты связь температурного режима с геолого-структурными особенностями палеозойского фундамента проявляется все более четко, что подтверждается ростом амплитуды температур на гипсометрических срезах с глубиной их погружения (см. табл. 47). Вариации величин геотермического градиента рассмотренных комплексов (см. табл. 48)

и всей осадочной толщи (рис. 42) свидетельствуют о тех же закономерных связях распределения тепловых полей в зависимости от геолого-структурных особенностей территории: повышенные значения градиентов отмечаются на крупных поднятиях, пониженные — в областях глубокого погружения фундамента.

Связь геотермических условий с составом пород, основывающаяся на различиях теплофизических свойств разных пород, подчеркивается характером изменения величины геотермического градиента по разрезу. По геотермической характеристике особенно выделяется глинистая толща палеогена, обладающая сравнительно низкой теплопроводностью и которой свойственны наибольшие величины геотермического градиента. Глинистая толща палеогена, повсеместно распространенная в пределах рассматриваемой территории, из-за своих тепловых параметров может рассматриваться в качестве «теплоизолирующей» толщи в геотермическом разрезе. Мощность глинистой толщи палеогена варьирует в значительных пределах и значение ее в перераспределении тепла внутри осадочной толщи нельзя недооценивать. «Теплоизолирующая» роль глинистых отложений палеогена в некоторой степени оказала влияние на распределение температур по первым гипсометрическим уровням (500 и 1000 *м*), пересекающим глины палеогена. В районах поднятий глинистая толща располагается выше, а в областях прогибания — ниже уровня среза. Такое положение «теплоизолирующей» толщи способствует более резкому подчеркиванию структурно-тектонического плана территории, приводя к сохранению высоких температур в пределах поднятий и более резкому снижению их при переходе к областям прогибания. В еще большей степени этому способствует положение кровли пород палеозойского фундамента, являющихся проводниками глубинного тепла недр.

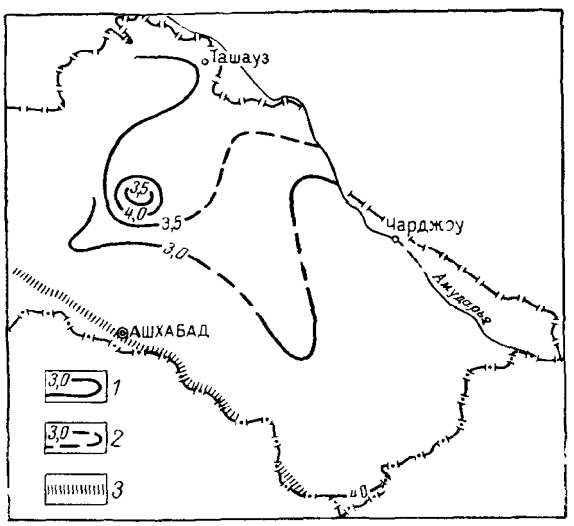


Рис. 42. Схематическая карта геотермического градиента осадочной толщи Каракумского артезианского бассейна
1 — изолинии геотермического градиента достоверные; *2* — изолинии градиента предполагаемые; *3* — граница альпийской геосинклинальной области

Значительное влияние на формирование тепловых полей, вероятно, оказывает перенос тепла подземными водами. Анализ распределения температурных полей с учетом данных по восточной части бассейна — западным районом Узбекистана (Корценштейн, 1962, 1964; Михайлов, 1962 и др.) — позволяет также отметить возрастание температур вод по всем водоносным комплексам мезозойских отложений бассейна в северо-западном и западном направлениях от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского горных сооружений, которые рассматриваются как основные области создания напора (питания). В указанных направлениях, как было отмечено, происходит и движение подземных вод.

Закономерное совпадение направления подземного потока с направлением регионального повышения температуры свидетельствует о существенном значении в формировании температурных полей изучаемой территории и гидродинамического фактора. Поэтому приуроченность повышенных температур вод к поднятиям может быть объяснена не только сравнительно близким залеганием в пределах этих поднятий пород палеозойского фундамента, но и тем, что подземные воды, пересекая на своем пути глубокие прогибы и впадины, выносят оттуда большое количество тепла. Например, такой вынос тепла подземными водами возможен при пересечении ими глубокого Ташаузского (Дарьялык-Дауданского) прогиба, прилегающего к Центрально-Каракумскому своду с востока, т. е. именно по направлению потока подземных вод.

Влияние гидродинамического фактора на формирование тепловых полей Каракумского артезианского бассейна особенно хорошо прослеживается в юго-восточной части, где скорости движения подземных вод во всех водоносных комплексах значительны, а нередко и в 2 раза больше, чем в туркменской его части. В пределах же последней влияние гидродинамического фактора на формирование температурного режима недр не всегда может четко прослеживаться. Особенно это относится к водоносному комплексу юрских отложений, для которого характерны самые низкие скорости движения вод.

Важную роль гидродинамический фактор играет при формировании локальных термоаномалий. Это очень хорошо прослеживается в Зеагли-Дарвазинском, Питнякском и других районах, где по данным динамики и гидрохимии подземных вод отмечаются очаги разгрузки подземных вод.

Выводы

В результате изучения гидрогеологии Каракумского артезианского бассейна можно сделать следующие основные выводы.

1. Строение бассейна не везде одинаково и имеет весьма сложный характер. Так, если на восточной его половине в осадочном чехле выделяются четыре водоупорные толщи (верхнеюрская, нижнеальбская, нижнетуронская и эоценовая), то на западной его половине литолого-фациальные изменения пород приводят к тому, что нижнеальбская и нижнетуронская толщи теряют здесь значение водоупора, а роль верхней водоупорной толщи играют уже сенон-палеогеновые отложения. Поэтому для региональных построений справедливо лишь условное выделение водоносных комплексов юрских, нижнемеловых, альб-верхнемеловых (верхнемеловых) и неоген-четвертичных отложений, отделенных названными водоупорами.

2. В истории гидрогеологического развития бассейна выделены четыре гидрогеологических цикла (юрский, меловой, палеогеновый и современный), подразделяющихся в свою очередь на седиментационный (элизионный) и инфильтрационный этапы, характеризующиеся своими особенностями, что сказалось на формировании подземных вод.

3. Движение подземных вод во всех мезозойских комплексах в общем направлено на северо-запад и запад начиная от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов, которые могут быть рассмотрены как основные зоны создания напора (питания) путем инфильтрации. Наряду с инфильтрацией в создании напора подземных вод, возможно, важную роль могут играть энергетические ресурсы, возникающие за счет процессов отжатия вод по мере уплотнения пород в результате роста геостатической нагрузки. Таким образом, отмечается принципиально новая возможность выявления в пределах одного бассейна двух водонапорных систем: инфильтрационной и элизионной.

Движение подземных вод в неоген-четвертичном комплексе носит наиболее сложный характер, вызванный как естественными, так и искусственными факторами.

4. В пределах бассейна наблюдается гидрохимическая зональность как по разрезу, так и по площади. По разрезу в целом происходит увеличение минерализации и метаморфизации подземных вод сверху вниз. По площади по всем мезозойским комплексам рост минерализации и метаморфизации подземных вод происходит в северо-западном и западном направлениях от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов. Причем рост минерализации вод в западном направлении происходит более резко (540 *г/л* и более), что объясняется выщелачиванием соленосной толщи верхнеюрских отложений в пределах юго-восточной части бассейна.

Гидрохимическая зональность по площади в неоген-четвертичном комплексе отличается большой пестротой, вызванной теми же физико-географическими и искусственными факторами, оказывающими влияние и на особенности динамики вод.

5. Температура подземных вод мезозойских комплексов бассейна в общем увеличивается также на северо-запад и запад от Гиссарского и Зеравшанско-Туркестанского хребтов. Зоны повышенных температур обычно связаны с поднятиями. На формирование теплового поля бассейна влияют три основных фактора: структурно-тектонический, литологический и гидрогеологический.

Глава 8

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ОТРОГОВ ГИССАРА (ГАУРДАК-КУГИТАНГСКИЙ РАЙОН)

Гаурдак-Кугитангский район в административном отношении входит в состав Чаршангинского района Туркменской ССР и охватывает южную часть юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Большая северо-восточная часть района горная, южная и юго-западная — равнинная

Характерной особенностью района является наличие карстовых форм рельефа (воронки, гроты, пещеры, поноры), которые связаны с породами разного литологического состава (известняками, ангидритами, каменными и калийными солями) и сконцентрированы в юго-западной части возвышенности Гаурдак и в восточном борту долины р. Кугитангдарьи. Размеры отдельных карстовых форм достигают десятков и сотен метров.

Поверхностные водотоки теряются в четвертичных отложениях, выходя на Приамударьинскую равнину. Роль дождевого и снегового питания очень ограничена.

В тектоническом плане Гаурдак-Кугитангский район, охватывающий юго-западную часть складчатого поднятия отрогов Гиссара, относится к эпиплатформенной орогенической области (Седлецкий, 1964). В пределах складчатого поднятия обнажены породы фундамента, платформенного чехла и орогенного комплекса. В фундаменте наиболее древним является докембрийский геосинклинальный комплекс (видимая мощность более 1000 *м*). Он выходит на поверхность на восточном склоне хребта Кугитангтау и вскрыт скважиной на Гаурдаке. Выше залегает среднепалеозойский геосинклинальный комплекс общей мощностью около 700 *м*. Оба комплекса интенсивно дислоцированы и прорваны крупными интрузиями гранитов. Платформенный чехол состоит

из верхнетриасового-юрского (нижний) и мел-верхнепалеогенового (верхний) структурных этажей. Орогенный структурный комплекс также состоит из двух этажей: нижнего (Pg_3—N_2^2) и верхнего (N_2^2—Q).

Характерной особенностью современной структуры складчатого поднятия отрогов Гиссара является наличие двух пересекающихся структурных направлений. Одно из них, субширотное, более четко отражено в строении фундамента, другое, субмеридиональное, является основным в дислокациях платформенного чехла и орогенного комплекса. В результате изучения систем альпийских складчатых сооружений (Седлецкий, 1964) установлено, что основные структурные элементы осадочного чехла соответствуют структуре палеозойского основания, имеющего глыбовое строение. Приподнятым блоковым зонам палеозойского основания соответствуют по мезо-кайнозойскому структурному этажу двусторонние горст-антиклинали основных систем складчатых сооружений Кугитангской и Гаурдак-Тюбегатанской ветвей. Пониженным участкам (грабенам) соответствуют Маликская и Дехканабад-Мукрынская синклинали.

Кугитангская антиклиналь, расположенная в восточной части района, орографически выражена хребтом Кугитангтау. В размытом ядре антиклинали обнажаются сложноскладчатые породы протерозоя и палеозоя. Западное крыло складки пологое и сложено преимущественно верхними горизонтами известняков оксфорда. На локальных участках сохранились перекрывающие их ангидриты кимериджа — титона. Кугитангская антиклиналь протягивается в юго-западном направлении более чем на 60 *км*. На северо-востоке и юго-западе наблюдается четкое замыкание складки по кровле известняков оксфорда. Ось складки дважды претерпевает крутые перегибы, изменяя простирание на субширотное, обусловленное, вероятно, пересечением складки с субширотными зонами глубинных разломов. Восточное крыло антиклинали, осложненное Кугитангским взбросом субмеридионального простирания с амплитудой перемещения до 4000 *м*, скрыто под четвертичными отложениями, а западное — Кундалянгским сбросом юго-западного простирания с амплитудой перемещения от 300 до 1000 *м*. Кроме того западное крыло осложнено разрывными нарушениями взбросового типа с амплитудой вертикального перемещения до 100 *м*.

Западнее, параллельно Кугитангской антиклинали, в юго-западном направлении простирается Маликская синклиналь. Ось складки, ундулируя, образует в пределах района два наиболее прогнутых участка к югу от Тюбегатанского поднятия с обнажающимися в центральной части прогиба породами сенона и к югу от Гаурдакского поднятия — Балаханинскую синклиналь с залегающими в ее центральной части отложениями палеоцена. При этом Балаханинская синклиналь представляет собой юго-западное замыкание всей Маликской синклинали по верхним горизонтам сеномана. Восточное крыло складки более пологое, чем западное.

Между южным замыканием Маликской синклинали и Кугитангской антиклиналью на расстоянии более 60 *км* (от г. Янги-Арык на севере до р. Аумдарьи на юге) прослеживается Янгиарык-Кундалянгская система локальных антиклинальных поднятий, сложенных преимущественно меловыми породами.

Западнее Маликской синклинали располагается Гаурдак-Тюбегатанская антиклинальная зона. На площади района она представлена отдельными изометричными в плане поднятиями, выраженными в рельефе одноименными возвышенностями (Лялимканской, Гаурдакской и Тагаринской). Наиболее древние отложения — известняки оксфорда —

Таблица 49

Общая характеристика условий водоносности разреза Гаурдак-Кугитангского и сопредельных районов (по М. С. Гуревичу, В. Н. Озябкину с добавлениями В. Ф. Казакова)

Гидрогеологическое расчленение разреза	Геологический возраст, объем выделенных частей разреза	Состав пород	Мощность проницаемых пластов, м	Характеристика коллекторских свойств пород, средняя пористость, %	Водопроницаемость пород, типичный коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Водообильность пород, типичный удельный дебит скважин, *л/сек*	Суммарный расход источников, *л/сек*
Водоносный комплекс интрузивных образований	C_2—P (?)	Граниты, кора выветривания	—	Трещиноватый коллектор	—	Слабо водообильны	—
Водоносный комплекс нижне- и среднеюрских отложений	Jbt	Песчаники трещиноватые с маломощными прослоями глин	85—122	Трещиновато-пористый коллектор средней емкости 6	Слабо проницаемы 0,004	Очень слабо водообильны 0,001	35
	J_{1+2} от триаса до кровли байоса	Песчаники с прослоями глин и аргиллитов, гравелиты, конгломераты	0—800	Трещиновато-пористый коллектор средней емкости	Слабо проницаемы	Слабо водообильны	
Водоупорная толща отложений нижнего келловея	J_3cl_1	Глины и мергели с редкими прослоями известняков	150—180	—	Практически непроницаемы 0,0002	Практически не отдают воду 0,0006	0
Водоносный комплекс верхнеюрских отложений	J_3cl_{2+3}—ox средняя и нижняя часть гиссарской свиты	Известняки трещиноватые	500—700	Трещиноватый коллектор малой емкости 3,2	Слабо проницаемы 0,006	Слабо водообильны 0,018	1126
	J_3ox верхняя часть гиссарской свиты	Известняки трещиноватые, кавернозные, в области выхода на поверхность закарстованные	Около 50		Слабо проницаемы 0,029	Слабо водообильны 0,024	
Водоносный горизонт сероносных известняков	J_3km—t низы гаурдакской свиты	Известняки трещиноватые, сильно закарстованные, сероносные	0—70	Трещиновато-пористый коллектор (карстовая мегапористость) средней емкости	Очень хорошо проницаемы 13,2	Слабо водообильны 13,2	13
Водоупорная толща гаурдакской и нижней части карабильской свит	J_3km+t—krb_1*	Глины и аргиллиты, гипсы и ангидриты с маломощными прослоями известняков, каменная соль	0—780	10 —	Практически непроницаемы 0,0002	Практически не отдают воду 0,0004	<0,1
Водоносный комплекс нижнемеловых отложений	Cr_1vkrb_2—al_1	Песчаники и алевролиты с прослоями глин, известняков, доломитов и гипсов (непроницаемых слоев не более 40%	0—715	Трещиновато-пористый коллектор средией емкости 5	Слабо проницаемы 0,005	Очень слабо водообильны 0,003	10

Продолжение табл. 49

Гидрогеологическое расчленение разреза	Геологический возраст, объем выделенных частей разреза	Состав пород	Мощность проницаемых пластов, *м*	Характеристика коллекторских свойств пород, средняя пористость, %	Водопроницаемость пород, типичный коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Водообильность пород, типичный удельный дебит скважин, *л/сек*	Суммарный расход источников, *л/сек*
Водоупорная толща альб-верхнемеловых отложений	$Cr_1al_{2+3}+Cr_2$	Глины с редкими прослоями песчаников, известняков, алевролитов (проницаемых слоев не более 10%)	0—1750	—	Практически непроницаемы	Практически не отдают воду	<0,1
Водоносный горизонт	Q	Гравийно-галечные слои, конгломераты, пески	0—150	Пористый коллектор высокой емкости —	Очень хорошо проницаемы 2,1	Водообильны 0,5	371
Водоносный комплекс четвертичных отложений		Глины с включениями обломочного материала, суглинки, супеси, глинистые пески	0—300	—	Практически непроницаемы 0,0001	Практически не отдают воду 0,0001	0

* Здесь и далее в тексте нижняя часть карабильской свиты (глинистая) условно отнесена к верхней юре, а верхняя (песчаинстая) — к валанжиму.

обнажаются в своде Гаурдакской антиклинали, соленосная толща кимериджа — титона — в Лялимканской, отложения альба — в Тагаринской антиклиналях.

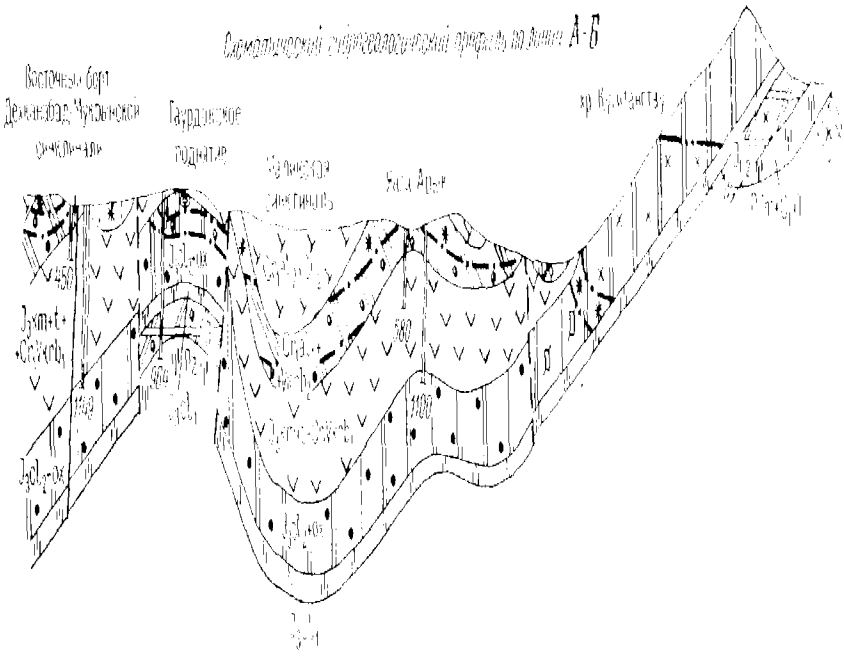
Гаурдакское поднятие, как и все крупные структуры района, является асимметричной горст-антиклиналью. С юго-востока крыло антиклинали осложнено взбросом с амплитудой перемещения до 200 *м*. Северо-западное крыло нарушено сбросом с амплитудой смещения до 100—150 *м*. Кроме того присводовая часть складки осложнена разрывными нарушениями сбросового типа небольшой амплитуды. Устанавливаются две системы мелких сбросов: субмеридиональные, параллельные оси антиклинали, и радиально расходящиеся от свода. Лялимканская антиклиналь расположена на пересечении осью Гаурдак-Тюбегатанской антиклинальной зоны поднятий Северо-Кугитангского субширотного разлома. Шток соли, обнажающийся в сводовой части структуры, является, видимо, отражением движения соли под влиянием интенсивного развития разломов на пересечении двух тектонических линий, осложняющих складку в подсолевых отложениях. Тагаринская антиклиналь, расположенная южнее Гаурдакской, повторяет общие для всех положительных структур района черты геологического строения, но отличается более пологим падением пород, залегающих на крыльях.

К северо-западу от Гаурдак-Тюбегатанской зоны протягивается Дехканабад-Мукрынская синклиналь, представляющая собой крупную пологую складку. Центральная часть ее, расположенная за пределами района, выполнена молассовыми образованиями неогена. В пределах района складка представлена лишь восточным крылом. К северу от Гаурдакской расположена значительная по размерам Кокмиярская антиклиналь, сводовая часть которой находится за пределами района. Она сформировалась при изгибании оси Дехканабад-Мукрынской синклинали и является начальным элементом новой системы антиклиналей. В своде складки обнажаются отложения нижнего альба, а крылья сложены отложениями сеномана.

Разрывные нарушения на территории района широко распространены. Субмеридиональная система разломов, выраженная тектоническими нарушениями, ограничивающими субмеридиональные горст-антиклинали, охарактеризована при описании соответствующих антиклинальных структур. Среди разрывных нарушений субширотного простирания в пределах района наиболее крупной является Узункудукская зона разломов, прослеживаемая в центральной части района от долины р. Кугитангдарьи на востоке до Гаурдакской антиклинали на западе. Нарушение представлено нормальным сбросом с амплитудой перемещения от 90—500 до 800—1100 *м*.

Гаурдак-Кугитангский район занимает промежуточное, краевое положение между складчатой областью отрогов Гиссара, юго-западную часть которой он охватывает, и эпигерцинской платформой. Особенности геологического строения региона, выражающиеся в сложной горст-грабеновой структуре палеозойского основания и унаследованном развитии основных структурных элементов осадочного чехла, позволяют рассматривать (в гидрогеологическом плане) территорию этого района как систему малых артезианских бассейнов складчатой гидрогеологической области. Общая характеристика условий водоносности геологического разреза Гаурдак-Кугитангского района и сопредельных областей Узбекской ССР (восточный склон хребта Кугитангтау) приведена в табл. 49. С некоторыми дополнениями здесь сохранена схема гидрогеологического расчленения геологического разреза, предложенная М. С. Гуревичем в 1964 г. Распространение водоносных комплексов и водоупорных толщ показано на рис. 43.

Следует отметить, что структурный план рассматриваемого региона в значительной мере определяет сложность его геологического строения и гидрогеологических условий, а недостаточная и неравномерная изученность этой территории в гидрогеологическом отношении обусловливает некоторую условность и схематичность приведенных здесь построений и выводов.


Схематический гидрогеологический профиль по линии А-Б
Восточный борт
Гаурдакское поднятие
Западный борт
Кугитангский прогиб
Кугитангский хр.
Джейрантау
Чульдинской
впадины
Гаурдакского
поднятия
Кугитангского
прогиба
Кугитангского
хребта

ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Водоносный комплекс интрузивных образований среднего карбона — перми (?)

Интрузивный комплекс пород, представленный в основном крупнозернистыми гранитами, выходит на поверхность на восточном склоне хребта Кугитангтау в пределах Узбекской ССР и характеризуется развитием трещинных подземных вод. Подземные воды комплекса формируются исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка их осуществляется многочисленными, в большинстве своем малодебитными источниками. Наиболее водообильные источники (до 1 *л/сек*) приурочены, как правило, к крупным зияющим трещинам в гранитах или к контакту последних с их корой выветривания (источники Джирданак, Дарай-Гол и др.). По химическому составу воды комплекса преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, редко с повышенным содержанием хлоридов магния и натрия (табл. 50). Минерализация их не превышает 1 *г/л*.

Таблица 50

Химический состав подземных вод водоносного комплекса интрузивных образований среднего карбона — перми (?)

Источник	Температура воды, °С	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Шаршар	16,0	0,2	*мг/л*	2	47	4	4	8	152
			экв %	3,0	84	13	4	6	90
Дарай-Гол	14,0	0,2	То же	15	50	15	7	20	226
				14,0	58	28	5	9	86
Чашмидалн	20,6	0,3	»	74	34	5	58	47	165
				60,0	32	8	31	18	51
Джирданак	18,0	0,2	»	11	51	10	7	12	207
				12,0	66	22	5	7	88

Водоносный комплекс нижне- и среднеюрских отложений

Нижне- и среднеюрские отложения (J_{1+2}) выходят на поверхность за пределами Туркмении на восточном склоне хребта Кугитангтау. Представлены они частым чередованием алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов с глинами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Общая мощность комплекса 530—860 *м*, но на отдельных участках по данным бурения она достигает только 165 *м* (Гаурдакская антиклиналь). Относительной водоупорной кровлей комплекса служат глины и мергели нижнего келловея.

Сведения о водоносности отложений комплекса крайне ограничены. В области выхода их на поверхность они значительно обводнены. Суммарный расход источников составляет около 35 *л/сек*. Однако действительная водообильность комплекса в области погружения слоев под верхнеюрские известняки, установленная по результатам шахтного водоотлива, невелика. Минерализация подземных вод не превышает 1 *г/л*. В северной и центральных частях склона распространены преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,3 *г/л*. В южной части склона минерализация и со-

держание отдельных компонентов вод претерпевают существенные изменения. На этом участке получили развитие гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, сульфатно-гидрокарбонатные сложного катионного состава и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 0,9 *г/л* (табл. 51). В отдельных источниках (Сассыкбулак) отмечается выделение пузырьков газа и присутствие сероводорода.

Таблица 51

Химический состав подземных вод водоносного комплекса нижне- и среднеюрских отложений

Водопункт, интервал опробования *м*	Температура воды °С	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Источник Чармагзаг	12,0	0,2	*мг/л*	12	38	13	7	26	165
			экв %	14	55	31	6	15	79
„ Гарамхо	21,5	0,3	То же	27	50	17	7	62	207
				23	49	28	4	29	67
„ Сассыкбулак	20,3	0,9	„	294	40	15	358	2	348
				80	13	7	64	—	36
Скв. 1 ТГУ 840—860	—	65,5	„	—	—	—	—	—	—
				72	24	4	95	5	—

На площади Гаурдакской антиклинали напорные подземные воды комплекса вскрыты скв. 1 ТГУ на глубине 840—860 *м* в мелко- и среднезернистых песчаниках нижней части разреза байос-батских отложений. Статический уровень подземных вод (расчетный) устанавливается на отметке +2,5 *м*. Дебит скважины при свободном изливе вод составлял 0,003 *л/сек*. По характеру основных компонентов ионного состава и минерализации это хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция слабые рассолы (65 *г/л*). Газовый состав подземных вод не изучался, но имеются сведения о том, что на устье скважины из воды отмечалось выделение спонтанного газа и ощущался запах сероводорода.

Водоносный комплекс верхнеюрских отложений

Водоносный комплекс сложен почти исключительно известняками. Регионально распространенная толща известняков келловея — оксфорда мощностью 560—720 *м* выведена на поверхность по всему западному склону хребта Кугитангтау и в своде Гаурдакской структуры. В синклинальных прогибах она погружается на глубину 2,2—3,4 *км*. В состав комплекса входят также сероносные известняки, залегающие в основании кимериджа — титона непосредственно на известняках келловея — оксфорда. Для их распространения характерна четкая локализация на западных склонах наиболее крупных антиклинальных поднятий. Мощность сероносных известняков колеблется от 0 до 70—80 *м*.

В синклинальных прогибах водоносный комплекс перекрыт практически водонепроницаемой толщей, сложенной ангидритами, каменной солью и глинами, а на крутых крыльях Гаурдакской структуры —

только ангидритами. В пределах западного склона хребта Кугитангтау ангидриты обнажаются на небольших по площади участках у подножия склона. На отдельных участках в породах этой толщи встречаются участки и зоны локальной водоносности. Чаще всего они развиты у поверхности, где обнажены карстующиеся сульфатные породы. В этих случаях гипсо-ангидриты способны поглощать некоторое количество выпавших атмосферных осадков и вмещают воды, иногда вскрываемые колодцами или выводимые на поверхность источниками с ничтожным дебитом (менее 0,01 *л/сек*). По химическому составу воды смешанные с минерализацией от 1,4 до 4,8 *г/л*. Локальные зоны водоносности по данным бурения известны и в соленосной толще кимериджа — титона на южном участке Гаурдакского месторождения калийных солей. Воды хлоридные натриевые, магниево-натриевые и магниево-кальциевые с минерализацией от 340 до 418 *г/л*. По генезису они являются рассолами выщелачивания, присутствие которых внутри соленосной толщи свидетельствует о наличии путей проникновения в нее вод из смежных водоносных комплексов.

По литолого-структурным особенностям толща известняков подразделяется на ряд горизонтов, отличающихся различными значениями открытой пористости и проницаемости. В сводах антиклиналей и в приразломных зонах известняки характеризуются наиболее интенсивной трещиноватостью. На участках со спокойной тектонической структурой и по мере увеличения глубины залегания водоносного комплекса коллекторские свойства известняков заметно ухудшаются. На западном склоне хребта Кугитангтау мощность трещиноватых горизонтов достигает 400 *м*. Трещинная пористость известняков келловея — оксфорда не превышает 0,2%, поэтому коллекторские функции выполняет главным образом пористость межгранулярная, равная 1,7% С трещиноватостью генетически связаны процессы карстообразования, которые наблюдаются как в сероносных известняках, так н в известняках келловея—оксфорда. Однако если для сероносных известняков типична почти повсеместная закарстованность, то известняки келловея — оксфорда характеризуются заметным количеством проявлений лишь в областях выхода на поверхность (хребет Кугитангтау, Гаурдакская антиклиналь).

В результате интенсивной трещиноватости известняков и закарстованности западный склон хребта Кугитангтау представляет собой весьма благоприятную поверхность для инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков. Результаты расчетов, выполненные В. Н. Озябкиным в 1967 г. и приведенные в табл. 52 и 53, дают четкое представление об элементах баланса подземных вод водоносного комплекса верхнеюрских известняков этой части рассматриваемого района.

Таблица 52

Баланс поверхностных вод местной области питания водоносного комплекса верхнеюрских известняков в пределах западного склона хребта Кугитангтау (по В. Н. Озябкину)

Элементы баланса	Годовые объемы		
	$м^3$/год	*мм* слоя	% от осадков
Атмосферные осадки	$2{,}02 \cdot 10^8$	346	—
Суммарное испарение	$1{,}42 \cdot 10^8$	243	70.3
Поверхностный сток	$3{,}30 \cdot 10^6$	6	1,7
Инфильтрация	$5{,}67 \cdot 10^7$	97	28,0

Таблица 53

Баланс подземных вод водоносного комплекса верхнеюрских известняков западного склона хребта Кугитангтау (по В. Н. Озябкину)

Элементы баланса		Годовые объемы			
		м³/год	*л/сек*	% от инфильтрации	% от годовых осадков
Инфильтрация		$5{,}67 \cdot 10^7$	1782	—	—
Неглубокий подземный сток	родниковый сток	$3{,}55 \cdot 10^7$	1126	63,2	17,6
	сток в четвертичные отложения долины р. Кугитангдарьи	$2{,}0 \cdot 10^7$	634	35,6	9,9
Глубокий артезианский сток		$6{,}7 \cdot 10^5$	22	1,2	0,3

Анализ элементов баланса, по В. Н. Озябкину, свидетельствует о следующем.

1. Среди поверхностных составляющих общего водного баланса области питания (см. табл. 52) обращают на себя внимание большая доля инфильтрации и очень незначительная роль поверхностного стока, не превышающая 2% объема выпавших осадков. Это является следствием геологических и климатических особенностей области питания водоносного комплекса верхнеюрских известняков: с одной стороны, слагающие западный склон хребта закарстованные у поверхности и трещиноватые известняки, способные активно поглощать воду, с другой — сравнительно медленное весеннее снеготаяние, сток от которого только расходуется на испарение и инфильтрацию (на высотах более 1500 *м* около половины годового количества атмосферных осадков выпадает в виде снега). В поверхностном стоке участвует лишь небольшая доля не испарившихся жидких осадков, выпавших в теплые сезоны, а в известняки весной инфильтруется значительная часть медленно тающих твердых осадков.

2. Наблюдается очень резкая неравномерность распределения подземных составляющих общего водного баланса (см табл 52 и 53). Более 98% объема вод, попавших в известняки келловея — оксфорда, разгружаются на поверхности у поднюжия хребта высокодебитными источниками и дренируются долиной р. Кугитангдарьи, питая водоносный горизонт в четвертичных отложениях. Только 1,2% объема инфильтровавшихся вод формирует артезианский сток за пределы области питания. Это подтверждает ранее высказанное мнение (Пересунько, 1960; Казаков и др., 1963) о весьма затрудненной инфильтрационной связи между двумя наиболее интересными в гидрогеологическом отношении районами распространения комплекса — хребтом Кугитангтау и Гаурдакским поднятием.

Западнее, в пределах Гаурдакского поднятия, по расчетам В. Н. Озябкина, при годовом объеме атмосферных осадков 207 *мм* на суммарное испарение приходится 79% выпавших осадков, на поверхностный сток — около 3%, на инфильтрацию — 18%. Учитывая площадь выхода на поверхность пород водоносного комплекса, равную 11 *км²*, примерный годовой объем инфильтрации составит $4{,}07 \times 10^5$ *м³/год*. Величина подземного стока инфильтровавшихся вод зна-

чительно превосходит инфильтрацию атмосферных осадков в породы водоносного комплекса и составляет $1{,}6 \cdot 10^7$ *м*^{3}/*год*. Кажущееся превышение расходной части баланса над приходной, по мнению В. Н. Озябкина, указывает на существование в области Гаурдакского поднятия дополнительного глубинного источника питания водоносного комплекса верхнеюрских известняков.

Подземные воды изучены лишь в пределах двух местных областей питания комплекса — Кугитангской и Гаурдакской. Значительный объем инфильтрации атмосферных осадков и глубоко расчлененный эрозионный рельеф, являющийся хорошей дренажной системой, обеспечивают интенсивный водообмен на большой площади западного склона хребта Кугитангтау. Эти условия определили существование мощной зоны пресных вод в верхнеюрских известняках, охватывающей наиболее приподнятые участки хребта. По мере снижения абсолютных отметок хребта и уменьшения контрастности рельефа активность процессов водообмена замедляется, что находит отражение в увеличении минерализации и изменении ионного состава вод в пределах северного, южного и западного погружений хребта. По степени минерализации подземные воды комплекса западного склона хребта Кугитангтау подразделяются на воды с минерализацией до 1, от 1 до 3 и от 3 до 10 *г/л*.

Подземные воды с минерализацией до 1 *г/л* разгружаются многочисленными источниками, расположенными главным образом в верховьях саев и приуроченными к крупным трещинам и зонам разломов. Дебиты их колеблются от 0,1 до 20 *л/сек*. В летнее время большинство их пересыхает, а расходы постоянно действующих источников значительно сокращаются. В этот же период в некоторых источниках отмечается увеличение минерализации воды, сопровождающееся изменением отдельных ингредиентов ионного состава. Среди вод с минерализацией до 1 *г/л* выделяются следующие гидрогеологические типы: гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый, гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и кальциево-магниевый, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый (табл. 54).

Подземные воды с минерализацией от 1 до 3 *г/л* разгружаются источниками в пределах северного (источник Танги) и южного (источники Кайнар-Баба, Ак-Коз и др.) погружений хребта, а также, по данным А. Р. Кана, вскрываются отдельными скважинами на глубине от 60 до 150 *м* у подножия склона на Ходжкараульском участке. Источники отличаются высокими дебитами, достигающими иногда 300 *л/сек* (источник Кайнар-Баба), и характеризуются постоянством температуры, минерализации и состава вод в течение года. Преобладающими гидрогеохимическими типами вод являются: сульфатный натриевый, хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый и хлоридный натриевый. В водах отдельных источников присутствует сероводород, количество которого превышает иногда 20 *мг/л*.

Третья группа подземных вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л* вскрывается скважинами на глубине от 40 до 200 *м* на площади Ходжакараульского и Карлюкского участков. Значения абсолютных отметок статических уровней соответственно равны 490—460 и 425—365 *м*. Состав вод сульфатный натриевый, хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. В водах этой группы содержание сероводорода достигает 458—656 *мг/л* (скв 7, 12), а в газовом составе иногда отмечается метан в количестве, превышающем 80%.

В пределах Гаурдакской антиклинали гидрогеологические и гидрогеохимические условия водоносного комплекса верхнеюрских известняков определяются сложной системой дизъюнктивных нарушений и

Таблица 54

Химический состав подземных вод водоносного комплекса верхнеюрских известняков западного склона хребта Кугитангтау

Водопункт, интервал опробования, *м*	Температура воды, °С	Минерализация, *г/л*	форма выражения анализа	Содержание						
				Na + K	Ca	Mg	H_2S	Cl	SO_4	HCO_3
Источник Дарай-Дере	13	0,15	*мг/л*	5	45	5	—	11	—	165
			экв %	10	75	15		10		90
Источник Ходжа-Караул	18	0,31	То же	—	68	10	—	7	58	171
					81	19		5	29	66
Источник *Булаклы*	16	0,93	„	69	196	27	—	60	448	244
				20	65	15		11	62	27
Источник Башбулак	14	0,69	„	112	100	25	—	147	214	195
				41	42	17		35	38	27
Источник Танги	—	1,4	„	316	154	27	—	454	350	207
				58	33	9		55	31	14
Источник Кайнар-Баба	22,5	2,3	„	612	174	39	—	915	365	311
				69	23	8		66	20	14
Источник Ак-Коз	21,5	2,3	„	580	184	44	22	911	438	195
				66	25	9	—	63	29	8
Скв. 7	23	8,1	„	1875	657	170	458	2193	2552	543
77—81				63	25	12	—	48	45	7
Скв. 12	*21*	*6,5*	„	*1072*	*691*	*340*	*656*	*1046*	*2704*	*1263*
131—147				42	32	26	—	28	53	19

карстовых полостей, имеющих широкое развитие, а также существованием местной области питания и регионального Узункудукского разлома, осложняющего южную периклиналь антиклинали и затрудняющего, по-видимому, движение подземных вод комплекса в юго-западном направлении.

Наиболее подробно водоносный комплекс верхнеюрских известняков, сложенный известняками келловей — оксфорда и сероносными известняками, залегающими в основании гипсо-ангидритовой толщи *кимериджа — титона, изучен на площади Гаурдакского месторождения* серы. Сероносные известняки являются очень хорошо проницаемым и весьма водообильным коллектором карстово- и трещинно-пластовых вод. Средние значения коэффициентов фильтрации и удельных дебитов составляют 13 *м/сутки* и 13 *л/сек*, а открытая пористость пород близка 10%. Залегая непосредственно на известняках келловея — оксфорда, они гидродинамически не разобщены с подстилающими породами *, но существенно отличаются от последних многократно улучшенными условиями водоносности (табл. 55).

Коэффициенты фильтрации известняков келловея — оксфорда изменяются от $0{,}2—1{,}2 \cdot 10^{-3}$ до $1{,}6—5{,}6 \cdot 10^{-3}$ *м/сутки*. Водообильность их, оцениваемая значениями удельных дебитов, также незначительна и равна $0{,}1—3{,}4 \cdot 10^{-2}$ *л/сек*, редко достигая десятых долей литра в секунду.

Сероносные известняки Гаурдакской антиклинали можно рассматривать как самостоятельный водоносный горизонт, являющийся наибо-

* Статический уровень подземных вод, заключенных в сероносных известняках кимерджа — титона и известняках келловея — оксфорда, на площади месторождения устанавливается на абсолютных отметках, близких к +480 *м*.

Таблица 55

Сравнительная характеристика водообильности верхнеюрских известняков на площади Гаурдакского месторождения серы (по Р. И. Фрейберг, Д. И. Пересунько, Н. П. Жданову)

Литология водовмещающих пород	№ скважины	Мощность водовмещающих пород, *м* / Вскрытая мощность водовмещающих пород, *м*	Понижение от статического уровня, *м*	Дебит, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек*
Сероносные известняки ($J_3km + t$)	4/55	77,0 / —	—	45,0	—
	191-к	22,7 / —	19,56	62,8	3,20
	9 в/п	—	6,00	5,0	0,83
	8 в/п	14,5 / —	5,95	41,6	6,90
	2-с	25,6 / —	Излив	65,0	—
	3 в/п	—	—	—	12,10
Сероносные известняки и известняки келловея — оксфорда (J_3km — ox)	11	—	—	12,0	—
Известняки келловея — оксфорда ($J_3cl + ox$)	1 ТГУ	700,0 / —	22,07	2,40	0,10
	4-л	— / 81,5	8,90	2,27	0,25
	8/55	—	164,25	0,40	—
	274	— / 3,0	Излив	0,20	—

лее водообильной и проницаемой частью водоносного комплекса верхнеюрских известняков.

На площади Гаурдакского серного месторождения в подземных водах отмечается довольно четкая закономерность изменения минерализации и ионного состава подземных вод комплекса и в вертикальном разрезе (Гуревич и др., 1967). На участках, наиболее приближенных к сводовой части Гаурдакской антиклинали, распространены главным образом солоноватые и соленые воды с минерализацией от 3 до 50 *г/л* сульфатного, сульфатно-хлоридного кальциевого и натриево-кальциевого состава. Мощность этой зоны подземных вод не превышает нескольких десятков метров. В направлении общего погружения водоносного комплекса она сменяется слабыми и крепкими рассолами хлоридного натриевого состава с минерализацией от 50 до 200 *г/л*. Рассолы обогащены йодом, бромом и рядом других элементов (табл. 56). Граница между солоноватыми, солеными водами и рассолами проходит в пределах глубин 200—300 *м*.

Таблица 36

Химический состав подземных вод водоносного комплекса верхнеюрских известняков Гаурдакской антиклинали

№ скважины, интервал опробования, м	Температура воды, °С	Минерализация, г/л	Формы выражения анализа	Содержание						
				$Na+K$	Ca	Mg	H_2S	Cl	SO_4	HCO_3
2 г/п 120–146	20,5	3,7	мг/л экв %	505,0 35,0	577,0 51,0	82,0 11,0	–	688,0 33,4	1829,0 65,6	37,0 1,0
466	–	37,4	То же	12655,0 85,5	1 112,0 8,0	213,0 2,5	–	19503,0 88,0	3452,0 12,0	85,0 –
3 в/п 135–146	–	66,3	„	22406,0 89,0	1 705,0 8,0	486,0 3,0	–	36524,0 92,0	4145,0 8,0	0,0 –
2-с 300–320	33,3	187,6	„	66055,0 92,0	3 647,0 6,0	1009,0 2,0	500,0 –	108 862,0 98,0	3922,0 2,0	372,0 –
274 441–444	22,8	186,9	„	67 187,0 92,0	3 607,0 6,0	1021,0 2,0	558,8 –	111 344,0 98,0	2460,0 2,0	445,0 –
11 500–640	28,0	140,9	„	48 139,0 86,6	4 460,0 9,0	1102,0 4,4	755,0 –	83 473,0 98,0	3654,0 2,0	427,0 –
702 922–952	21,5	108,8	„	34 830,0 80,0	5 481,0 15,0	1145,0 5,0	1266,0 –	65 039,0 97,0	1481,0 2,0	976,0 1,0
1 574–606	–	290,3	„	110 000,0 97,0	1 874,0 2,0	663,0 1,0	87,0 –	172 336,0 98,0	3769,0 2,0	232,0 –
1 пг 1100–1147	–	345,5	„	90 515,0 63,0	23 305,0 21,0	9120,0 13,0	98,0 –	206 926,0 100,0	346,0 –	1015,0 –

Южнее месторождения, в зоне Узункудукского регионального разлома, в известняках оксфорда вскрыты напорные хлоридные натриевые воды с повышенным содержанием кальция, отличающиеся исключительно высокой насыщенностью сероводородом (более 1000 *мг/л*). Другой примечательной особенностью являются непостоянный режим минерализации воды, незакономерно изменяющийся на протяжении ряда лет от 109 до 147 *г/л*, и аномально высокое для подземных вод района содержание йода. На северном и западном погружениях Гаурдакской антиклинали (долина Кансай) и известняках оксфорда, перекрытых ангидритовой и соленосной толщами кимериджа — титона, минерализация подземных вод комплекса возрастает до 290—345 *г/л* (скв. 1; 1 ПГ).

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (Cr_1) мощностью до 580—715 *м* охватывает толщу пород от валанжина до нижнего альба включительно. В основании комплекса залегает выдержанный и достаточно мощный (до 110 *м*) пласт песчаников карабильской свиты. Выше до самой кровли комплекса разрез представлен чередованием песчаников, реже известняков и доломитов с глинами, аргиллитами, алевролитами и прослоями гипсов при общем преобладании песчанистых разностей. Нижнемеловые отложения распространены почти повсеместно и отсутствуют только в сводах крупных антиклинальных поднятий. Наиболее обширные площади их выхода на поверхность расположены северо-западнее Кугитангской и Гаурдакской антиклиналей. На остальной территории района водоносный комплекс перекрыт преимущественно глинистыми (до 90%) разностями среднеальбского — верхнемелового возраста общей мощностью до 1750 *м*.

Породы этой толщи обычно не водоносны. Проницаемые горизонты (известняки, песчаники, алевролиты) небольшой мощности залегают среди глинистых отложений, что является крайне неблагоприятным фактором для образования значительных ресурсов подземных вод. Воды этой толщи в большинстве своем эксплуатируются колодцами и выводятся на поверхность немногочисленными источниками, дебиты которых не превышают десятых долей литра в секунду. По химическому составу воды хлоридно-сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией от 3,8 до 19,6 *г/л*.

В разрезе отложений валанжина — готерива наиболее обводнены песчаники карабильской свиты. Особенно полно водоносность их изучена на Гаурдакском и Карлюкском месторождениях калийных солей. В северной части Гаурдакского месторождения калийных солей песчаники благодаря их высокому положению по отношению к местной гидрографической сети совершенно безводны. В центральной и юго-западной частях месторождения они залегают ниже, а местами выше базиса эрозии и обводнены почти повсеместно. С ними связаны многочисленные, но малодебитные источники, которые образуют поверхностный водоток Кансай (Карикансай) с непостоянным расходом, колеблющимся от 3,6 до 11 *л/сек*. По данным Г. Я. Рябчинского, проводившего гидрогеологические исследования на Гаурдакском месторождении калийных солей в 1945—1950 гг., водообильность песчаников карабильской свиты, залегающих на глубине от 50 до 340 *м*, также низкая. В процессе опробования дебиты скважин не превышали 0,8—1,6 *л/сек* при понижении уровня подземных вод на 0,8—32,3 *м*.

Аналогичные условия водоносности и на Карлюкском месторождении калийных солей. Здесь большей водообильностью обладают пес-

чаники верхней части разреза карабильской свиты на площади их непосредственного контакта с сильно обводненными четвертичными отложениями. Значения удельных дебитов скважин достигают 1,1 *л/сек.* При погружении песчаников карабильской свиты под отложения готерива водообильность их резко снижается и удельные дебиты скважин не превышают 0,0001—0,0002 *л/сек.*

С отложениями баррема — апта и нижнего альба связаны немногочисленные и малодебитные источники в центральной и северо-западной частях района. Южнее Гаурдакской антиклинали, на Тагаринской и Кундалянгской структурах, этот комплекс пород перекрыт более молодыми образованиями и содержит напорные воды. В отдельных скважинах, вскрывших отложения нижнего альба, наблюдался свободный излив вод с дебитом до 0,6 *л/сек.*

По величине минерализации подземные воды комплекса, вскрытые колодцами и выведенные на поверхность источниками, весьма разнообразны (от слабосоленых до рассолов). Пресные воды встречаются крайне редко. На площади районов зарегистрирован только один источник (Томчи) с пресной водой, связанный с отложениями нижнего альба и расположенный в верховьях сая Губчак. По химическому составу различаются воды сульфатные магниево-кальциевые и магниево-натриевые, хлоридно-сульфатные (сульфатно-хлоридные) натриевые и натриево-кальциевые и хлоридные натриевые (табл. 57). Наиболее высокая минерализация и хлоридный натриевый состав характерны для вод источников, расположенных в долине Кансай на южном участке Гаурдакского месторождения калийных солей.

Таблица 57

Химический состав подземных вод водоносного комплекса нижнемеловых отложений

Водопункт, номер скважины, интервал опробования, *м*	Температура воды, °С	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Источник Томчи	—	0,7	*мг/л*	104,0	98,0	23,0	71,0	266,0	162,0
			экв %	39,0	44,0	17,0	17,0	59,0	24,0
Источник Тандырча	—	5,0	То же	316,0	443,0	534,0	294 0	3147 0	317,0
				17,0	28,0	55,0	10,2	83,8	6,0
Источник Безымянный	23,5	100,8	„	37 258,0	1172,0	383,0	57 091,0	4162,0	116,0
				95,0	3,0	2,0	95,0	5,0	—
Кундалянг, 6	28,0	10,7	„	3 403,0	506,0	133,0	5 687,0	981,0	175,0
				80,3	13,7	6,0	87,2	11,1	1,7
Кундалянг, 4	31,0	100,0	„	34 927,0	1 763,0	345,0	55 318,0	5506,0	91,0
				90,0	6,0	4,0	93,1	6,8	0,1
Тагара, 711 615—680	32,2	114,4	„	38 822,0	3 282,0	1070,0	66 168,0	3506,0	91,0
				87,0	8,0	5,0	96,0	4,0	—
Кокмияр, 4 550—557	—	298,6	„	107 765,0	5 361,0	1490,0	178 186,0	1611,0	18,0
				92,4	5,3	2,3	99,3	0,7	—
Долина Кансай, 32 243—433	30,5	320,0	„	97 218,0	18 838,0	3466,0	191 839,0	317,0	6,0
				78,0	17,0	5,0	100,0	—	—

Подземные воды комплекса, вскрытые скважинами, также характеризуются разнообразной минерализацией. Преобладают воды хлоридного натриевого состава. Максимальными значениями минерализации

(195—320 *г/л*) отличаются подземные воды песчаников карабильской свиты на структуре Кокмияр и на площади Гаурдакского месторождения калийных солей. Это, вероятно, объясняется активными процессами выщелачивания соленосной толщи на контакте с отложениями валанжина. На Карлюкском месторождении процессы разрушения соленосной толщи не отмечаются и минерализация подземных вод песчаников карабильской свиты составляет 5—6 *г/л* в восточной части площади (на контакте с обводненными четвертичными отложениями), увеличиваясь по мере погружения водовмещающих пород в западном направлении до 106 *г/л*. На Тагаринской и Кундалянгской структурах в отложениях баррема — апта и нижнего альба вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 10 до 114 *г/л*.

Водоносный комплекс четвертичных отложений

Отложения четвертичного возраста широко развиты в долинах рек, ручьев, горных ущелий, реже встречаются на водоразделах. Состав пород и их мощность весьма разнообразны. В крупных долинах района (Кугитангдарья, Кансай, Сайхала) мощность четвертичной толщи достигает нескольких сотен метров (глубокие врезы) и сложена она глинами, суглинками, супесями, песками и гравийно-галечными образованиями. На участках, прилегающих к западному склону хребта Кугитангтау, четвертичные отложения распространены в низовьях ущелий (конусы выноса) и представлены галечниками и конгломератами. Мощность их не превышает 50—60 *м*. В горных долинах и ущельях для развитых здесь отложений характерны преимущественно супесчано-суглинистый состав и небольшая мощность. Условия водоносности комплекса и химический состав подземных вод различны.

Аллювиально-пролювиальные отложения долины р. Кугитангдарьи обводнены почти повсеместно и в гидрогеологическом отношении наиболее полно изучены на площади Карлюкского месторождения калийных солей. На этом участке скважинами частично или полностью пройдена толща заполняющих древнюю долину реки молодых осадков. Максимальная мощность их 350—420 *м*. Водообильность отложений по площади и разрезу крайне неравномерная и находится в прямой зависимости от их литологических особенностей. По данным Н. С. Еременко, наибольшими значениями удельных дебитов (12—32 *л/сек*) характеризуются хорошо отсортированные отложения с песчаным заполнителем восточной, предгорной, части долины. Высокая водообильность гравийно-галечных отложений находит отражение и в наличии крупных источников с дебитами до 124—192 *л/сек*. По данным режимных наблюдений 1965—1966 гг., обработанных В. Н. Озябкиным, среднегодовой суммарный родниковый сток из четвертичных отложений в низовьях долины р Кугитангдарьи составляет 371 *л/сек*. Западнее и вниз по разрезу количество глинистого материала в составе водовмещающих пород увеличивается и удельные дебиты скважин уменьшаются до 8—1,6 *л/сек*.

Глубина залегания подземных вод комплекса колеблется от 0 до 40 *м* и более. На большей площади воды безнапорные и лишь в юго-западной части долины они приобретают напор. Высота напоров достигает 4—8 *м* выше поверхности земли. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет подземных вод, поступающих из известняков келловея — оксфорда и четвертичных отложений верхней части долины р. Кугитангдарьи. Естественные ресурсы водоносного горизонта, заключенного в гравийно-галечных породах, подсчитанные В. Н. Озябки-

ным в 1967 г. на площади Карлюкского месторождения калийных солей, составляют 634 *л/сек.*

Пролювиальные отложения саев области распространения меловых пород содержат ограниченные количества подземных вод, вскрываемых неглубокими колодцами. Наличие воды в галечниках и конгломератах ущелий западного склона хребта Кугитангтау устанавливается косвенно по поглощению ими поверхностных водотоков, связанных с верхнеюрскими источниками. Водообильность тех и других пород, а также четвертичных отложений Приамударьинской равнины, практически не изучена и не может быть охарактеризована количественно. Питание проницаемых горизонтов осуществляется, по-видимому, исключительно за счет поступления подземных вод из водоносных комплексов коренных пород и в меньшей степени — инфильтрации атмосферных осадков и поверхностного стока.

Минерализация и химический состав подземных вод четвертичных отложений зависят от литологических особенностей и степени засоленности водовмещающих пород. В большинстве случаев отмечается связь состава и минерализации вод комплекса с водами дочетвертичных отложений. Следствием этого является разнообразие гидрохимических условий рассматриваемого комплекса пород. Наибольшей минерализацией характеризуются воды четвертичных образований долин, где отмечаются процессы растворения соленосной толщи кимериджа — титона. Наиболее активно они протекают в юго-западной части долины р Кансай и в северо-восточной части долины р. Кугитангдарьи. Эти участки характеризуются развитием хлоридных натриевых вод с минерализацией от 80 до 320 *г/л*. На большей части района в четвертичных отложениях распространены воды с минерализацией от 6 до 50 *г/л*. Состав их самый разнообразный (табл. 58).

Таблица 58

Химический состав подземных вод водоносного комплекса четвертичных отложений

Водопункт	Температура воды, °С	Минерализация, *г/л*	Форма выражения анализа	Содержание					
				Na + K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3
Долина Губчак, колодец Аккудук	19,5	6,8	*мг/л*	1 790	331	158	1 752	2629	195
			экв %	72,6	15,4	12	46	51	3
Долина Кансай, колодец Башбугам	21,0	7,9	То же	1 570	509	350	1 319	3911	159
				55	21	24	31	66	2
Долина Сайхала, колодец	—	16,3	»	3 882	511	784	3 688	7193	244
				65	10	25	40	58	2
Долина р. Кугитангдарьи, карстовая воронка	—	322,0	»	123 349	1506	578	190 597	4596	146
				98	1	1	98	2	—
Там же, источник Карабулак	20,0	2,0	»	468	192	32	706	453	195
				63	29	8	61	29	10
Карлюкское месторождение калийных солей, скв. 36 (120—140 *м*)	—	2,9	»	528	365	80	766	1034	256
				48	38	14	46	45	9

Наиболее полно изучена гидрохимия водоносного комплекса на площади Карлюкского месторождения калийных солей. Воды отличаются невысокой минерализацией (2—10 *г/л*) и, как правило, хлоридно-

сульфатным и хлоридным натриевым и кальциево-натриевым составом. Для рассматриваемой территории характерно развитие двух типов гидрохимического разреза. Первому, развитому в пределах предгорного шлейфа, присуще увеличение минерализации вод с глубиной и изменение значений отдельных компонентов ионного состава. Другому, распространенному на остальной площади и охватывающему участки неглубокого залегания подземных вод, свойственно уменьшение минерализации и изменение ионного состава вод сверху вниз по разрезу. Повышенная минерализация подземных вод в верхней части разреза четвертичных отложений является следствием процессов испарения.

В заключение необходимо отметить, что описание подземных вод Гаурдак-Кугитангского района базируется главным образом на результатах изучения их естественных выходов и отчасти на материалах бурения в пределах отдельных антиклинальных структур. В синклинальных прогибах бурение не производилось и сведения о подземных водах отсутствуют.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Палеогидрогеологические особенности района

Вопросы палеогидрогеологии рассматриваемого региона изучены еще недостаточно. Тем не менее благодаря гидрогеологическим исследованиям, выполненным в Гаурдак-Кугитангском районе в 1965—1967 гг. Г. А. Беленицкой, В. Н. Озябкиным, А. П. Поспеловым, Л. Б Померанц под научным руководством М С. Гуревича, представляется возможным осветить общие черты палеогидрогеологии этой территории.

Палеогидрогеологические условия Гаурдак-Кугитангского района обусловлены общей историей его геологического развития. Наибольшее значение имеют закономерности геотектонического развития региона, изменения палеогеографических и фациальных особенностей процесса осадконакопления, последующего формирования рельефа, гидрографической сети и т. п. В геологической истории района представляется возможным выделить три основных этапа: домезозойский, мезозойско-раннеолигоценовый (T_3—Pg_3^1) и среднеолигоценовый — четвертичный (Pg_3^2—Q_4).

Первый этап объединяет всю домезозойскую историю района. Проявившиеся в конце этого этапа движения герцинской, а также более ранних тектонических фаз обусловили сложноскладчатую структуру пород протерозоя и палеозоя с преобладанием субширотной ориентации структур. Сформированный герцинским орогенезом на территории района горный рельеф к началу мезозойского цикла осадконакопления был уже в значительной мере снивелирован.

Второй этап охватывает отрезок времени от верхнего триаса до среднего олигоцена. Для него характерно медленное, почти непрерывное прогибание территории, сопровождавшееся накоплением мощной (более 5 *км*) осадочной толщи. Накопление ее в течение верхнего триаса, нижней и средней юры происходило преимущественно в континентальных условиях, а начиная с позднеюрской эпохи главным образом в морских и лагунных условиях. В конце юрского периода в Гаурдак-Кугитангском районе отложилась мощная толща (около 1500 *м*) карбонатных, сульфатных и соляных осадков, перекрытая затем покровом мощностью более 3000 *м* меловых и палеогеновых отложений. Для

всего этапа характерны спокойная тектоническая обстановка и отсутствие расчлененности рельефа.

На протяжении геологически длительного периода времени, охватывающего первый и второй этапы геологической истории района, происходили формирование и метаморфизация подземных вод. Преобладание нисходящих движений создавало в это время благоприятную обстановку для гравитационного уплотнения пород и отжима части содержащихся в них седиментационных вод. Отсутствие дислоцированности толщи исключало активную разгрузку подземных вод по разломам и другим тектоническим нарушениям разрывного типа, благоприятствуя их метаморфизации в процессе взаимодействия с вмещающими отложениями.

Третий этап характеризуется интенсивными тектоническими и орогеническими движениями альпийской фазы, сопровождавшимися дислокацией, последовательным выводом на поверхность и разрушением в первую очередь мезо-кайнозойских осадочных толщ. Дислокации альпийского тектогенеза обусловили возникновение в районе структур субмеридионального простирания как складчатых, проявившихся преимущественно лишь в мезо-кайнозойском осадочном покрове, так и разрывных. Одновременно произошло обновление глубинных субширотных разломов более древнего заложения. В палеозойском фундаменте дизъюнктивные дислокации альпийской фазы вызвали дробление на блоки и их взаимное перемещение.

Периодом максимальной активности тектонических и орогенических процессов альпийской складчатости была первая половина этапа с конца олигоцена до среднего плиоцена. Видимо, именно в это время были сформированы основные структурные элементы района (Маликская и Дехканабад-Мукрынская синклинали, Гаурдакская и Кугитангская антиклинали), определились области питания и разгрузки подземных вод. В то же досреднеплиоценовое время, вероятно, началось развитие в галогенно-карбонатной толще верхней юры зоны гипергенеза, активно продолжавшееся все последующее время. Возникновение этой зоны связано с эрозионным размывом мощной толщи пород, покрывающих галогенно-карбонатные отложения главным образом в сводах антиклинальных структур. Наиболее вероятно, что с концом досреднеплиоценового периода связаны такие важные геологические процессы, как формирование и начало последующего разрушения нефтяных залежей, образование полиметаллического оруденения вдоль некоторых тектонических разломов.

Глубокое эрозионное расчленение района, имевшее место в среднем плиоцене, расширило ранее возникшие области питания, активизировало проникновение инфильтрационных вод на глубину, привело к увеличению мощности зоны интенсивного водообмена. Произошло понижение кислородной границы и нижних границ гидродинамических зон интенсивного и затрудненного водообмена, в первую очередь на участках древних речных долин и прилегающих к ним площадях (Гаурдакская и Кугитангская антиклинали). С этим периодом времени связано начало размыва сульфатной водонепроницаемой толщи верхнеюрского возраста в пределах Гаурдакской и Кугитангской антиклиналей и начало разгрузки высокометаморфизованных вод, жидких и газообразных углеводородов, заключенных в известняках келловея — оксфорда, вдоль тектонических нарушений. Это обусловило благоприятные условия для сульфатредукции и последующего серообразования в зоне смещения подземных вод, поступающих снизу, с инфильтрационными.

Наиболее интенсивно эрозионный размыв сульфатной толщи проявился на площади Кугитангской антиклинали, где к концу среднего плиоцена она была почти полностью уничтожена, известняки келловея — оксфорда обнажились на значительной площади западного крыла складки, а в ядре — породы палеозоя и докембрия. Увеличение площади распространения водопроницаемых пород, инфильтрация атмосферных осадков и интенсивная разгрузка подземных вод обусловили полную отмытость отложений от первичного засоления и привели к формированию довольно мощной зоны пресных преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод в пределах западного и восточного склонов хребта Кугитангтау.

На площади Гаурдакской антиклинали к концу среднего плиоцена эрозионный размыв также достиг известняков келловея — оксфорда, но масштабы его были менее значительны по сравнению с Кугитангской антиклиналью. В результате этого инфильтрация атмосферных осадков в известняки келловея — оксфорда была весьма ограниченной и не способствовала широкому замещению подземных вод, сформированных на более ранних этапах геологического развития района, инфильтрационными водами.

Особо следует отметить роль дизъюнктивных дислокаций альпийской фазы складчатости в формировании и разгрузке подземных вод Возникновение разрывных нарушений в толще пород мезо-кайнозоя и обновление некоторых субширотных разломов более древнего заложения (в частности, Узункудукского регионального разлома) явились теми факторами, которые способствовали миграции снизу (из юрских отложений) напорных высокометаморфизованных подземных вод, обогащенных метаном, йодом и бромом, в верхние части разреза. Эти воды участвовали тем самым в формировании водоносных горизонтов в вышележащих отложениях В современных условиях это находит отражение в наличии гидрогеохимических аномалий.

Все последующее (послесреднеплиоценовое) время характеризовалось относительно более спокойной тектонической обстановкой, с преобладанием дифференцированных (несколько более значительных в северной части района) поднятий небольшой амплитуды. Для него характерны дислокации, связанные с процессами выщелачивания выведенных в приповерхностную зону галогенных отложений. Происходило выравнивание рельефа. В начале этапа (N_2^3—Q_2) началось заполнение обломочным материалом глубоких врезов, связанное с повышением базиса эрозии. В дальнейшем имело место их частичное переуглубление и новое заполнение. Эти относительно небольшие тектонические и экзотектонические (вызванные развитием карста в соляной толще) движения, видимо, мало отразились на общем характере гидродинамической и гидрохимической зональности Гаурдак-Кугитангского района. Колебания базиса эрозии и уровня подземных вод нашли отражение в развитии в известняках келловея — оксфорда карста и серообразования на различных абсолютных отметках в пределах Гаурдакской и Кугитангской антиклинали, а, возможно, и в локализации полиметаллических месторождений (западный склон хребта Кугитангтау).

Движение подземных вод

Для большей части рассматриваемой территории данные о напорах подземных вод отсутствуют, а сложные геолого-структурные и гидрогеологические условия в значительной степени затрудняют интерполяцию значений приведенных напоров по отдельным участкам на всю площадь В связи с этим гидродинамические условия Гаурдак-Куги-

тангского района не могут быть охарактеризованы с достаточной полнотой и достоверностью. Ниже, по В. Н. Озябкину, дается гидродинамическая характеристика отдельных водоносных комплексов.

Схематическая карта гидростатических напоров водоносного комплекса верхнеюрских отложений Гаурдак-Кугитангского района (рис. 44) дает представление о направлении движения подземных вод и вероятных значениях гидравлических уклонов. Общее направление движения юго-западное, оно сильно осложнено наличием местных областей питания (хребет Кугитангтау — на востоке и Гаурдакское поднятие — на северо-западе) и дренирующим влиянием речных долин,

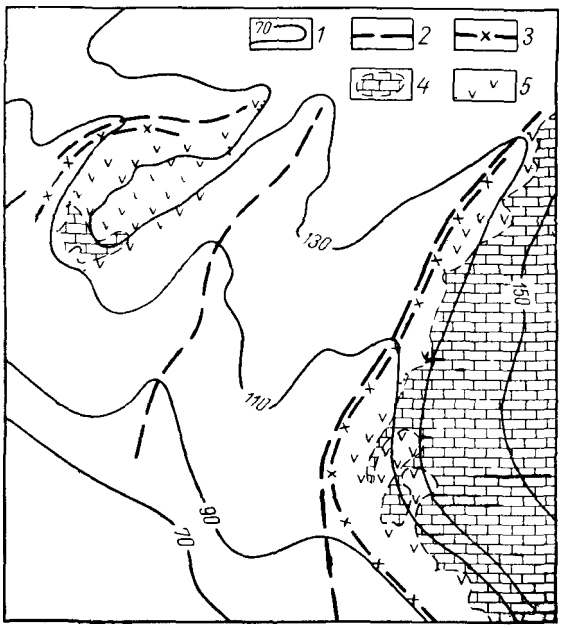


Рис 44 Схема пьезометрической поверхности водоносного комплекса верхнеюрских известняков (по В Н Озябкину)

1 — изолинии гидростатических напоров у кровли водоносного комплекса плоскость сравнения — 500 *м*, *2* — тальвеги современных долин *3* — тальвеги древних переуглубленных долин (по Г А Беленицкой) *4* — выход на поверхность верхнеюрских известняков *5* — выход на поверхность гаурдакской свиты (относительно непроницаемая кровля водоносного комплекса)

в двух из которых (долины рек Кугитангдарьи и Кансай) бурением установлены древние глубокие врезы. Уклоны пьезометрической поверхности довольно высоки и изменяются от 0,01 до 0,1, составляя в среднем 0,02 Наибольшие значения характерны для участков бортов местных дрен

В недостаточной степени изучены и условия движения подземных вод водоносного комплекса нижнемеловых отложений, в связи с чем приходится ограничиться лишь рассмотрением фактически замеренных статических уровней на отдельных участках и общими рассуждениями по этому вопросу. Так, в северо-западной части района, на площади Гаурдакского месторождения калийных солей, значения абсолютных отметок статических уровней подземных вод (песчаники карабильской свиты) изменяются от 551 *м* на северо-востоке до 383 *м* на юго-западе. Движение подземных вод на этом участке осложнено наличием местной области питания в правом борту долины р. Кансай, где песчаники карабильской свиты выходят на поверхность, и дренирующим влиянием самой долины. В южной части района, на Тагаринской и Кундалянгской структурах, отметки статических уровней подземных вод, заключенных в отложениях нижнего альба — баррема, уменьшаются с северо-востока на юго-запад от 445 до 260 *м*. В. Н. Озябкин указывает на тесную прямую зависимость между высотным положением статических уровней вод комплекса и рельефом. Это означает, что на относи-

тельно пониженных территориях района (долинах) уровни, подземных вод располагаются гораздо ближе к поверхности, чем на более высоких (водоразделах).

Не учитывая влияния переменной плотности подземных вод на их движение, можно предполагать, что направление движения вод комплекса нижнемеловых отложений, как и для водоносного комплекса верхнеюрских известняков, в общем совпадает с линиями наибольших

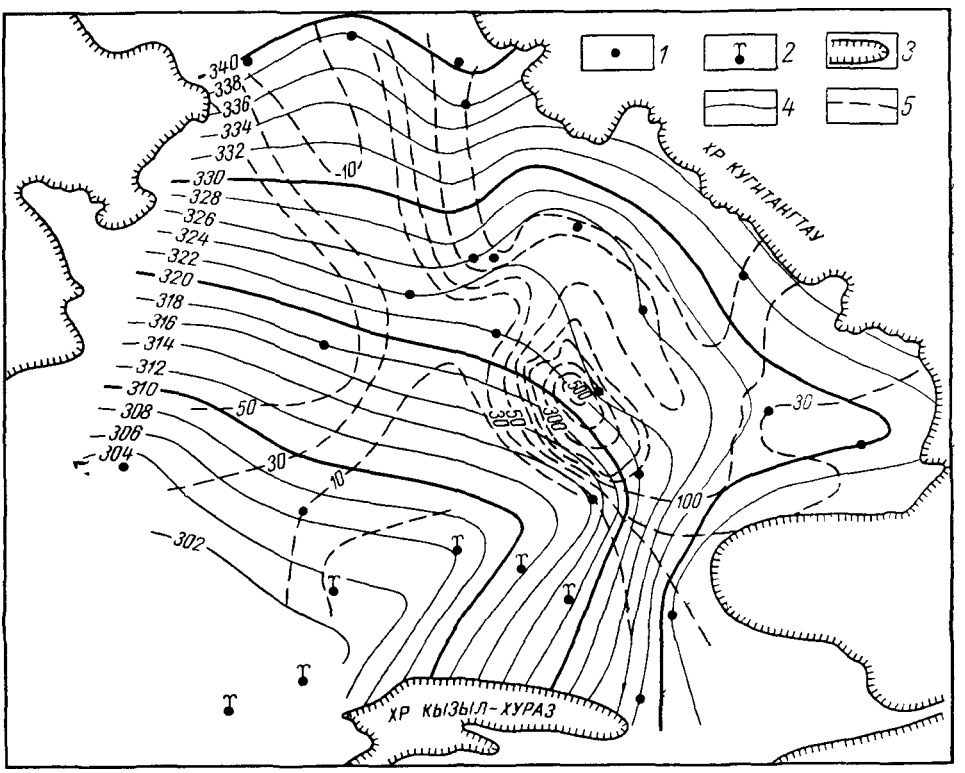


Рис 45. Карта гидроизогипс и скоростей движения вод карлюкского водоносного горизонта в гравийно-галечных отложениях (по В. Н. Озябкину)

1 — водопункты, *2* — самоизливающие скважины, *3* — контур распространения водоносного горизонта, *4* — гидроизогипсы, *5* — изолинии действительной скорости движения подземных вод (в *м/год*)

уклонов базисной поверхности района. Если это так, то областями питания комплекса следует считать крупные поднятия рельефа, а областями разгрузки — долины рек.

Участком наилучшей изученности водоносности четвертичных отложений является долина р. Кугитангдарьи в районе пос. Карлюк (площадь Карлюкского месторождения калийных солей). Имеющиеся по участку фактические данные, характеризующие движение подземных вод четвертичных отложений, почти полностью относятся к водоносному горизонту гравийно-галечных отложений. Направление и скорости движения подземных вод четвертичных отложений показаны на рис. 45 В частности, направление их движения меняется от южного у правого борта долины до западного у ее левого борта. Основной областью питания водоносного горизонта служит протягивающаяся вдоль восточного борта долины полоса его контакта с известняками келловея — оксфорда, слагающими западный склон хребта Кугитангтау. Дополнительное (тоже подземное) питание горизонт получает с севера,

с верховьев долины. Роль сложенных меловыми породами возвышенностей, ограничивающих долину с запада, в питании горизонта очень мала. Частичная разгрузка осуществляется в пределах площади распространения водоносного горизонта источниками и самоизливающими скважинами. Гидравлические уклоны потока меняются от 0,0008 до 0,008. Действительные скорости движения подземных вод ввиду большого разнообразия фильтрационных свойств пород и непостоянных гидравлических уклонов колеблются от единиц до нескольких сотен метров в год.

Гидрохимическая зональность

В работах В. П. Стрепетова (1963), М. С. Гуревича и др. (1967) и Л. Б. Померанц (1968) впервые определены основные черты гидрохимии Гаурдак-Кугитангского района, выявлены особенности гидрохимической и биогидрохимической зональности подземных вод отдельных водоносных комплексов, обусловленные геологическим строением территории и своеобразными условиями питания и разгрузки подземных вод. Существование местных областей питания, охватывающих площади выхода водовмещающих пород на дневную поверхность, широкое развитие дизъюнктивных дислокаций, способствующих на отдельных участках вертикальной миграции подземных вод, обусловили сложный характер распределения гидрохимических зон в плане и вертикальном разрезе.

В изученной части разреза Гаурдак-Кугитангского района выделяются следующие гидрохимические зоны:

1) зона пресных вод с минерализацией до 1 *г/л*;

2) зона соленых вод с минерализацией до 30 *г/л*; в этой зоне выделяются три подзоны:

а) подзона слабосолоноватых вод с минерализацией от 1 до 3 *г/л*;

б) подзона солоноватых вод с минерализацией от 3 до 10 *г/л*;

в) подзона соленых вод с минерализацией от 10 до 30 *г/л*;

3) зона рассолов с минерализацией до 270 *г/л* и более; в этой зоне выделяются три подзоны:

а) подзона слабых рассолов с минерализацией от 30 до 150 *г/л*;

б) подзона крепких рассолов с минерализацией от 150 до 270 *г/л*;

в) подзона весьма крепких рассолов с минерализацией более 270 *г/л*.

Отдельные гидрохимические зоны охватывают различные по стратиграфическому положению части водоносных комплексов и имеют различные мощности.

Гидрохимическая зона пресных вод с минерализацией до 1 *г/л* формируется в пределах первого от поверхности водоносного комплекса в областях современной инфильтрации атмосферных осадков и свободного интенсивного водообмена в отмытых от первичного засолонения породах. Эта зона широко распространена на западном и восточном склонах хребта Кугитангтау и охватывает интрузивные образования среднего карбона — перми (?), терригенные осадки нижней и средней юры и карбонатные отложения келловея — оксфорда. Преимущественное развитие в зоне имеют гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые воды. Встречаются также воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магнитные и сульфатно-гидрокарбонатные сложного катионного состава. Увеличение в ионном составе содержания сульфатов и хлоридов, как правило, сопровождается возрастанием минерализации подземных вод. Обра-

щает на себя внимание присутствие в водах зоны нафтеновых кислот (до 0,2—1 *мг/л*). Растворенные в водах газы углекисло-кислородно-азотные воздушного происхождения. Для них характерны присутствие кислорода до 29% и низкие отношения He/Ar, измеряемые тысячными долями. Температура подземных вод не превышает 20° С.

Гидрохимическая зона соленых вод с минерализацией до 30 *г/л* широко распространена на территории Гаурдак-Кугитангского района и охватывает главным образом различные части разреза водоносного комплекса нижнемеловых отложений. В водоносном комплексе верхнеюрских известняков она развита меньше и приурочена к верхним частям комплекса в пределах погружения западного склона хребта Кугитангтау и к своду Гаурдакской антиклинали.

В водоносном комплексе нижнемеловых отложений гидрохимическая зона соленых вод, располагающаяся, как правило, в пределах выхода комплекса на поверхность или на участках его неглубокого залегания, охватывает преимущественно отложения от нижнего альба до готерива включительно и характеризуется развитием подземных вод с минерализацией от 3 до 50 *г/л*. Эта зона наибольшее распространение имеет в пределах Маликской и Дехканабад-Мукрынской синклиналей и приурочена к их бортовым частям. Характерными чертами зоны являются: 1) сульфатный, сульфатно-хлоридный и хлоридный натриевый состав подземных вод с невысоким содержанием микроэлементов (доли миллиграмма на литр); 2) преимущественно окислительная обстановка, характеризующаяся высокими значениями rH_2 (от 18 до 26); 3) преимущественно воздушные углекисло-кислородно-азотные и углекисло-азотные растворенные газы. На отдельных участках вблизи выходов нижнемеловых отложений на поверхность окислительная среда сменяется окислительно-восстановительной, что в ряде случаев приводит к образованию сероводорода в водах биохимическим путем (северо-восточное крыло Тагаринской структуры).

В водоносном комплексе верхнеюрских известняков западного склона хребта Кугитангтау зона соленых вод, представленная двумя подзонами (1—3 и 3—10 *г/л*), в западном направлении сменяет зону пресных вод, образуя гидродинамические условия затрудненного и наиболее затрудненного водообмена в известняках келловея — оксфорда. Состав вод сульфатный и хлоридный натриевый, хлоридно-сульфатный (сульфатно-хлоридный) натриево-кальциевый и натриево-кальциево-магниевый. Увеличение содержания сульфатов в подземных водах способствует развитию сульфатредуцирующих бактерий, в результате жизнедеятельности которых появляется сероводород (от 20 до 656 *мг/л*). Чем больше органического вещества в подземных водах, тем активнее идет процесс сульфатредукции. Окислительно-восстановительный потенциал (rH_2) при этом уменьшается с 13,7 до 4,6. Растворенные в водах газы углекисло-азотные, но наряду с этим встречаются и существенно углеводородные газы с содержанием метана более 80% (скв. 12). Температура подземных вод колеблется от 21 до 23° С.

На площади Гаурдакского серного месторождения гидрохимическая зона соленых вод с минерализацией от 3 до 30 *г/л* охватывает самую верхнюю часть разреза водоносного комплекса верхнеюрских известняков. В вертикальном разрезе она распространена примерно до глубины 100 *м* от поверхности земли и представлена подзонами солоноватых (3—10 *г/л*) и соленых (10—30 *г/л*) вод. Данная зона устанавливается по капежам в горных выработках серного рудника и отдельным скважинам. Состав вод сульфатный натриево-кальциевый или кальциево-натриевый, хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный

натриевый. Для вод капежей характерна высокая концентрация атомарного водорода и в ряде случаев наличие алюминия и железа (Гуревич и др., 1967). Вода капежей обладает слабокислой и кислой реакцией с величиной pH, снижающейся иногда до 0,3. Значение rH_2 в водах зоны колеблется от 15,4 до 22. Для подземных вод этой зоны типична высокая сульфатность (более 5 *г/л*) при отсутствии сероводорода или его наличии в единичных случаях в количестве, не превышающем 10 *мг/л*, что объясняется высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Подземные воды характеризуются наиболее высокой распространенностью и активным развитием тионовых бактерий. Растворенные в водах газы кислородно-азотные, азотные и углекисло-азотные. Преобладает азот воздушного происхождения. Отношение He/Ar составляет 0,003.

Формирование гидрохимической зоны соленых вод связано с наличием в разрезе плохо промытых водоносных пород морского генезиса. Минерализация и химический состав подземных вод зоны в значительной степени определяются их вещественным составом. Образование сероводорода в подземных водах на отдельных участках является следствием процессов бактериального окисления углеводородов.

Гидрохимическая зона рассолов занимает, как правило, наиболее глубокие части геологического разреза, сложенные юрскими и нижнемеловыми отложениями. Зона рассолов водоносного комплекса нижнемеловых отложений характеризуется преимущественным развитием слабых (до 150 *г/л*) и крепких (150—270 *г/л*) рассолов хлоридного натриевого состава. Весьма крепкие рассолы, приуроченные к песчаникам карабильской свиты, имеют, вероятно, локальное распространение и генетически связаны с выщелачиванием галогенной толщи кимериджа — титона на участках с интенсивной тектонической нарушенностью. Рассолы содержат небольшие концентрации йода и брома. На южном участке Гаурдакского месторождения калийных солей в районе скв 32 наблюдается гидрохимическая аномалия, выражающаяся в повышенном содержании йода и тяжелых элементов (Pb, Zn, Cu и др.) в подземных водах. В скв. 32 отмечается выпадение в осадок из водного раствора до 66% Pb, присутствуют также Co, Ti, As, Mn, Cu, Cr, Ar, Ni, V, Mo, Zn, Sn (Казаков и др., 1963). В спонтанно выделяющемся из воды газе количество гелия составляет 0,32—0,57%.

Значение окислительно-восстановительного потенциала в рассолах водоносного комплекса нижнемеловых отложений довольно высокое (rH_2=18—26). Растворенные газы имеют смешанное воздушно-биохимическое происхождение. В границах зоны активного водообмена состав газа преимущественно азотно-кислородный, в условиях затрудненного водообмена — азотный с содержанием до 50% биогенного азота. В спонтанных газах отношение He/Ar достигает 0,8—1,07. Можно предполагать, что в глубоких частях Маликской и Дехканабад-Мукрынской синклиналей в зоне рассолов водоносного комплекса нижнемеловых отложений преобладают восстановительные условия, а растворенные газы имеют азотно-метановый и на отдельных участках, вероятно, метаново-азотный состав. Свидетельством этого служит присутствие небольших количеств метана и его гомологов (до 0,7%) в газах зоны рассолов, развитых в верхней части разреза нижнемеловых отложений к югу от Гаурдакской антиклинали. Кроме того на отдельных структурах газовый состав рассолов водоносного комплекса нижнемеловых отложений может формироваться за счет миграции углеводородов из подстилающих толщ. Наглядным примером является фонтан углеводородного газа из песчаников карабильской свиты на Кокмиярской структуре.

В водоносном комплексе верхнеюрских известняков зона рассолов преобладает на большей части рассматриваемой территории. Наиболее полно она изучена в юго-западной части Гаурдакской антиклинали, на площади серного месторождения, где представлена подзонами слабых и крепких рассолов хлоридного натриевого состава (Гуревич и др., 1967; Померанц, 1968). Каждая из подзон характеризуется своими особенностями. Так, слабые рассолы с минерализацией до 150 *г/л* отличаются повышенным содержанием сульфатов (до 3—4,5 *г/л*). Величина окислительно-восстановительного потенциала (rH_2) изменяется от 9,7 до 17,2. В составе микрофлоры наряду с тионовыми бактериями широко распространены и активные сульфатредуцирующие бактерии. Содержание сероводорода в слабых рассолах колеблется от 50 до 250 *мг/г*. Состав растворенных газов весьма разнообразен: азотно-метановый, азотно-сероводородно-углекислый, сероводородно-углекислоазотный. Отношение He/Ar чаще всего не превышает тысячных долей, редко возрастая до 0,01—0,02.

Крепкие рассолы с минерализацией до 200 *г/л* занимают наиболее глубокое гипсометрическое положение в гидрогеологическом разрезе Гаурдакской антиклинали и характеризуются наименьшим содержанием сульфатов (менее 3 *г/л*). Величина окислительно-восстановительного потенциала очень низкая (rH_2=6,1—9,8). Наибольшее распространение в крепких рассолах имеют сульфатредуцирующие бактерии (до 70%), но находятся они в слабо активном состоянии. Состав растворенных газов преимущественно углекисло-сероводородный с незначительным или невысоким содержанием углеводородных газов. Общее количество растворенного сероводорода достигает 612—1230 *мг/л*. В спонтанных газах, выделяющихся из воды, содержание метана возрастает до 79—84%. Особо следует отметить в газах значительную концентрацию радиогенного аргона, составляющую 20,8—47,3% от общего объема аргона (Гуревич и др., 1967). Отношение He/Ar для спонтанных газов довольно высокое (0,5—10,4).

Минерализация рассолов на площади серного месторождения закономерно увеличивается в направлении погружения известняков келловея — оксфорда от 50 до 200 *г/л* (Гуревич и др., 1967). Отклонение от этой закономерности наблюдается на площади южного погружения Гаурдакской антиклинали, где водоносный комплекс верхнеюрских известняков залегает на глубине более 500 *м* (скв. II, 702) и характеризуется развитием менее минерализованных вод (109—141 *г/л*), отличающихся повышенным содержанием кальция (4,5—5,5 *г/л*) и йода. Принимая во внимание расположение скважин вблизи зоны Узункудукского регионального разлома, можно предполагать поступление подземных вод глубоких частей разреза в водоносный комплекс верхнеюрских известняков. С этой точки зрения интересно отметить тот факт, что в пределах Гаурдакской антиклинали в подстилающих водоносный комплекс отложениях средней юры развиты слабые рассолы (65 *г/л*) хлоридного натриевого состава с повышенным содержанием кальция.

На юго-западном погружении Гаурдакской антиклинали за пределами серного месторождения, где водоносный комплекс верхнеюрских известняков перекрыт сульфатно-галогенной толщей кимериджа — титона, крепкие рассолы сменяются весьма крепкими с минерализацией от 290 до 346 *г/л*. Состав весьма крепких рассолов хлоридный натриевый и натриево-кальциевый, они содержат йод и бром (скв. I пг). Состав растворенных и спонтанно выделяющихся газов существенно углеводородный с содержанием метана соответственно до 87 и 97%.

Наличие гидрохимической зоны рассолов в глубоких частях геологического разреза Гаурдак-Кугитангского района является резуль-

татом метаморфизма подземных вод в условиях весьма слабого их движения. Высокая степень метаморфизации характерна для подземных вод водоносных комплексов верхне- и нижне-среднеюрских отложений Гаурдакской антиклинали и прилегающих к ней территорий. На отдельных участках формирование зоны рассолов наблюдается в приповерхностных частях разреза в условиях окислительной среды и связано с процессами выщелачивания соленосной толщи кимериджа — титона.

В целом для гидрохимического разреза Гаурдак-Кугитангского района характерно:

1) отсутствие зоны пресных вод на большей части территории, за исключением западного и восточного склонов хребта Кугитангтау;

2) преимущественное распространение соленых вод и рассолов;

3) нарастание мощности зоны рассолов с востока на запад к глубоким частям геологического разреза;

4) обращенный гидрохимический разрез, когда под более минерализованными водами залегают воды с меньшей минерализацией (водоносный комплекс нижне-среднеюрских отложений);

5) существенное влияние соленосной толщи кимериджа — титона на формирование подземных вод отдельных водоносных комплексов и, как следствие, наличие гидрохимической аномалии в водоносных комплексах нижнемеловых и частично верхнеюрских отложений, выражающейся в резком увеличении минерализации подземных вод на отдельных участках;

6) смена гидрохимических зон с востока на запад к глубоким частям геологического разреза, сопровождающаяся изменением состава растворенных газов от воздушных и воздушно-биохимических до чисто биохимических.

Глава 9

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Стационарные режимные наблюдения организованы в районах орошаемого земледелия и на участках эксплуатации подземных вод. Региональной сети в пустынных районах не создано. Режимными наблюдениями охвачены предгорная равнина Копет-Дага, субаэральные дельты и долины рек Амударьи, Мургаба и Теджена; специальные режимные наблюдения проводятся вдоль трассы Каракумского канала, в районах Сарыязинского и второго Тедженского водохранилища, на балансовых участках в Ташаузском, Мургабском и Тедженском оазисах. Данные, характеризующие начало систематических наблюдений, количество наблюдательных пунктов и виды стационарных исследований приведены в табл. 59.

При составлении описаний режима грунтовых вод использованы классификации А. А. Коноплянцева и Д. М. Каца.

Предгорная равнина Центрального Копет-Дага. По природным условиям, характеру и срокам возможного инфильтрационного питания подземных вод данная равнина входит в провинцию возможного круглогодичного питания. Этому способствуют хорошая водопроницаемость пролювиальных отложений и отсутствие сезонного промерзания зоны аэрации. Однако по срокам выпадения атмосферных осадков питание подземных вод происходит преимущественно в зимне-весенний период, когда выпадает $^2/_3$ годового количества осадков. Осадки, выпадающие в теплый период, в питании подземных вод значения не имеют, по-

Таблица 59

Виды стационарных исследований

Основные объекты	Количество наблюдательных точек	Начало систематических стационарных наблюдений, год	Виды наблюдений
Предгорная равнина Центрального Копет-Дага	1 (скв. 311) 1 (источник 23) 1 (колодец 2) 1 (скв. 345)	1928	Режим уровней, минерализации и химического состава грунтовых вод под влиянием эксплуатации
Присарыкамышская дельта	Около 350	1960	Режим уровней, минерализации и химического состава грунтовых вод; с 1962 г. режим влаги и легкорастворимых солей в почво-грунтах; пьезометрические наблюдения
Долина среднего течения р. Амударьи	Около 100	1959	Режим уровней, температуры, минерализации и химического состава грунтовых вод
Дельта и долина р. Мургаб (Мургабский оазис)	200—210	1948	То же; с 1960 г. режим влаги и легкорастворимых солей в почво-грунтах зоны аэрации
Дельта р. Теджен (Теджженский оазис)	190—200	1956	То же
Серахский оазис	Около 50	1964	Режим уровней, минерализации и химического состава грунтовых вод
Трасса Каракумского канала			
1-я очередь	50—80	1957	То же
2-я очередь	15	1953	

скольку полностью расходуются на испарение. По соотношению выпадающих осадков и испаряемости на предгорной равнине выделяются две зоны увлажнения. Северная зона ничтожного увлажнения, южная — скудного.

Таким образом, предгорная равнина характеризуется типом круглогодичного преимущественно зимне-весеннего питания грунтовых вод, в котором выделяются два подтипа — ничтожного и скудного увлажнения.

В виде самостоятельного азонального естественного подтипа узкими полосами по долинам горных речек выделяются гидрологические подтипы режима.

Наряду с естественным типом круглогодичного преимущественно зимне-весеннего питания подземных вод на предгорной равнине широко распространен азональный искусственный тип режима, обусловленный инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

По характеру доминирующих искусственных факторов, обусловливающих особенности уровенного, химического и температурного режима подземных вод, на территории предгорной равнины четко выделяются следующие искусственные подтипы режима: 1) эксплуатационный, 2) ирригационный, 3) смешанный (ирригационно-эксплуатационный).

1. Эксплуатационный подтип режима грунтовых вод имеет преобладающее развитие в районах размещения водозаборов, эксплуатирующих грунтовые воды четвертичных отложений конусов выноса предгорной равнины и трещинные грунтово-напорные воды известняков мальм-неокома, слагающих большую часть Центрального Копет-Дага.

Эксплуатация грунтовых вод отмеченных отложений до 1954 г. осуществлялась преимущественно шахтными колодцами, кяризами и каптированными источниками. С 1954 г. началась эксплуатация подземных вод скважинами.

Интенсивный рост эксплуатации подземных вод для нужд хозяйственно-питьевого водоснабжения и мелкооазисного орошения обусловил понижение их уровня и формирование на водозаборах обширных депрессий, глубина которых в центре водозаборов на предгорной равнине достигает 8—14 *м*, а на участках эксплуатации мальм-неокомских подземных вод 21—23 *м*.

Уровенный режим на площадях развития подтипа искусственного дренирования характеризуется ежегодным понижением зеркала грунтовых вод до 1,5—2 *м* на конусах выноса и до 2—6 *м* на участках эксплуатации подземных вод мальм-неокомских отложений.

Кривые изменения уровня повсеместно представляют собой нисходящие синусоидальные, ломаные или почти прямые наклонные линии, отражающие понижение зеркала подземных вод и рост депрессионных воронок (рис. 46). Кратковременные сезонные подъемы уровня подземных вод, происходящие на общем фоне его понижения, наблюдаются обычно в зимне-весенний период и обусловлены уменьшением водоотбора и выпадением осадков.

2. Ирригационный подтип (искусственного подпитывания) развит в зоне влияния Каракумского канала и на орошаемых массивах. Уровенный режим на этих площадях формируется под влиянием фильтрационных потерь из русла канала и оросительных вод. По характеру кривых изменения уровня в подтипе режима искусственного подпитывания четко выделяются два класса режима: а) ирригационный цикличный компенсированный, б) ирригационный нецикличный декомпенсированный.

Ирригационный цикличный компенсированный класс режима имеет место на массивах орошения с глубиной залегания зеркала грунтовых вод до 3—5 *м*. Уровенный режим этого класса обусловливается такими доминирующими факторами, как режим орошения и сезонность интенсивности внутригрунтового испарения и транспирации. В зимне-весенний период (январь—апрель), когда проводятся промывочные и влагонакопительные поливы, наблюдается подъем уровня грунтовых вод на 2—2,5 *м*. С наступлением теплого весенне-летнего периода подача воды на полив сокращается, а интенсивность внутригрунтового испарения и процессов транспирации увеличивается, что приводит к понижению уровня в августе—сентябре до прежнего положения (рис 47, *а*).

Ирригационный нецикличный декомпенсированный положительный класс режима наблюдается в зоне влияния Каракумского канала на участках формирования подканальных фильтрационных бугров, на вновь освоенных под орошение массивах и на периферии староорошаемых земель с глубиной залегания зеркала грунтовых вод 10—40 *м*. Уровенный режим грунтовых вод на этих участках характеризуется слегка волнистыми синусоидальными или почти прямыми восходящими линиями, отражающими подъем уровня за счет инфильтрационных потерь из канала, оросительных вод и растекания ирригационных бугров орошаемых массивов (см. рис. 47, *б*).

На участках, где уровень грунтовых вод достигает критической глубины, ирригационный нецикличный декомпенсированный положительный класс режима постепенно трансформируется в ирригационный цикличный компенсированный.

3 К смешанному, или ирригационно-эксплуатационному, подтипу режима грунтовых вод отнесен режим грунтовых вод, формирующий-

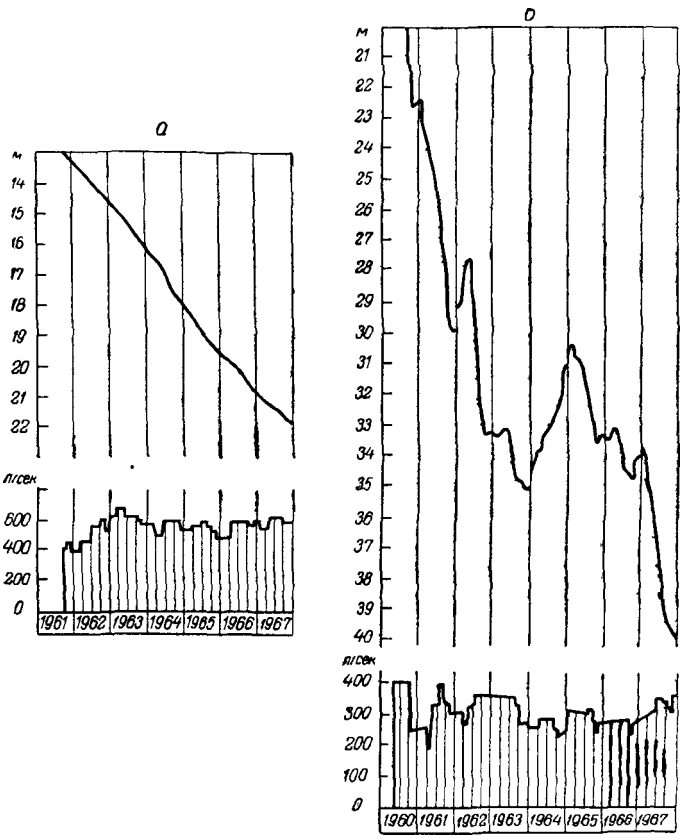


Рис 46. Графики изменения уровня воды в районе развития искусственного дренирования или эксплуатации подземных вод
а — режим искусственного дренирования или эксплуатации подземных вод по скв 366, *б* — то же, по скв. 561

ся под влиянием их эксплуатации водозаборными скважинами или скважинами вертикального дренажа и под влиянием орошения водой из Каракумского канала. Этот подтип режима четко прослеживается на территориях Фирюзинского, Ашхабадского и Кельтечинарского водозаборов, размещенных на одноименных конусах выноса. Здесь наряду с эксплуатацией грунтовых вод водозаборами для нужд питьевого, технического и хозяйственного водоснабжения на территорию г. Ашхабада и на орошаемые массивы подается вода из Каракумского канала.

На периферии Ашхабадского конуса выноса севернее русла канала на орошаемых землях совхоза Кардамак размещены скважины вертикального дренажа. До начала эксплуатации Каракумского канала на территории Фирюзинского, Ашхабадского и Кельтечинарского водозаборов под влиянием эксплуатации сформировались обширные депрессионные воронки глубиной 3—12 *м*.

С вводом в эксплуатацию Каракумского канала и подачей из него воды на орошение и полив зеленой зоны г. Ашхабада в результате подпора, созданного каналом, и фильтрационных потерь поливных вод, обусловивших попутное восполнение запасов грунтовых вод в районах Фирюзинского и Кельтечинарского водозаборов, рост депрессионных воронок прекратился. На территории Ашхабадского водозабора за период с 1962 по 1967 г. существовавшие депрессионные воронки выположились (рис. 48), и на ряде участков уровень грунтовых вод стал выше уровня, существовавшего до начала эксплуатации, на 2—4 *м*.

Присарыкамышская дельта (Ташаузский оазис). Эта дельта относится к зоне транзита и рассеивания инфильтрационных грунтовых вод р. Амударьи. В пределах современного Ташаузского оазиса под влиянием орошения формируется ирригационный подтип искусственного режима грунтовых вод, в то время как в западной, пустынной части дельты сохраняется преимущественно естественный режим, который относится к широко распространенному в Туркмении подтипу климатического режима ничтожного питания.

Основные особенности режима грунтовых вод на всей территории дельты определяются активным влиянием орошения, слабой естественной дренированностью территории, а также влиянием искусственной дренажной сети. Здесь формируется типичный дельтовый класс режима грунтовых вод, характеризующийся преобладанием процессов аккумуляции и испарения грунтовых вод над их оттоком. Соотношение между испарением, аккумуляцией и оттоком зависит в основном от глубины залегания грунтовых вод, которая и определяет направленность всех гидрогеологических процессов (табл. 60).

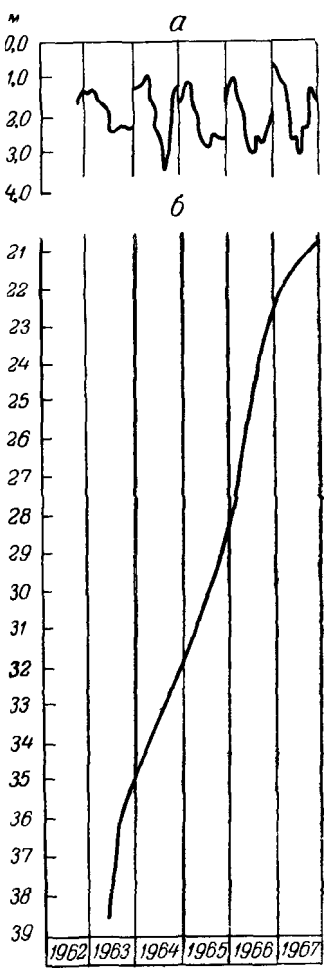


Рис. 47. График изменения уровня воды

а — на участке развития ирригационно-компенсированного режима (скв. 563); *б* — на участке развития ирригационно-накопительного режима (скв. 9-а)

Районы группы А характеризуются залеганием грунтовых вод на глубине до 3 *м*. Сезонный режим уровня в них согласуется с динамикой подачи воды на орошение и отражает влияние испарения и транспирации. Ежегодный подъем уровня происходит в марте и наблюдается в течение апреля. Он связан с начальным периодом действия ирригационных систем и предпосевными промывками почв. В течение одного-двух месяцев уровень грунтовых вод остается на высоких отметках, затем под влиянием высоких температур воздуха он резко снижается, и главными режимообразующими факторами становятся процессы испарения и транспирации, балансирующие поступление ирригационных вод. С сентября, когда водоподача сокращается, уровень грунтовых вод резко снижается и к февралю достигает минимальных отметок.

Динамика грунтовых вод в районе группы А характеризуется цикличным, преимущественно компенсированным режимом, при котором зеркало грунтовых вод ежегодно устанавливается на одних и тех же

(±0,1 *м*) глубинах Отток грунтовых вод существенного значения не имеет, почти все поступление ирригационной воды компенсируется испарением и транспирацией. В районах группы А выделяются инфильтрационно-испарительно-стоковый режим пашен и зон влияния ирригационных каналов и стоково-испарительный * — неорошаемых участков. На пашнях питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации ирригационных вод, а расходование — за счет транспира-

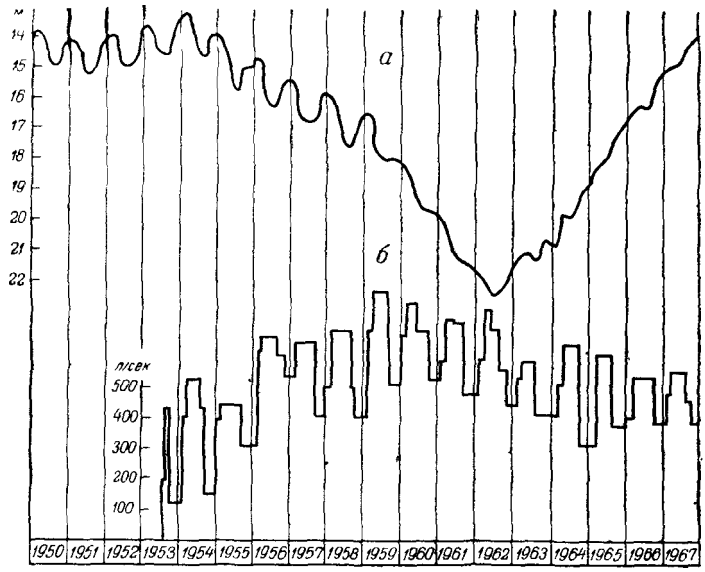


Рис. 48. Сводный график изменения уровня (*а*) и дебита (*б*) эксплуатационной скважины по среднемесячным данным в районе Ашхабадского водозабора

ции и подземного оттока к смежным неорошаемым участкам; на неорошаемых участках питание осуществляется за счет притока со стороны пашен.

Таблица 60

Режим грунтовых вод в разных районах

Группа районов	Глубина залегания грунтовых вод, *м*	Режим грунтовых вод	Условия распространения
А	До 3	Цикличный компенсированный	Восточные районы оазиса
Б	3—10	Цикличный с тенденцией к накоплению и рассолению грунтовых вод	Западный район оазиса
В	10—25 и более	Нецикличный с тенденцией к накоплению; в пустынном секторе — инертный	Западная периферия оазиса и пустынный сектор дельты

Под пашнями сформировались ирригационно-грунтовые воды с минерализацией до 4 *г/л*, а на неорошаемых участках — до 50 *г/л*. В настоящее время процессы внутриоазисного перераспределения солей в этих районах в основном закончились. Вследствие того что пашни

* Принята терминология Н. А. Кенесарина.

занимают более высокое положение в рельефе, грунтовые воды под ними стабилизируются в зимнее время на глубине от 2 до 3 *м*, а на неорошаемых землях — до 2 *м*; соответственно и амплитуды колебания зеркала на орошаемых участках составляют 1,5—2 *м*, а на неорошаемых 1—1,5 *м*.

Режим грунтовых вод на пашнях определяется режимом полива. В зависимости от поливных режимов формируется режим грунтовых вод:

1) с промывным режимом орошения весной и субирригацией летом.

2) с постоянным промывным режимом орошения.

3) с преимущественно субирригационным орошением.

Наиболее распространенный способ орошения основывается на промывном поливном режиме в весеннее время и субирригации летом. Режим грунтовых вод в этом случае характеризуется четко выраженным весенним максимумом уровня, начиная с мая уровень падает; гидрохимический режим характеризуется снижением минерализации в вегетационный период и ее увеличением в невегетационный.

Очень часто такой способ орошения чередуется с постоянным промывным поливным режимом и режимом преимущественно субирригационным. Это нарушает однообразие режимов грунтовых вод в многолетнем разрезе, но позволяет искусственно регулировать запасы солей и влаги в почвах.

Районы группы Б характеризуются глубиной залегания грунтовых вод от 3 до 10 *м*. Сезонный режим уровня согласуется с динамикой водоподачи и отражает существенную роль испарения и транспирации. Однако процессы испарения сказываются слабее, чем в районах группы А. В общем водном балансе приходные статьи больше расходных, поэтому в течение ряда лет здесь наблюдается общий подъем грунтовых вод со скоростью до 0,5 *м/год*.

В районах группы Б выделяются инфильтрационно-стоковый аккумулятивный режим грунтовых вод на орошаемых участках и вдоль ирригационных каналов и стоково-аккумулятивный — на неорошаемых площадях. Режимными наблюдениями установлены в большинстве случаев процессы внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс: рассоление грунтовых вод в зоне пашен и накопление солей на неорошаемых участках.

В последние годы замечено, что внутриоазисный процесс рассоления грунтовых вод под орошаемыми массивами в отдельных случаях нарушается. Это происходит под влиянием фильтрации дренажных вод в зоне коллекторно-сбросовой сети, где создаются условия выдавливания соленых грунтовых вод со стороны неосваиваемых площадей под орошаемые массивы.

Районы группы В характеризуются залеганием грунтовых вод на глубине более 10 *м*. В контуре орошения режим их определяется величиной местного питания за счет фильтрации ирригационных и поливных вод и величиной подземного притока со стороны внутренних районов оазиса. Уровень грунтовых вод в орошаемом районе группы В непрерывно поднимается как в весенне-летнее время, так и в период отсутствия водоподачи на орошение. Такой режим можно охарактеризовать как инфильтрационно-стоковый интенсивно аккумулятивный.

В районе, пограничном с зоной орошения, величина годового подъема уровня достигает 1 *м/год*, но с удалением от оазиса эта величина закономерно уменьшается, и уже на расстоянии 10—15 *км* от него режим грунтовых вод характеризуется как инертный. Режим минерализации в районах группы В зависит от многих факторов, поэтому уло-

вить закономерность динамики минерализации воды не представляется возможным.

Резюмируя, можно отметить, что динамика грунтовых вод на территории Присарыкамышской дельты определяется отсутствием подземного оттока за ее пределы, вследствие чего в Ташаузском оазисе происходит систематическое накопление грунтовых вод, а основные гидрогеологические процессы идут по пути внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс и лишь частично по пути их перемещения из орошаемых районов дельты в граничные с ними районы пустынной части. Существующая коллекторно-сбросная сеть усиливает процессы перераспределения: она дренирует грунтовые воды в заболоченных районах и в районах с глубиной уровня до 2 *м* и стимулирует подъем грунтовых вод в районах с глубоким положением зеркала

Долина среднего течения р. Амударьи. Амударья остается единственной крупной рекой, сток которой пока что искусственно не зарегулирован. Массивы орошения располагаются на первой надпойменной террасе и отделены от русла поймой. Поэтому в долине достаточно четко прослеживаются зоны с естественным и искусственным подтипами режима грунтовых вод. В приамударьинской барханной полосе сохраняется преимущественно естественный подтип климатического режима ничтожного питания

Основные особенности режима грунтовых вод на всей площади долины определяются режимом реки, активным влиянием орошения, слабой естественной дренированностью территории, а также влиянием коллекторно-дренажной сети.

Естественный гидрологический режим грунтовых вод отмечается в пойме реки. Сезонные и многолетние колебания уровня грунтовых вод определяются уровнями (расходами) реки и внутригрунтовым испарением. В годовом ходе уровней р. Амударьи имеются два максимума, соответствующих весеннему паводку (первая декада марта), связанному с таянием снегов на равнине, и летнему (июль—август), связанному с таянием ледников в горах. Годовой минимум наблюдается в январе. Уровень грунтовых вод в общих чертах повторяет колебания уровня воды в реке и его динамика носит цикличный преимущественно компенсированный характер, когда инфильтрация речных вод балансируется испарением и десукцией (рис. 49, *а*). Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод находится в пределах 1—1,3 *м*.

В настоящее время река на значительном протяжении питает грунтовые воды и в пойме прослеживается постепенный переход от пресных грунтовых вод у русла к солоноватым с удалением от последнего. Но в будущем с увеличением отбора вод реки на нужды ирригации в других орошаемых районах уровни реки будут ниже, расходы фильтрационного потока от реки будут меньше и на площади поймы минерализация грунтовых вод будет увеличиваться.

Для надпойменной террасы, где сосредоточены массивы орошения, характерен искусственный подтип режима грунтовых вод: гидрологический и ирригационный.

Зона с искусственным гидрологическим подтипом режима грунтовых вод протягивается 200—300-метровой полосой в обе стороны от крупных ирригационных каналов, характер работы которых определяется нуждами орошения и до некоторой степени режимом питающей их реки. Располагаясь гипсометрически выше окружающей поверхности, каналы круглый год питают грунтовые воды. Весь вегетационный период уровень грунтовых вод лежит на отметках выше среднегодовых. Годовой максимум приходится на июнь—июль (паводковая волна на реке и наибольшие вегетационные поливы), годовой минимум — на по-

слевегетационный период (сентябрь—декабрь, перед его началом — февраль). Амплитуда колебания уровня за год 1—1,5 *м* (см. рис. 49, *б*). Расходуются грунтовые воды на испарение и десукцию.

Сезонные и многолетние колебания уровня грунтовых вод в зоне с ирригационным подтипом режима определяются подачей воды на орошение, испарением, десукцией и оттоком в дренажную сеть. Постоянная инфильтрация поливных вод в вегетационный период обеспечивает

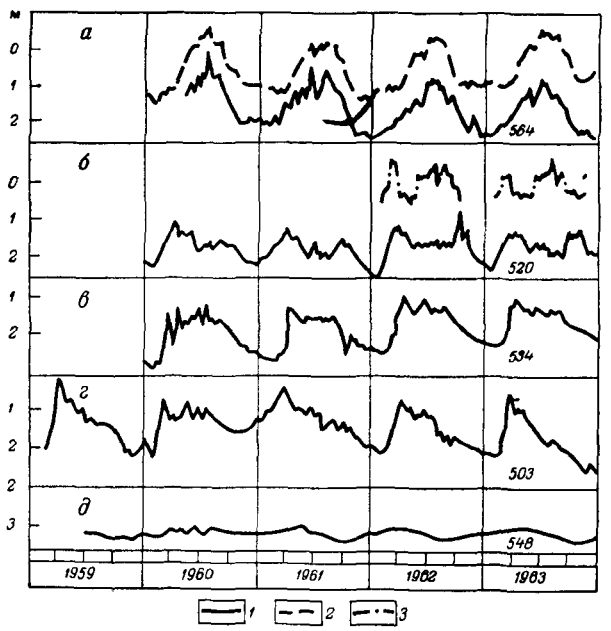


Рис. 49. Графики изменения уровня грунтовых вод долины среднего течения р. Амударьи

а — естественный гидрологический режим грунтовых вод; *б* — искусственный гидрологический подтип режима грунтовых вод, *в* — цикличный положительно декомпенсированный режим на недренированных территориях; *г* — циклично отрицательно декомпенсированный режим на дренированных территориях; *д* — компенсированный подземным оттоком цикличный режим на границе орошаемых земель,

1 — уровень грунтовых вод от поверхности земли (в *м*); *2* — уровень р. Амударьи (в относительных отметках), *3* — уровень воды в канале (в относительных отметках) Цифры на кривых — номера наблюдательных скважин

стояние уровня грунтовых вод в теплое время года на отметках выше среднегодовых. Подъем уровня приходится на начало вегетационного периода и связан с началом работы ирригационных систем и предпосевными промывками почв. Обычно в это же время наблюдается годовой максимум. В таком положении уровень грунтовых вод удерживается один—два месяца, а затем под влиянием высоких температур почв он резко снижается, и главными режимообразующими факторами становятся процессы испарения и десукции, балансирующие поступление ирригационных вод. С сентября, когда водоподача уменьшается, уровень грунтовых вод снижается, достигая к февралю самого низкого положения

При высоком коэффициенте землеиспользования (КЗИ) в долине (0,4—0,6) поступление инфильтрационных вод не компенсируется испарением и десукцией и динамика уровня носит цикличный положительно декомпенсированный характер (см. рис. 49, *в*).

Годовой ход уровня грунтовых вод в зоне влияния дрены характеризуется более резкими снижениями после очередных поливов и меньшей продолжительностью стояния уровня выше среднегодового. Динамика уровня носит цикличный компенсированный характер, но в период строительства — цикличный отрицательно декомпенсированный (см. рис. 49, *г*)

В приамударьинской барханной полосе орошение на полях вызывает подъем уровня грунтовых вод. Но амплитуда колебания уровня около 0,5 *м*, а годовые максимумы и минимумы по отношению к ирригационной зоне запаздывают. Ход уровня очень плавный, без резких пиков (см. рис. 49, *д*).

Таким образом, в долине р. Амударьи существовал цикличный положительно декомпенсированный режим на орошаемых территориях и компенсированный на пойме. Искусственный дренаж увеличивает роль подземного оттока в балансе грунтовых вод, а динамика уровня приобретает компенсированный характер.

Дельта р. Мургаб (Мургабский оазис). Под влиянием многовековой культуры орошаемого земледелия в оазисе сформировался искусственный режим грунтовых вод, а в окружающих оазис пустынных пространствах сохранился естественный климатический подтип режима ничтожного питания

Основные особенности режима грунтовых вод на всей территории дельты определяются активным влиянием орошения, весьма слабой естественной дренированностью территории, а также влиянием искусственной дренажной сети. Здесь сформировался типичный для дельт режим грунтовых вод, характеризующийся преобладанием процессов аккумуляции и испарения грунтовых вод над оттоком.

Полоса вдоль русла р. Мургаб, в местах наличия подпора поверхностных вод (Иолотанское, Гиндукушское, Каушут-Бентское и Эгри-Гузарское водохранилища), полоса вдоль Каракумского и крупных ирригационных каналов характеризуются гидрологическим подтипом искусственного режима грунтовых вод. В зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод здесь выделяются две группы режима.

Первая группа режима характеризуется глубиной залегания грунтовых вод 3—4 *м* (в центральной и южной частях оазиса, на староорошаемых землях). Сезонный режим грунтовых вод согласуется с уровнем р. Мургаб и каналов. Ежегодный подъем уровня грунтовых вод начинается в конце февраля—марта. Годовой максимум приходится на июнь—июль, затем происходит постепенный спад и годовой минимум отмечается в октябре—ноябре. Динамика грунтовых вод характеризуется цикличным преимущественно компенсированным режимом. Основная масса поступающей воды компенсируется оттоком за пределы зоны влияния, испарением и десукцией. В зоне влияния р. Мургаб и в тех местах, где ирригационные каналы заглублены для пропуска паводковых вод и для сохранения необходимого уклона с целью предотвращения размыва их русла, в межень имеет место дренаж грунтовых вод (рис. 50, *а*).

Систематические чистки ирригационных каналов не способствуют сохранению закольматированного слоя и уменьшению фильтрационных потерь из каналов. Поэтому в рассматриваемых районах за последние 10 лет минерализация грунтовых вод уменьшилась на 0,1—0,4 *г/л* при начальной 0,9—1 *г/л*.

Вторая группа режима с глубиной залегания уровня грунтовых вод более 5 *м* отмечается в периферийных частях оазиса. Хотя режим работы Каракумского и ирригационных каналов и носит цикличный характер, однако на динамике уровня грунтовых вод при глубинах их за-

легания более 12—15 *м* это почти не сказывается. В таком случае режим грунтовых вод неустановившийся положительно декомпенсированный, а величина подъема уровня за год достигает 0,5—1 *м*, реже 1,5 *м*. С подъемом уровня до глубины менее 10—12 *м* режим становится цикличным, но отток и испарение не компенсируют фильтрационных потерь (см. рис. 50, *б*).

Ирригационная группа режима имеет место на большей части оазиса, где основная роль в питании грунтовых вод принадлежит ин-

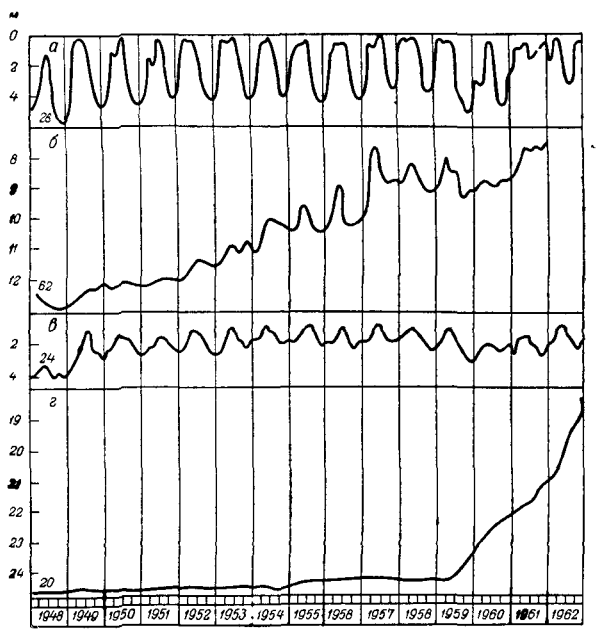


Рис. 50. Графики изменения уровня грунтовых вод Мургабского оазиса
а — искусственный гидрологический режим грунтовых вод с глубиной залегания уровня до 5 *м*; *б* — искусственный гидрологический режим с глубиной залегания уровня более 5 *м*; *в* — ирригационный режим с глубиной залегания уровня до 5 *м*, *г* — ирригационный режим с глубиной залегания уровня более 10 *м*. Цифры на кривых — номера наблюдательных скважин

фильтрации поливных вод на массивах орошения. Поэтому сезонный и многолетний режимы уровней грунтовых вод здесь тесно связаны с подачей воды на орошение (Мальцев, 1959) и отражают влияние испарения и десукции.

Соотношение между инфильтрацией, испарением и оттоком зависит в основном от глубины залегания грунтовых вод, которая и определяет направленность всех гидрогеологических процессов. В зависимости от глубины залегания грунтовых вод выделяются три группы режима.

Районы с первой группой режима характеризуются залеганием грунтовых вод на глубинах 3—4 *м* и занимают центральную и южную части современного оазиса. Это староорошаемые земли с цикличным преимущественно компенсированным режимом, при котором уровень грунтовых вод устанавливается на близких (±0,1—0,2 *м*) глубинах.

Ежегодный подъем уровня грунтовых вод происходит в конце февраля—начале марта, связан с проведением предпосевных поливов и промывок и продолжается в течение апреля и мая. Под влиянием возрастающих температур почво-грунтов в июне—июле уровень грунтовых вод начинает резко опускаться, и поступление инфильтрацион-

ных вод балансируется испарением. Сокращение поливов в сентябре и прекращение их в октябре резко снижают их уровень, который в течение зимних месяцев занимает низкое положение (см. рис. 50, *в*).

До пуска Каракумского канала коэффициент землеиспользования в рассматриваемом районе, хотя и был наибольшим в оазисе, но не выходил за пределы 0,4—0,6. На пашнях питание грунтовых вод осуществлялось за счет инфильтрации ирригационных вод, а расходование — за счет испарения, десукции и подземного оттока к смежным неорошаемым участкам, где воды расходуются на испарение. Таким образом, неорошаемые территории выполняли по отношению к пашням роль дренажа («сухой дренаж»).

Под пашнями сформировались солоноватые грунтовые воды, а на неорошаемых участках соленые и рассольные (до 35 *г/л* и более). Процессы внутриоазисного перераспределения солей были стабилизированными.

После пуска первой очереди Каракумского канала и увеличения КЗИ в рассматриваемом районе создавшееся равновесие нарушилось. Динамика уровня грунтовых вод приобрела положительно декомпенсированный характер. Увеличилась роль испарения, и минерализация грунтовых вод стала увеличиваться. Содержание легкорастворимых солей в почво-грунтах зоны аэрации также увеличилось (иногда в 2 раза и более). Проводимые иногда в таких случаях промывки большими нормами приводили к полному засолонению пашен, так как уровень грунтовых вод сильно повышался и не успевал опускаться до наступления жаркого периода, почвы заболачивались, а затем быстро засолонялись. Изменения химического состава грунтовых вод шли за счет относительного увеличения содержания хлоридов натрия или (реже) магния. Изменения минерализации связаны только с верхней частью разреза до глубин 10—12 *м* (Минашина, 1963).

С 1960 г. в оазисе начато строительство коллекторных систем, которые подключаются к естественным дренам — руслам Джар, Джар-Сай и р. Мургаб ниже Эгри-Гузарского поднапорного сооружения (Кесе-Яб). Так как коллекторно-дренажная сеть в оазисе только создается и режим грунтовых вод в зоне ее влияния еще не изучен, представляют интерес результаты изучения режима на участке влияния естественной дрены — русла Джар-Сай.

Русло имеет глубину эрозионного вреза до 7 *м* и дренирует грунтовые воды круглый год. Уровень грунтовых вод у русла лежит на глубине более 5 *м*, а на расстоянии 600 *м* от уреза 2—3 *м*. Грунтовые воды изменяются с удалением от русла от соленых до пресных. Динамика уровня грунтовых вод носит цикличный компенсированный характер. Сезонные колебания уровня аналогичны таковым в бездренажных условиях, но скорость опускания уровня после полива под влиянием активизированного подземного оттока увеличена в 2—3 раза и достигает 4—7 *см/сутки*.

Изучение распределения напоров в водоносном горизонте под дречой до глубины 50 *м* показало, что русло Джар-Сай дренирует грунтовые воды с больших, чем 50 *м*, глубин и что основная часть грунтовой воды дренируется дном дрены и поступает из глубоких частей горизонта.

Минерализация грунтовых вод в зоне влияния русла Джар-Сай за последние 10 лет понизилась на 0,2—0,4 *г/л*. За три года наблюдений содержание легкорастворимых солей в зоне аэрации не изменилось и лежало в пределах 0,2—0,3%, а сезонные колебания были не более 0,1—0,2%.

Районы со второй группой режима, характеризуемой глубиной залегания грунтовых вод 4—10 *м*, располагаются полосой вокруг районов первой группы. Здесь роль испарения и десукции незначительна, а подземный отток, хотя и имеет некоторое значение в солевом балансе (Роговская, 1958), однако не обеспечивает полного отвода инфильтрационных вод. Поэтому динамика уровня грунтовых вод характеризуется положительно декомпенсированным режимом, при котором уровень грунтовых вод повышается ежегодно со скоростью 0,5—1 *м/год*.

Третья группа режима грунтовых вод с глубиной залегания их уровня более 10 *м* наблюдается на северо-восточной периферии оазиса. До пуска Каракумского канала питание грунтовых вод обеспечивалось подземным притоком со стороны внутренних районов оазиса, а расходование их — подземным оттоком в сторону Низменных Каракумов. Динамика уровня грунтовых вод носила установившийся (цикличный) компенсированный характер с годовой амплитудой не более 10—15 *см*. С пуском Каракумского канала и началом освоения земель в питании грунтовых вод основная роль принадлежит инфильтрации поливных вод. Уровень грунтовых вод непрерывно поднимается как в вегетационный период, так и в осенне-зимнее время (см. рис. 50, *г*) со скоростью до 1 *м/год*.

Режим минерализации и химического состава в районах с ирригационным подтипом режима зависит от многих факторов, поэтому уловить закономерности динамики минерализации не представляется возможным

В целом для всего Мургабского оазиса динамика уровня грунтовых вод определяется отсутствием подземного оттока за его пределы, вследствие чего происходит непрерывное накопление запасов грунтовых вод, и расходование последних на испарение и десукцию. Почти все соли, поступающие с ирригационными водами в оазис, остаются в почво-грунтах зоны аэрации и в грунтовых водах. Поэтому основным условием мелиорации оазиса является регулирование внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс коллекторно-дренажной сетью, густота которой определяется конкретными мелиоративно-гидрогеологическими условиями районов.

Долина р. Мургаб. Верховье долины р. Мургаб расположено в предгорьях Паропамиза, что и определяет основную особенность гидрогеологических условий данного участка. Здесь происходит транзит грунтовых вод горного питания.

Хозяйственная деятельность человека на территории среднего и нижнего течения реки изменила естественно сложившиеся гидрогеологические условия долины. На орошаемых участках преобладающее значение имеют искусственные факторы формирования грунтовых вод.

На основе доминирующих факторов, обусловливающих гидрогеологический процесс, в долине р. Мургаб выделяются зоны следующих подтипов режима грунтовых вод: 1) естественный климатический ничтожного питания; 2) естественный гидрологический; 3) искусственный гидрологический; 4) смешанный (гидролого-ирригационный).

Общей особенностью всех подтипов режима, кроме естественного климатического, является цикличный характер динамики их уровня.

Зона естественного климатического режима распространена по всей длине долины. Здесь поток грунтовых вод круглый год направлен к руслу долины. Амплитуда колебаний не превышает 0,6 *м*. Годовой максимум приходится на период инфильтрационного питания за счет атмосферных осадков в январе—феврале, минимум — на летний период отсутствия дождей. Приходные статьи (инфильтрация атмосфер-

ных осадков и приток извне) баланса грунтовых вод компенсируются расходными (в основном оттоком за пределы зоны).

Естественный гидрологический режим грунтовых вод характерен для прирусловой зоны верховий долины до г. Тахта-Базар шириной не более 1 *км*, охватывающей пойменную и первую надпойменную террасы. Глубина до воды 0,5—2 *м*. Уровень грунтовых вод располагается выше уровня воды в реке. Высокое стояние уровня в реке в период ее половодья, обычно наблюдаемого с середины апреля до середины июня, вызывает подпор уровня грунтовых вод. Колебания последнего синхронны колебаниям уровня воды в реке. Но с удалением от русла волна колебаний сглаживается и запаздывает. Такое запаздывание не превышает 5—10 дней. Скорость подъема уровня грунтовых вод составляет 5 *см/сутки*. Амплитуда их колебаний на урезе достигает 1,3 *м*, в реке 1,5 *м*. Наивысшее стояние уровня приурочено к началу мая, наинизшее — к периоду август—сентябрь.

Баланс грунтовых вод естественного гидрологического режима складывается из притока, инфильтрации паводковых и атмосферных вод, оттока и испарения.

Искусственный гидрологический режим характерен для полосы вдоль русла реки в среднем и нижнем ее течении и по берегам водохранилищ. Глубины до воды колеблются в пределах 0,5—5 *м*. Направление движения грунтовых вод переменное: от реки (водохранилища) — в период половодья и обратно — в межень. В верховьях водохранилищ отмечается подпор грунтовых вод.

Годовой максимум уровня грунтовых вод по берегам водохранилищ совпадает с периодом их накопления в апреле—мае (половодье реки). На участках между водохранилищами к этому времени приурочен годовой минимум. Наивысшее положение уровня грунтовых вод наблюдается в мае в период пропуска наибольших расходов по руслу. Самое низкое же стояние уровня грунтовых вод в зоне действия водохранилищ отмечается в период с августа по ноябрь, когда водохранилища сухие.

Фильтрационные потери из водохранилищ пополняют запасы грунтовых вод, за счет чего и формируется поток пресных вод. На участках между водохранилищами опресненная зона у русла вообще отсутствует, так как питание грунтовых вод наблюдается только месяц. Остальные 11 месяцев русло дренирует соленые грунтовые воды.

Баланс грунтовых вод в зоне действия искусственного гидрологического подтипа режима складывается из фильтрационных потерь из водохранилищ и русла реки, инфильтрации атмосферных и паводковых вод, грунтового притока, внутригрунтового испарения, дренажа и оттока вниз по долине. В целом в зонах действия водохранилищ приходная часть баланса не компенсируется расходной и уровень грунтовых вод повышается. На участках между водохранилищами уровень грунтовых вод понижается (расходная часть баланса превышает приходную).

В зоне воздействия земель на орошаемых территориях второй надпойменной террасы по всей длине долины формируется своеобразный подтип смешанной группы режима, обладающий свойствами и гидрологического, и ирригационного. Грунтовые воды в пределах этой зоны залегают на глубинах от 3 до 7 *м*.

Обычно высокие амплитуды колебаний для зон со смешанным режимом в районе долины р. Мургаб представляют исключение ввиду низкого коэффициента землеиспользования (0,3). Разница между максимальным май-августовским и минимальным январь-февральским положением уровня грунтовых вод не превышает 2,4 *м*. В течение всего

вегетационного периода уровень грунтовых вод отмечается выше среднегодового, что сказывается на накоплении солей в почвах и грунтовых водах. Такое явление присуще среднему и нижнему участкам долины, где из-за неблагоприятных фильтрационных свойств водоносной толщи внутригрунтовое испарение преобладает над оттоком грунтовых вод.

Дельта р. Теджен (Тедженский оазис). Тедженский оазис занимает северную часть субаэральной дельты р. Теджен в пределах развития на ней современных аллювиально-дельтовых четвертичных отложений.

До строительства второй очереди Каракумского канала единственным источником ирригационного водоснабжения оазиса была р. Теджен, которая не обеспечивала устойчивой водоподачи вследствие крайне неравномерных расходов (от 0 до 790 $м^3/сек$) в течение года и слабой зарегулированности стока. Ввод в эксплуатацию второй и третьей очередей Каракумского канала и второго Тедженского и Хаузханского водохранилищ позволили перейти от переложной системы земледелия к планомерному освоению всех пригодных для орошения земель. Поэтому в настоящее время режим грунтовых вод всего Тедженского оазиса относится к искусственному гидрологическому и ирригационному подтипам, и только за пределами оазиса сохраняется естественный климатический подтип.

Искусственный гидрологический режим грунтовых вод характерен для полосы вдоль русла р. Теджен, Хаузханского магистрального и крупных ирригационных каналов. Сезонные и многолетние колебания уровня грунтовых вод определялись стоком речных вод, а с 1961 г.— общей подачей воды в оазис. Динамика носит цикличный характер. Обычно подъем уровня начинается в феврале—марте и достигает наивысшего положения в апреле—мае, затем опускается до ноября—декабря или января следующего года, когда и наблюдается годовой минимум. Так как 1956 и 1957 гг. были годами большой водности р. Теджен, то уровень грунтовых вод в зоне с искусственным гидрологическим подтипом режима повышался. Следующие годы не отличались большой водностью и уровень понизился на 0,5—1,8 *м*, но с 1961 г. вновь начал интенсивно повышаться (рис. 51, *а*). Величины амплитуд годовых колебаний уровня грунтовых вод также зависят от водности реки: в многоводные годы они обычно достигают 1—2 *м*, а в маловодные — снижаются до 0,5 *м*, и только в районе верхнего бьефа плотины Карры-Бент благодаря постоянному подпору амплитуды почти не изменялись по годам.

Ирригационный режим грунтовых вод характерен для орошаемой части оазиса. Грунтовые воды здесь залегают на глубинах 2—4 *м*. Сезонная и многолетняя динамика уровня зависит от подачи воды на орошение и определяется весьма слабой дренированностью территории, испарением и десукцией. Годовой ход уровней характеризуется низким и относительно стабильным положением в январе, сменяющимся небольшим и плавным повышением в феврале. С марта по май отмечается резкий подъем, достигающий 1—2,5 *м*. В течение трех следующих месяцев резко, а затем плавно уровень снижается до конца года. Наинизшее положение уровня наблюдается обычно в декабре, реже — в ноябре или январе следующего года. Амплитуда колебания уровня лежит в пределах 0,5—3 *м*, она больше на полях и меньше на перелогах (см. рис. 51, *б*).

Неорошаемая периферийная часть оазиса характеризуется режимом грунтовых вод, переходным от искусственного ирригационного к естественному климатическому ничтожного питания. Сезонный ход

уровня определяется притоком грунтовых вод со стороны орошаемой зоны. Поэтому чем дальше от орошаемых массивов расположена наблюдательная точка, тем меньше амплитуда колебания уровня и тем менее четко выражены годовые максимумы и минимумы (см. рис 51, *в*, *г*). Динамика уровня грунтовых вод за многолетний период выражается плавным подъемом с последующим снижением и вновь плавным подъемом

Баланс грунтовых вод Тедженского оазиса некомпенсированный, приходная часть не компенсируется расходной. Расходуются грунто-

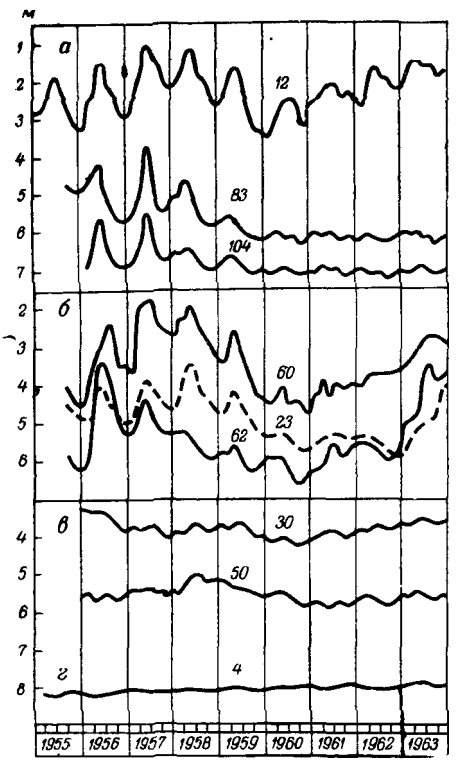


Рис. 51. Графики изменения уровня грунтовых вод Тедженского оазиса

а — искусственный гидрологический режим грунтовых вод; *б* — ирригационный режим грунтовых вод, *в* — режим, переходный от искусственного ирригационного к естественно климатическому ничтожного питания, *г* — естественный климатический режим ничтожного питания Цифры на кривых — номера наблюдательных скважин.

вые воды главным образом на испарение и транспирацию. По данным Г. С. Ефимова (1960), суммарный расход воды под хлопчатником с суглинистой поверхности почвы при глубине грунтовых вод 1 *м* составляет 984 *мм*, при 2 *м* — 958 *мм* и при 3 *м* — 819 *мм*. Интенсивное испарение создает условия для накопления солей в оазисе. По расчетам Б. В. Гоголя (1959), р. Теджен приносит в оазис ежегодно около 1500 тыс. *т* солей, и с юга поступает с подземным притоком около 200 тыс. *т*. Отток подземных вод за пределы оазиса незначителен (удельный расход потока около 0,3 $м^3/сек$). Поэтому за пределы дельты выносится только 500 тыс. *т* солей.

Дальнейшее развитие орошаемого земледелия в Тедженском оазисе возможно или при экстенсивном ведении хозяйства на базе низких коэффициентов землеиспользования. или при интенсивном сельскохозяйственном освоении территории с проведением мелиоративных мероприятий, предупреждающих подъем грунтовых вод.

Серахский оазис. Этот оазис занимает восточную половину южной части субэральной дельты р. Теджен. Основной и единственный источник ирригационного водоснабжения оазиса — р. Теджен.

Режим грунтовых вод вдоль реки естественный гидрологический с цикличным характером сезонных колебаний уровня. Годовой максимум совпадает с паводком на реке, а минимум приходится на декабрь—февраль. Амплитуда колебаний уровня достигает 1—3 *м*.

Единственное водохранилище Пуль-и-Хатум и крупные ирригационные каналы работают также периодически, но продолжительность их работы определяется сроками и нормами поливов. Поэтому режим грунтовых вод вдоль них характеризуется как искусственный гидрологический. Сезонные колебания уровня грунтовых вод определяются режимом реки и подачей воды на орошение. Годовая динамика уровней цикличная, близкая к компенсированной. Наивысшее положение уровень занимает в апреле — мае, наинизшее — перед началом полевых работ — в феврале. Так как грунтовые воды лежат на глубинах 10—20 *м*, то амплитуда колебаний уровня грунтовых вод вблизи арыков достигает 6 *м*, снижаясь с удалением от них до 1—3 *м*. Как и около реки, грунтовые воды пресные или слабосолоноватые.

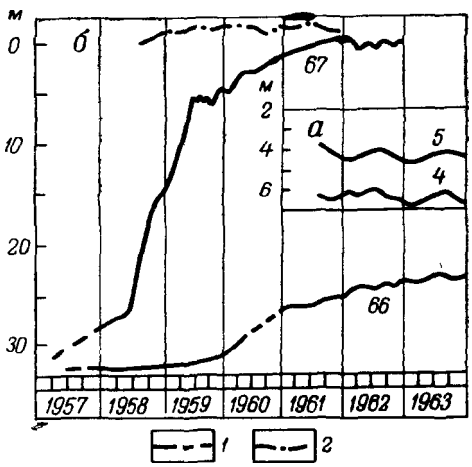


Рис. 52. Графики изменения уровня грунтовых вод в зоне влияния Каракумского канала
а — цикличный преимущественно компенсированный режим грунтовых вод, *б* — положительно декомпенсированный режим грунтовых вод,
1 — уровень грунтовых вод в *м* от поверхности земли, *2* — уровень воды в канале в относительных отметках. Цифры на кривых — номера наблюдательных скважин

Ирригационный режим грунтовые воды имеют под массивами орошения и характеризуются цикличной, близкой к компенсированной сезонной динамикой с амплитудами колебания уровня 0,8—1 *м*.

В северо-восточной части оазиса уровень грунтовых вод находится на глубине до 0,5 *м*. Сезонный ход уровней близок к цикличному с неясными максимумом в мае и минимумом в декабре. Амплитуда колебания не превышает 20—30 *см*.

Трасса Каракумского канала. В пределах Приамударьинской барханной полосы и дельт североафганских рек строительство канала было начато в 1956 г. и велось средствами гидромеханизации. Поэтому ко времени начала регулярных режимных наблюдений динамика уровня грунтовых вод характеризовалась цикличным, преимущественно компенсированным режимом. Сезонные колебания уровня грунтовых вод повторяют колебания уровня воды в канале, годовой максимум наблюдается в июне — августе, минимум — в январе — феврале, а амплитуда колебания уровня достигает 1 *м* (рис. 52, *а*).

В первые один—два года работы канала фильтрационные потери были довольно большими (до 100 *л/сек* на 1 *км* длины канала) и из-за малой водопроницаемости пород не компенсировались подземным оттоком. Поэтому фильтрационные воды слабо растекались в стороны и фактически шел «налив в емкость» сухих пород зоны аэрации. За это время в полосе до 150—200 *м* в обе стороны от канала уровень грунтовых вод поднимался со скоростью 100—160 *см/месяц*, в то время как на расстоянии 1,5—2 *км* от уреза скорость подъема уровня не превышала 20 *см/месяц*.

Хотя часть взвешенных наносов задерживалась в Келифских озерах, однако постоянные земляные работы на трассе не снижали мут-

ности воды, что способствовало кольматации русла. Этот процесс шел тем быстрее, чем тяжелее был механический состав грунтов зоны аэрации. Поэтому уже к концу первого года после пуска воды по каналу в Мургабском оазисе и к концу второго — в пределах песчаной пустыни междуречья фильтрация уменьшилась настолько, что стала частично обеспечиваться оттоком. В пределах дельты р. Мургаб уровень грунтовых вод в 150—200-метровой зоне опустился на 3—4 *м*, а в пределах песчаной пустыни уменьшилась только скорость подъема уровня. При этом чем ближе к поверхности приближается уровень грунтовых вод, тем теснее становится связь его с уровнем воды в канале, и динамика уровня грунтовых вод приближается к цикличному режиму. На расстоянии более 1,5 *км* от уреза динамика грунтовых вод характеризуется положительно декомпенсированным режимом, при котором уровень непрерывно повышается. Однако скорость подъема уровня из года в год уменьшается (см. рис. 52, *б*)

При пересечении Приамударьинской барханной полосы и песчаной пустыни в условиях сильно пересеченного рельефа канал проходит частично в выемках и частично в насыпи. Так как фильтрационные свойства насыпного грунта часто выше, чем монолитного, то несмотря на глубокое залегание уровня грунтовых вод, наблюдается усиленная фильтрация через дамбу канала, за дамбой в низине создаются озера, которые становятся новым источником питания грунтовых вод. Эти озера мелкие и быстро засоляются.

За счет подъема уровня грунтовых вод образуются озера с грунтовым питанием. Они также быстро засоляются, окаймляясь полосой солончаков и сильно засоленных грунтов.

Если под каналом и в прилегающей к нему полосе за счет фильтрации формируется поток пресных вод, то развитие озер приводит к засолонению грунтовых вод за счет конвективных токов на большую глубину.

Часть III

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава 10

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

СУЩЕСТВУЮЩЕЕ ВОДОСНАБЖЕНИЕ И ПУТИ ЕГО УЛУЧШЕНИЯ

Туркмения — самая засушливая область Советского Союза. По водным ресурсам (если не считать Амударьи) она занимает одно из последних мест в СССР. Больше половины территории занято пустыней Каракумы, где почти на 80% площади развиты соленые воды и рассолы, непригодные для питья. На остальной части пустыни встречаются локальные линзообразные скопления пресных вод. Некоторые из линз значительны по размерам и могут иметь большое значение для народного хозяйства (Ясханская, Чильмамедкумская, Черкезлинская, Восточно-Заунгузская и др.).

Сравнительно хорошо обеспечены питьевой водой горные районы — Копет-Даг, Большой Балхан, Гаурдак-Кугитанг, долины крупных рек и зона Каракумского канала, поэтому города и поселки республики располагаются на предгорных равнинах, в долинах и дельтах рек (Амударьи, Мургаба, Теджена).

Более одной трети населения республики проживает в 14 городах, в 10 из которых имеется централизованное водоснабжение. По количеству потребляемой воды на питьевое водоснабжение около 80% приходится на подземные воды, 17—20% на поверхностные и 0,2—0,3% воды завозится с западного побережья Каспия.

Водоснабжение промышленности, коммунальных предприятий и населения по отдельным регионам характеризуется следующим образом.

Западная Туркмения. Самым безводным краем республики по сравнению с другими промышленными районами является Западная Туркмения. На территории Западной Туркмении централизованное водоснабжение питьевыми водами осуществлялось из трех месторождений — Джебельского, Казанджикского и Кизыл-Арватского, а с 1963 г.— из уникального по условиям водозабора Ясханского.

Большая часть Западной Туркмении, включающая ряд промышленных объектов и некоторые сельские районы, вообще не имеют своей питьевой воды. Сюда относится часть Северо-Западной Туркмении, в том числе район Северного Прикарабогазья, где соленые грунтовые воды, приуроченные к четвертичным и неогеновым отложениям, для водоснабжения не пригодны.

Среди соленых вод первого от поверхности водоносного горизонта местами в виде небольших линз встречаются солоноватые воды (до 7 *г/л*), которые используются для водопоя скота. Увеличение объемов таких линз естественным путем исключается из-за скудности атмосферных осадков (35—40 *мм/год*), высокой испаряемости и ничтожности поверхностного стока.

В северо-восточной части района имеются наливные колодцы, в которых вода скапливается в небольшом количестве и не ежегодно. Эту

воду периодически используют для водопоя скота и питья, а раньше использовались также небольшие по площади прибрежные линзы пресной воды инфильтрационно-конденсационного питания. Теперь в связи с интенсивным отбором пресные воды почти исчезли. Таким образом, решение проблемы водоснабжения района за счет грунтовых вод практически невозможно, а глубокие подземные воды обычно являются рассолами (50 *г/л* и более) и для питьевого водоснабжения не пригодны.

Водоснабжение питьевыми водами северо-западной части района может быть улучшено за счет опреснения морской или соленой подземной воды, а также за счет попутного получения пресных вод при заводских процессах обезвоживания минеральных соединений.

Туаркырский район также плохо обеспечен питьевой водой. Поверхностные водотоки здесь отсутствуют, а грунтовые воды, пригодные для питья, залегают только в виде небольших линз с ограниченными запасами, изменяющимися в зависимости от количества атмосферных осадков. Наиболее крупная из них у Демирдже-Гельды имеет площадь 1,4 *км*^{2}. Статические запасы пресных и слабосолоноватых вод (до 3 *г/л*) составляют 1 *км*^{3}. Эти воды используют животноводческие хозяйства Туер, Чагыл, Гек-Дере и др. Сокращение дефицита воды за счет подземных вод для Туаркырского района, Устюрта и других частей Западной Туркмении, бесперспективно.

В районе Чильмамедкумов единственным потребителем подземных вод являются животноводы. Подземные воды каптированы колодцами, расположенными в основном в западной части песчаного массива. В центральной и восточной его частях колодцев значительно меньше, что объясняется глубоким залеганием подземных вод и плохой водоотдачей водосодержащих пород. Подземные воды Чильмамедкумов эксплуатируются недостаточно, резерв неиспользуемых эксплуатационных ресурсов составляет примерно 100 *л/сек*. Перспективен западный участок массива с неглубоким залеганием подземных вод. Хорошая водопроницаемость водосодержащих пород, а также наличие глинистого водоупора под пресными водами дают основание экономически выгодной эксплуатации для промышленного водоснабжения.

На Красноводском полуострове наиболее крупным потребителем питьевой воды является г. Красноводск. Водоснабжение его осуществляется из нескольких источников. Питьевая вода доставлялась по железной дороге из Джебельских источников. Долгое время в городе существовал опреснитель, но он никогда не обеспечивал нужд населения. После закрытия опреснителя стали пользоваться привозной водой. Но все эти поступления не обеспечивали население Красноводска, и были организованы поиски местных источников питьевой воды, сосредоточенные на мысе Тарта с целью освоения небольших линз пресной воды, плавающих на соленых. В Туркмении это собственно была первая попытка промышленной эксплуатации линз пресных вод, однако в связи с неудачной эксплуатацией на мысе Тарта изучение их прекратилось. В 1968 г. построен трубопровод и в г. Красноводск вода подается из Ясханского месторождения, но количество поступающей воды полностью удовлетворить потребность населения не может. Незначительное количество воды поступает за счет подземных вод массива Октум-Кум.

Прибрежные поселки Красноводского полуострова раньше использовали пресные воды, содержащиеся в рыхлых песчаных образованиях прибрежной полосы Каспия. Сейчас в большинстве колодцев пресной воды нет, скорее всего это связано с интенсивным отбором, а также со значительным снижением уровня Каспийского моря, что изменило условия инфильтрации и конденсации.

На южной предгорной равнине Большого Балхана и в его окрестностях расположены предприятия нефтедобывающей промышленности, поэтому по сравнению с другими районами она густо населена и лучше изучена. До сороковых годов, когда нефтяная промышленность района находилась в начальной стадии развития, население довольствовалось водой группы источников Даш-Арват, сосредоточенных на южном склоне Большого Балхана и имеющих дебит до 10 *л/сек.* Вода по асбоцементным трубам подавалась в Джебел, откуда по железной дороге транспортировалась на ближайшие станции. В связи с развитием нефтяной промышленности эти источники перестали удовлетворять потребность населения.

Гидрогеологическими исследованиями в четвертичных пролювиальных отложениях были обнаружены грунтовые воды с минерализацией до 2 *г/л.* Они распространены узкой полосой вдоль южного склона Большого Балхана. Залегают эти воды непосредственно на соленых водах, что обусловливает необходимость соблюдения определенного режима эксплуатации. Месторождение, названное Джебельским, было введено в эксплуатацию в 1953 г.

Кроме Джебельского, на южной предгорной равнине Большого Балхана имеются еще три месторождения подземных вод: Небитдагское, Балаишемское, Карагиджакское, воды которых в связи со значительной минерализацией используются для орошения и технических нужд.

На южной предгорной равнине расположен Небит-Даг. Он возник в начале сороковых годов. До 1964 г. основным источником питьевого водоснабжения служили Джебельское и Казанжикское месторождения солоноватых (от 1 до 3 *г/л*) подземных вод. С 1964 г. в Небит-Даг поступает высококачественная вода из Ясханского месторождения. В городскую сеть она подает сяпосле смешания ее с солоноватой джебельской водой, но несмотря на это, вкусовые качества питьевой воды намного улучшились. Минерализация смешанной воды колеблется в пределах 0,8—1 *г/л.*

Ясханское месторождение находится в западной части Низменных Каракумов. В результате детальных исследований было установлено, что пресные воды (до 1 *г/л*) здесь достигают значительной мощности, залегают в отложениях каракумской свиты на площади около 2 тыс. *км*^{2} в виде «линзы», окруженной и подстилаемой солеными водами. Статические запасы пресных вод около 10 *км*^{3}. Необычные и сложные гидрогеологические условия месторождения вызвали необходимость разработки принципиально нового метода эксплуатации. Суть его заключается в одновременном отборе пресных и соленых вод из рядом расположенных скважин, причем в зависимости от мощности пресных и соленых вод отношение дебитов их может быть различным, но во всех случаях пресной воды можно отбирать в несколько раз больше, чем соленой.

Так как эксплуатация в данное время производится с четвертой части площади и емкости бассейна, совершенно очевидно, что вовлечение в эксплуатацию остальной емкости бассейна за счет перевода статических запасов в эксплуатационные позволит увеличить их по крайней мере в 3 раза.

Песчаный массив Черкезли расположен южнее Ясханского бассейна, грунтовые пресные воды здесь тоже «плавают» на соленых, распространенных в каракумской свите. Пресные воды занимают центральную часть массива на площади 400 *км*^{2} и используются только животноводческими хозяйствами.

В связи с глубоким залеганием пресных вод, сравнительно небольшой их мощностью и плохой водоотдачей водоносных пород данные воды не рассматривались в качестве источника промышленного и коммунального водоснабжения. Возможность использования их для указанных целей может быть решена после специальных дополнительных исследований.

Западно-Туркменская низменность, занимающая почти четверть Западной Туркмении, населена очень редко. На южной окраине низменности поселения снабжаются питьевой водой из р. Атрек. Часто ток воды в реке прекращается, и тогда используется вода подруслового потока. Но даже при непродолжительном отборе вода засоляется, и тогда питьевую воду привозят из соседних районов.

На юго-западной границе низменности на побережье Каспийского моря расположены два поселка: Гасан-Кули и Чекишляр. До 1926 г. в этих поселках организованного снабжения водой не было. Здесь широко применяли сбор дождевой и росяной воды с крыш (что делается и сейчас), которая хранится в больших деревянных чанах. Кроме дождевой воды, использовалась привозная вода. Позднее в Гасан-Кули был построен опреснитель с плавучей насосной станцией. Производительность существующего опреснителя низкая, себестоимость воды довольно высокая.

Основным источником водоснабжения Челекена является солоноватая вода, подаваемая в ограниченном количестве трубопроводом из Джебельского месторождения. На нефтепромыслах используется также опресненная вода, но опреснительная установка в общем балансе челекенского водоснабжения особого значения не имеет. Дефицит питьевой воды на Челекене может быть устранен за счет подачи воды из Ясханского месторождения.

На территории Западно-Туркменской низменности нет постоянных населенных пунктов, кочующие скотоводы и различные экспедиции пользуются водой наливных колодцев и дождевых ям, которой не хватает для удовлетворения их потребности. Для увеличения водных ресурсов здесь необходимо использование временного стока с больших водосборов. Единственный опыт по аккумулированию поверхностного стока инженерной плотиной был проведен в конце сороковых годов в урочище Зирик. Была построена глухая плотина с небольшой емкостью водохранилища, вода которой в течение нескольких лет использовалась для водопоя тысяч овец.

Западный Копет-Даг. Более трех четвертей этой территории сложены безводными водоупорными палеогеновыми отложениями. В северной части района, т. е вдоль Передовой цепи и предгорий Копет-Дага, пресные подземные воды связаны с отложениями неокома и выклиниваются в зону предгорной равнины из тектонических разрывов северного крыла Передовой цепи. Эти воды каптированы и являются основным источником водоснабжения территории от пос. Даната до г. Кизыл-Арват. Первые каптажные устройства возникли здесь еще в восьмидесятых годах прошлого столетия и располагались вдоль железной дороги. К ним относятся Кри-Кри, Бакча-Су, Ушак, Казанджик и др.

Примерно с восьмидесятых годов прошлого столетия население г. Кизыл-Арвата снабжалось водой каптированных источников из меловых отложений, а также привозной водой с соседних станций. В связи с систематическим снижением дебита источников и ростом населения в городе появилась необходимость в изыскании дополнительных источников водоснабжения. В результате проведенного комплекса гидрогеологических работ в районе Пырнуара были разведаны пресные

подземные воды, которые значительно улучшили водоснабжение г. Кизыл-Арвата.

Водоснабжение г. Казанджика базируется на группе источников, выходящих из меловых отложений хребта Кюрен-Даг. Источники объединены в общий коллектор, по которому вода самотеком поступает в город. За последние годы суммарный дебит их с 12—13 *л/сек* упал до 1,5 *л/сек.*

В начале сороковых годов были проведены разведочные работы, в результате которых появилась возможность организовать снабжение питьевой водой нефтепромыслов на базе грунтовых вод предгорной равнины, имеющих ограниченное распространение.

Подземные воды северного предгорья Западного Копет-Дага, циркулирующие в трещиноватых породах сеномана, альба и неокома, питают конусы выноса предгорной равнины Западного Копет-Дага и служат здесь источником водоснабжения. В горной части подземные воды выклиниваются в виде редких источников и каптируются кяризами, а на конусах выноса эксплуатируются скважинами.

В южных районах Западного Копет-Дага (Каракалинский район) населенные пункты расположены в долинах рек Сумбар и Чандыр. Развитые здесь меловые и четвертичные отложения содержат пресные подземные воды, в результате чего район по сравнению с другими находится в более благоприятных условиях. Учитывая большую мощность аллювиальных водоносных отложений и наличие ежегодного пополнения запасов за счет поверхностных вод имеется реальная возможность значительно увеличить эксплуатационные запасы подземных вод этого района.

Центральный Копет-Даг и примыкающая к нему предгорная равнина по сравнению с другими районами республики богаты пресными подземными водами. Основная масса воды потребляется в пределах предгорной равнины, где сосредоточены населенные пункты и поливные земли.

Водоснабжение и орошение территории осуществляется только за счет подземных вод, в виде источников и питаемых ими речек (местами заключенных в бетонированные лотки, обеспеченные искусственными каптажами), вскрываемых колодцами, кяризами и особенно буровыми скважинами. Современное быстро развивающееся водоснабжение, требующее каптажа большой производительности, может быть основано преимущественно на эксплуатации буровых скважин. Но, с другой стороны, скважины в некоторых случаях отрицательно влияют на режим подземных вод. За последние 30 лет в связи с постепенным спадом уровня подземных вод за счет эксплуатации их скважинами некоторые источники и кяризы перестали действовать. Вместе с тем суммарный водозабор намного вырос по сравнению с прошлыми годами, когда водоснабжение осуществлялось в основном за счет использования источников

Главным потребителем подземных вод является г. Ашхабад. Для водоснабжения его используются в основном подземные воды неокомских отложений, выклинивающиеся вдоль северного крыла Передовой цепи в пролювиальные отложения предгорной равнины Копет-Дага. Водоснабжение г. Ашхабада производится из девяти водозаборов. В связи с сооружением Каракумского канала и увеличением количества эксплуатационных скважин норма воды на одного человека увеличилась почти в 3 раза, однако потребности в воде все возрастают.

В связи с ростом водопотребления в районах Копет-Дага должны быть найдены пути увеличения эксплуатационных запасов. Однако решить их можно только постановкой специальных балансовых исследо-

ваний. Необходимость их вызывается наблюдаемым систематическим снижением уровня подземных вод, которое может быть следствием как многолетних цикличных колебаний, так и результатом интенсивного отбора воды многочисленными скважинами. Вместе с водно-балансовыми и другими детальными исследованиями необходима организация элементарного учета воды и улучшения техники и организации ее эксплуатации.

Существенную роль в улучшении водоснабжения и орошения предгорной равнины Копет-Дага сыграло сооружение Каракумского канала. Идея сооружения Каракумского канала возникла много десятилетий назад, но осуществлена она была лишь в наше время.

Работа канала рассчитана на круглый год, так как свободный сток осенне-зимнего периода накапливается в созданных на канале водохранилищах и позволяет на 30—35% увеличивать летнюю водоподачу без увеличения головного водозабора и соответствующего уширения канала. Канал имеет многоголовый водозабор в 200 *м*³/*сек*, пока бесплотинный.

Долины и дельты рек Мургаба и Теджена. Население оазисов использует для питья воду открытых водоемов, в которые она поступает из рек Теджена, Мургаба, а также из Каракумского канала. Только в Серахском районе в последние годы для водоснабжения используются подземные воды. Кроме того в междуречье Теджен — Мургаб животноводческие хозяйства издавна пользуются водой колодцев. На остальной территории подземные воды имеют второстепенное значение вследствие их засоленности и плохой водоотдачи пород. Вода Теджена почти полностью разбирается в Иране и Афганистане, где находятся ее главные притоки Герируд и Кешефруд, только паводковые и сбросовые воды поступают в пределы Туркмении. Здесь они регулируются двумя водохранилищами.

Население района снабжается питьевой водой непосредственно из ирригационной системы и только в самом г. Теджен имеется водопровод. Он получает воду из водохранилища, расположенного около города и питающегося за счет весеннего паводка.

Река Мургаб с притоками Кушкой и Кошаном, а также Каракумский канал служат главным источником орошения и водоснабжения Мургабского оазиса. Сток Мургаба начал регулироваться водохранилищами еще в 1895 г. Вследствие заиления первоначальная суммарная емкость водохранилищ, равная 733 млн. *м*³, сократилась до 377 млн. *м*³.

Наиболее крупные населенные пункты оазиса — Мары и Иолотань — имеют, кроме коммунальных, еще по нескольку ведомственных водопроводов низкой производительности.

Долина и дельта р. Амударьи. Амударья имеет средний многолетний сток 65 *м*³/*год*, из которого на водоснабжение и орошение на территории Туркмении использовалось 18—20%. В долине и дельте реки расположен ряд городов, районных центров и поселков, водоснабжение которых осуществляется из реки, ирригационной сети и колодцев, вскрывающих грунтовые воды аллювиальных отложений. Источником питания их служат инфильтрационные воды из реки и многочисленных ирригационных каналов. Таким образом, воды Амударьи являются единственным источником всех видов водоснабжения и орошения в районах ее долины и дельты.

Централизованное водоснабжение имеется только в городах Чарджоу и Ташауз. В городах действуют два коммунальных и семь ведомственных водопроводов с водозабором из реки и каналов. Водопроводная вода обеспечивает нужды населения на 80%. Недостаток ее по-

полняется грунтовыми водами из колодцев. Сейчас во всех крупных городах ведутся работы по переустройству водозаборов.

Каракумы. Более половины территории республики занято пустыней Каракумы, где выпадает очень мало атмосферных осадков, а запасы пресных подземных вод резко ограничены Хозяйственное значение их всегда недооценивалось. Хозяйственная деятельность человека в пустыне стала возможной прежде всего благодаря широкому использованию атмосферных осадков, которые собираются населением пустыни оригинальными, веками выработанными методами. Наиболее распространено в Каракумах использование колодцев — наливных, вскрывающих грунтовые воды и воды смешанного питания. Колодцы в Каракумах обычно небольшой производительности и глубины. И только в районе Бадхыза и Карабиля имеются колодцы глубиной до 300 *м*.

Учет потребляемой воды в Каракумах не ведется, но исходя из количества овец, верблюдов, жителей песков и местных питьевых норм потребления, расход пресной, солоноватой и частично соленой воды составляет примерно 250—300 *л/сек*.

В недалеком будущем Центральные Каракумы могут стать районом газовой и нефтяной добывающей промышленности, развитие которой тормозится отсутствием питьевых вод. Небольшие ресурсы пресных вод, расположенные непосредственно в районах нефтяных структур, не имеют промышленного значения, а перспектива на выявление здесь значительного количества пресных подземных вод исключена.

Водоснабжение будущих промышленных объектов Центральных Каракумов может быть осуществлено за счет опреснения соленых подземных вод или подачи воды из соседних районов, в частности за счет пресных вод Заунгузских Каракумов, статические запасы которых исчисляются 15 $км^3$.

В связи с пропуском амударьинской воды через Юго-Восточные Каракумы в зоне влияния канала происходят и будут происходить изменения в режиме и солевом составе подземных вод, в результате чего образуются «линзы» пресных вод, которые можно использовать для местного водоснабжения.

Обводнение дополнительных пастбищных площадей в Каракумах также возможно за счет подземных вод путем сооружения новых колодцев. Пресные воды могут быть вскрыты колодцами в Чильмамедкумах, в песках Уч-Таган, в Заунгузских и Юго-Восточных Каракумах.

Основной недостаток систем водоснабжения республики заключается в низком уровне эксплуатации, что приводит к большим потерям воды главным образом за счет утечек, фильтрации и испарения. Для улучшения водоснабжения имеются потенциальные возможности за счет как подземных, так и поверхностных вод, для чего требуются дополнительные исследования в ряде районов и постановка балансовых исследований в Копет-Даге Одним из крупных резервов дополнительных источников водоснабжения является улучшение службы эксплуатации питьевых вод.

РЕСУРСЫ (ЗАПАСЫ) ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Планомерные поиски, разведка, оценка запасов и промышленное освоение пресных вод в Туркмении начались в послереволюционный период. Особенно широкий размах в связи с интенсивным ростом потребностей в питьевой и поливной воде эти работы приобрели в последнее десятилетие. В начале эксплуатация подземных вод осуществлялась в основном с помощью колодцев, разбросанных по громадным

пустынным пространствам, и водоотбора из источников и кяризов в горных и предгорных районах, а также одиночных скважин, сосредоточенных преимущественно на предгорных равнинах Копет-Дага и Большого Балхана. Если раньше в Туркмении работало 60—70 эксплуатационных скважин с суммарным расходом не более 600 *л/сек*, то позднее их количество достигло почти 600 с общим дебитом более 6000 *л/сек*. Всего же в республике из скважин, кяризов и источников отбирается около 11—12 тыс. *л/сек* пресных и слабосолоноватых подземных вод.

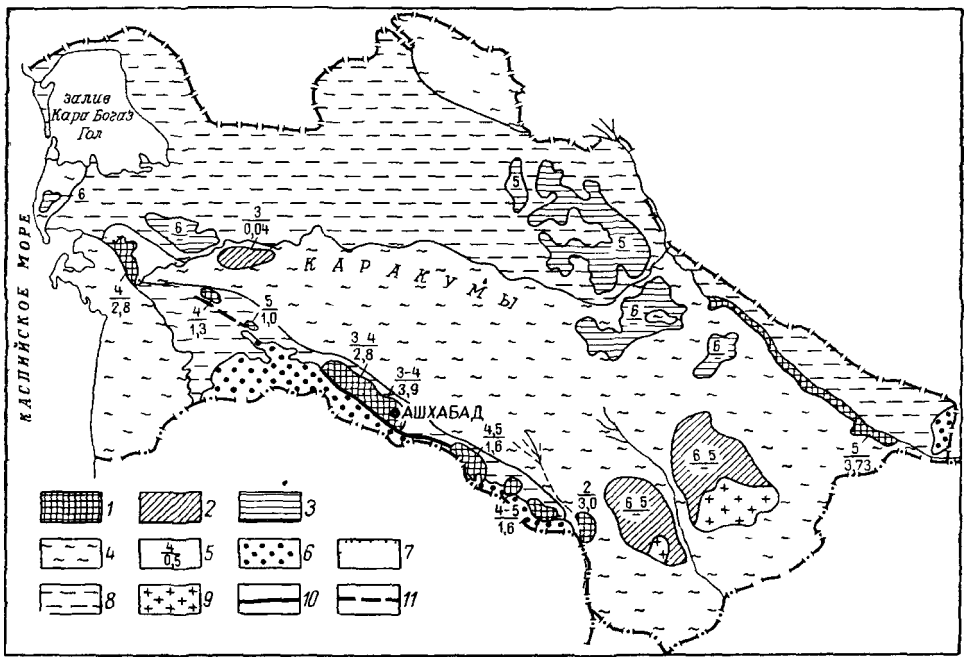


Рис. 53. Схематическая карта прогнозных эксплуатационных запасов пресных и слабосолоноватых подземных вод Туркменской ССР (составила Р. Н. Клышникова)

Территории, характеризующиеся модулями эксплуатационных запасов (в *л сек* на 1 *км*²) *1* — 5—1, *2* — 1—0,5, *3* — 0,5—0,1, *4* — территории, где среди соленых вод могут быть встречены мелкие подтакырные линзы пресных вод и площади распространения линз пресных вод вдоль естественных водотоков и ирригационных каналов, *5* — характеристика территорий по группам мощностей водоснабжения (числитель) и интенсивности современного водоотбора (*л/сек* на 1 *км*² — знаменатель), преобладающие дебиты источников в горных районах (в *л/сек*) *6* — 1—10, *7* — до 1, *8* — территории, *на которых отсутствуют* водоносные горизонты эксплуатационного значения *9* — участки пресных и слабосолоноватых вод с уровнем более 100 *м* от поверхности, зоны тектонических разломов *10* — значительной обводненности, *11* — средней обводненности

Для подземных вод большей части территории Туркмении свойственна высокая минерализация, достигающая 50 *г/л* и более. Месторождения пресных и слабосолоноватых (до 3 *г/л*) подземных вод сравнительно малочисленны, невелики по запасам и разобщены по площади. Приурочены они исключительно к осадочным, в большинстве случаев четвертичным и неогеновым отложениям равнинных территорий, реже к меловым и юрским породам горных областей. На равнинных территориях пресные и слабосолоноватые подземные воды встречаются: 1) в предгорных зонах северо-восточного склона Копет-Дага и южного склона Большого Балхана; 2) в пустынях в виде подпесчаных и подтакырных линз; 3) в долинах и дельтах рек Амударьи, Мургаба и Теджена в виде подрусловых и приканальных мелких линз (рис. 53).

Применение существующих методов региональной оценки ресурсов в условиях Туркмении ограничено.

1. Метод Б. И. Куделина (1960) для определения естественных ресурсов (динамических запасов по классификации ГКЗ), основанный на расчленении гидрографа рек, не может быть применен, так как Туркмения бедна поверхностными водотоками и они в основном не дренируют, а питают подземные воды.

2. Метод водного баланса (наиболее приемлемый для среднеазиатских областей) мало применим для определения естественных ресурсов подземных вод, так как балансовые исследования в республике находятся в начальной стадии, причем проводятся лишь в дельтах и долинах рек и только применительно к целям гидромелиоративного районирования.

3. Гидродинамический метод наиболее приемлем для большей части территории. Для оценки естественных ресурсов — это расчет расхода потока подземных вод; для оценки эксплуатационных запасов — приближенные гидродинамические расчеты, которые могут быть отнесены к категории прогнозных.

По сходству гидрогеологических условий и аналогии методов оценки ресурсов районы распространения пресных и слабосолоноватых подземных вод объединяются в следующие группы: 1) горные, 2) предгорные, 3) пустынные, 4) долинные и дельтовые.

Причем в каждом районе оцениваются только те водоносные горизонты, которые либо разгружаются источниками и кяризами, либо могут эксплуатироваться современными типовыми водоподъемнымн установками, т. е. имеются в виду водоносные горизонты, статические уровни которых располагаются на глубине не более 100 *м* от поверхности земли.

Оценка естественных ресурсов (Биндеман, 1963, 1964) и эксплуатационных запасов подземных вод дается раздельно, за исключением горных районов. Для последних производится оценка лишь естественных ресурсов, так как они прямо или косвенно являются областями питания для прилегающих предгорных районов и поэтому эксплуатационные запасы в противном случае будут учтены дважды.

Горные районы. В горных районах Копет-Дага, Большого Балхана и в отрогах Гиссарского хребта (Кугитанг) более или менее значительные запасы пресных и слабосолоноватых подземных вод связаны с массивами сильно трещиноватых преимущественно карбонатных, реже песчанистых пород мелового и юрского возраста. Питание этих вод осуществляется за счет инфильтрацни атмосферных осадков и, возможно, частично за счет притока из смежных горных районов. Часто подземные воды в зависимости от тектонического строения горных областей являются напорными. Их разгрузка осуществляется многочисленными источниками.

Специальные балансовые исследования в горах нигде в Туркмении не проводились. Естественные ресурсы подземных вод можно определить только суммарным родниковым стоком и ориентировочными данными о водном балансе. Последние служат только приблизительной проверкой оценки по родниковому стоку.

Отроги Гиссарского хребта (западный склон хребта Кугитанг). Пресные и слабосолоноватые воды отрогов Гиссарского хребта приурочены в основном к западному склону хребта Кугитанг. Атмосферные осадки составляют в среднем 200 *мм* в год. Средний коэффициент инфильтрации для сильно трещиноватых известняков принимается равным 0,25. Для сходных по составу известняков Крыма, по М. В. Чуринову (1959), он равен 0,11—0,4. Площадь питания 800 $км^2$.

Приходная часть баланса подземных вод составляет: 0,2 $м/год \times$ $\times 0{,}25 \cdot 800 \cdot 10^6$ $м^2 = 4 \cdot 10^7$ $м^3/год = 1270$ $л/сек$.

Родниковый сток (около 1000 *л/сек*) относится к расходной части баланса и согласуется с приведенным расчетом.

Копет-Даг. В Восточном Копет-Даге суммарный расход родников (370 *л/сек*) и кяризов (118 *л/сек*), приуроченных к известнякам неокома и песчаникам палеоцена, составляет 488 *л/сек* и характеризует естественные ресурсы подземных вод.

В Центральном Копет-Даге большинство родников и кяризов приурочено к сильно трещиноватым неокомским известнякам.

Исходные данные приходной части баланса (естественные ресурсы подземных вод) следующие: среднее количество атмосферных осадков 325 *мм/год*; площадь распространения известняков 1490 *км*^{2}; средний коэффициент инфильтрации 0,25. Отсюда приходная часть баланса подземных вод составляет: $0{,}325\ м/год \cdot 1490 \cdot 10^6\ м^2 \cdot 0{,}25 = 12 \cdot 10^7 = 3800\ л/сек$. Эта цифра несколько занижена, так как не учитывает инфильтрацию в слабо проницаемые меловые отложения и поверхностный сток с участков развития водонепроницаемых пород.

Расходная часть баланса, соответствующая общему обеспеченному питанием расходу родников и кяризов, дренирующих подземные воды, составляет около 3600 *л/сек*.

Для Западного Копет-Дага характерно наличие нескольких водоносных горизонтов с многочисленными родниками и кяризами пресных вод; их суммарный расход 1080 *л/сек* (800 *л/сек* — родники, 280 *л/сек* — кяризы). Здесь родниково-кяризовый сток не исчерпывает ресурсов подземных вод Западного Копет-Дага. Об этом говорят результаты их подсчета по некоторым водоносным горизонтам в долине р. Сумбар: по водоносным горизонтам альбских отложений ТКЗ утверждено 540 *л/сек*, сеноманских 178 *л/сек*, аллювиальных 409 *л/сек*.

Большой Балхан. По сведениям большинства исследователей в Большом Балхане имеются весьма благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков. Но работ по выявлению водообильности водоносных горизонтов не велось; суммарный расход родников пресных вод составляет всего 24 *л/сек*.

Предгорные районы. На территории предгорных равнин Копет-Дага, Большого Балхана и Серахской дельты р. Теджен ближайшими к поверхности водовмещающими породами являются четвертичные пролювиальные и пролювиально-аллювиальные гравийно-галечные отложения, переслаивающиеся с супесями и суглинками. Приуроченные к ним пресные и слабосолоноватые подземные воды залегают на глубинах от 80—100 *м* у подножия гор до 10—20 *м* в центральных и периферийных зонах предгорных равнин. Вскрытые и опробованные мощности в среднем равны 50 *м*. Основные источники питания: инфильтрация вод поверхностных временных и постоянных водотоков, стекающих с гор, и поливных вод. Разгрузка подземных вод осуществляется за счет эксплуатации многочисленными скважинами и частично в результате внутригрунтового испарения на окраине предгорной равнины, где глубины до воды менее 10 *м*.

Естественные ресурсы районов предгорных равнин, соответствующие расходу потоков подземных вод, определенных по формуле Дарси, как правило, невелики, чаще всего около нескольких сотен метров в секунду (табл. 61).

Сходство гидрогеологических условий позволяет при оценке эксплуатационных запасов для всех названных предгорных районов использовать один и тот же наиболее приемлемый в данных условиях метод, основанный на определении дебита водозабора, расположенного внутри условно выделяемого водонепроницаемого контура.

Таблица 61

Естественные ресурсы подземных вод предгорных равнин

Гидрогеологические районы и подрайоны		Средний коэффициент фильтрации K, *м/сутки*	Площадь поперечного сечения потока F, *м²*	Средний пьезометрический уклон J	Расход потока $Q_e = KFJ$	
					м³/сутки	*л/сек*
1. Предгорная равнина Копет-Дага и Большого Балхана	Восточный Копет-Даг	10,5	2 845 700	0,0024	71 712	830
	Центральный Копет-Даг	15,0	3 000 000	0,003	135 000	1560
	Западный Копет-Даг	8,0	2 160 000	0,002	34 560	400
	Южный склон Большого Балхана	16,0	1 140 000	0,0012	21 880	250
2. Серахская дельта р. Теджен		30,0	900 000	0,001	27 000	300

Модуль эксплуатационных запасов в подобном случае определяется по формуле Маскета для неустановившегося движения подземных вод (имеются в виду безнапорные воды). При стандартной сетке водозаборов с расположением скважин в шахматном порядке, расстоянием между ними в ряду 5000 *м* и расстоянием между рядами 2500 *м*, при условии снижения уровня на половину мощности водоносного горизонта, радиусе «большого колодца» 10 *м*, расчетном сроке работы водозабора 50 лет и с учетом существующего водопотребления эта формула имеет вид

$$M_э = \frac{0{,}25KH^2}{505 + 0{,}75\frac{KH}{\mu}} + \frac{\Sigma Q}{F},$$

где $M_э$ — модуль эксплуатационных запасов, *л/сек/км²*;
K — коэффициент фильтрации, *м/сутки*;
H — мощность безнапорного водоносного горизонта, *м*:
ΣQ — существующее водопотребление, *л/сек*;
F — площадь расчетного района, *км²*;
μ — водоотдача.

Описанным методом производится подсчет эксплуатационных запасов для всех названных предгорных районов, кроме восточной части предгорной равнины Центрального Копет-Дага, где искусственный водоотбор достиг значительных величин и может быть приравнен в целом к эксплуатационным запасам. Сводные данные приведены в табл. 62.

Сравнение эксплуатационных запасов с естественными (динамическими) ресурсами указывает на то, что эксплуатация водоносных горизонтов предгорных районов возможна лишь за счет сработки части (около половины) статических (емкостных) запасов.

В дополнение к приведенным расчетам для более полного представления об эксплуатационных запасах произведена оценка мощности водоснабжения по методике ВСЕГИНГЕО (табл. 63)

Пустынные районы. В песчаных пустынях, занимающих основную часть территории Туркмении, пресные воды распространены

Таблица 62

Сводные данные по подсчету эксплуатационных запасов

Гидрогеологические районы и подрайоны			H, м	K, м/сутки	KH м²/сутки	μ	$a = \frac{KH}{\mu}$ м²/сутки	$M_э$, л/сек/км²	ΣQ, л/сек	F, км²	$M_э = \frac{Q}{F}$ л/сек/км²	Прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод	
												л/сек	м³/сутки
I. Предгорная равнина Копет-Дага и Большого Балхана	Восточный Копет-Даг		42	10,5	441	0,18	2450	2,00	960	600	3,60	2160	186 624
	Центральный Копет-Даг	Восточная часть	—	—	—	—	—	—	3500	900	3,90	3 500	302 400
		Западная часть	40	11,0	440	0,20	2200	2,00	810	400	4,00	1 600	138 240
	Западный Копет-Даг		40	8,0	320	0,15	2133	1,50	165	300	2,05	614	53 136
	Южный Балхан (Джебельский, Балханский, Небитдагский и Карадиджакский водозаборы)		—	—	—	—	—	—	840	250	3,36	840	72 576
2. Дельты Мургаба и Теджена	Серахская дельта (р. Теджен)		40	37,5	1500	0,20	7500	2,77	—	500	2,77	1385	119 664
											Итого	10 100	872 640

Таблица 63

Мощности водоснабжения

Гидрогеологический район	Участок	Мощность водоснабжения	
		Группа по мощности водоснабжения	Максимальная производительность водозаборов, *л/сек*
Предгорная равнина Копет-Дага	Чаача-Душак	4—5	10—100
	Арчиньянсу	4	50—100
	Лаинсу	4	50—100
	Казган-Чай	4	500—100
	Артык	4	50—100
	Кельте-Чинар	4	50—100
	Фирюза, Алты-Яб, Секиз-Яб, Ашхабад	3	100—500
	Келята, Арваз	3	100—500
	Сунчи-Арчман	4	50—100
	Джанахир	5	10—50
	Аджи-Дере, Пароу	5	10—50
	Ушак	5	10—50
	Казанджик	4	50—100
Предгорная равниина Большого Балхана	Предгорная равнина южного склона (Джебельский и Балаишемский водозаборы)	4	50—100
	Серахская дельта р. Теджен	2	500—1000

спорадически в виде мелких подтакырных и сравнительно крупных (площадью не менее 100 *км*^{2}) подпесчаных линз.

Подтакырные линзы образуются и питаются за счет поверхностного стока с крупных такыров в периоды интенсивного выпадения осадков. Данных для оценки запасов пресных вод этих линз не имеется; вероятно, они исчисляются единицами литров в секунду по каждой. Эксплуатация линз осуществляется одиночными колодцами.

Крупные подпесчаные линзы пресных вод, плавающие на соленых водах, приурочены к глинисто-песчаным четвертичным и неогеновым отложениям. Глубины залегания вод колеблются чаще всего от нескольких до 50—60 *м*, но местами, например на линзах Юго-Восточных Каракумов, превышают 250 *м*, их максимальные вскрытые мощности достигают 80 *м*. Вопросы происхождения и питания этих линз спорны и до конца не изучены. Наиболее правдоподобна гипотеза, предполагающая их реликтовое происхождение и подпитывание за счет инфильтрации атмосферных осадков и процессов конденсации. Наиболее крупными линзами являются Восточно-Заунгузская и Балкуинская в Заунгузских Каракумах, Джилликумская, Репетекская, Ясханская и Черкезлинская в Центральных (Низменных) Каракумах, Мургаб-Амударьинская и Теджен-Мургабская в Юго-Восточных Каракумах, Чильмамедкумская и Октумкумская в Северо-Западной Туркмении. Естественные ресурсы перечисленных линз, определенные по формуле Дарси для расхода потока в сечении, приведены в табл. 64.

Как видно из табл. 64, большинство линз (кроме Ясханской) характеризуется малыми возобновляемыми естественными ресурсами подземных вод. Следовательно, их эксплуатация может базироваться исключительно на сработке значительных статических (емкостных) запасов, которые составляют (весьма ориентировочно, в млн. *м*^{3}): Восточно-Заунгузской линзы 10 000, Балкуинской 650, Джилликумской 5000, Репетекской 300, Ясханской 9500, Черкезлинской 1200, Мургаб-Амударьинской 25 000, Теджен-Мургабской 14 000, Октумкумской 600, Чильмамедкумской (апшерон-четвертичные отложения) 6000.

Таблица 64

Естественные ресурсы крупных подпесчаных линз

Линза	K, *м/сутки*	F, *м²*	J	Q_e	
				м³/сутки	*л/сек*
Восточно-Заунгузская	5,4	780 000	0,0004	1 684	20,0
Балкуинская	4,5	360 000	0,0003	486	5,6
Джиллыкумская	10,0	650 000	0,0003	1 950	22,5
Репетекская	10,0	260 000	0,0003	780	9,0
Ясхаиская	10,0	1 200 000	0,0017	20 400	236,0
Черкезлинская	6,0	450 000	0,0005	1 350	15,6
Чильмамедкумская (акчагыльский водоносный горизонт)	9,0	253 000	0,0023	5 237	60
Октумкумская	8,0	320 000	0,0010	2 560	30
Мургаб-Амударьинская	1,7	6 000 000	0,0006	6 120	70
Теджеи-Мургабская	2,0	3 000 000	0,0007	4 200	49
			Итого		517,7

Методика региональной оценки эксплуатационных запасов линз до сих пор не разработана. На площадях их распространения (кроме Ясханской линзы) детальные исследования с целью получения комплекса данных, необходимого для определения эксплуатационных запасов, не проводились. В связи с этим для оценки прогнозных эксплуатационных запасов пресных и слабосолоноватых линзовых вод пустынных районов на данном этапе можно использовать тот же приближенный гидродинамический метод определения модуля эксплуатационных запасов, что и для предгорных районов. Эксплуатационные запасы по Чильмамедкумской линзе оцениваются только для безнапорного водоносного горизонта в апшерон-четвертичных отложениях, гидравлически связанного с напорными водами акчагыльских отложений и получающего из них основное питание. Величина питания определяется расходом потока в сечении и приравнивается к естественным ресурсам Чильмамедкумской линзы.

Результаты подсчета эксплуатационных запасов крупных линз, полученные согласно этой методике, по всей вероятности, содержат весьма существенную погрешность в сторону завышения запасов, так как при подсчетах не принято во внимание неизбежное в процессе эксплуатации изменение гидрогеологической обстановки: 1) подсос соленых вод снизу и 2) стягивание контуров линзы в плане. Прогноз этих явлений может быть осуществлен только на базе специальных разведочных и опытных работ, которые пока проведены лишь на Ясханском месторождении. Опираясь на результаты таких работ, можно попытаться более правильно оценивать запасы и на других линзах.

Эксплуатационные запасы пресных вод Ясханского месторождения, определенные Н. Г. Шевченко, В. Д. Бабушкиным и другими по специально разработанной методике с учетом защиты от подсоса соленых вод, утверждены в ГКЗ в количестве около 1000 *л/сек* (в сумме по всем категориям). Исходя из этого можно предположить, что эксплуатационные запасы пресных и солоноватых вод (до 3 *г/л*) для данной линзы составляют примерно 1100—1150 *л/сек*. Согласно же расчетам по модулю они равны 1570 *л/сек*, т. е. ошибка в сторону превышения около 35%.

Следовательно, и по другим районам прогнозные эксплуатационные запасы пресных и слабосолоноватых вод могут быть на 35% меньше подсчитанных приближенным гидродинамическим методом (табл. 65).

Примерная оценка мощности водоснабжения по линзам приведена в табл. 66

Запасы пресных и слабосолоноватых вод в песчаной пустыне не исчерпываются крупными линзами. Здесь существует множество линз, оконтурить и рассчитать запасы по которым пока не представляется возможным.

Долины и дельты рек. Более или менее значительны в Туркмении долины трех рек: Амударьи, Мургаба и Теджена. При оценке запасов рассматривается только долина р. Амударьи, так как вдоль р. Теджен подземные воды преимущественно соленые, а в Мургабской долине пресные воды залегают лишь узкой полосой вдоль русла реки, быстро переходя в соленые. Оценка ресурсов подземных вод производится только для левобережной части долины Амударьи. По правобережью реки достоверных данных для их определения нет.

Подземные воды долины р. Амударьи приурочены к четвертичным аллювиальным отложениям, представленным песками с прослоями супесей, суглинков и глин. Глубины их залегания изменяются в пределах 0—10 *м*. Вскрытая скважинами мощность водоносного горизонта с пресными и слабосолоноватыми водами достигает наибольших величин (50 *м*) в верховье долины, вниз по долине она уменьшается до 10 *м* и менее

Основными источниками питания пресных грунтовых вод являются река, крупные магистральные каналы, сбросные и оросительные воды. Разгрузка их осуществляется преимущественно в результате внутригрунтового испарения (благодаря близкому залеганию уровня), в гораздо меньшей степени — в результате подземного оттока за пределы района и транспирации растительностью.

Ориентировочные запасы подземных вод левобережья долины Амударьи определяются с помощью данных приблизительного водного баланса (по Н. М. Скоркиной):

Приходная часть	
Фильтрация из Амударьи	7000 млн *м³/год*
Фильтрация из ирригационных систем	364 млн. *м³/год*
Фильтрация с полей	95 млн. *м³/год*
Приток со стороны	18,1 млн *м³/год*
Итого	7477,1 млн *м³/год*
Расходная часть	
Испарение с поверхности грунтовых вод	6848 млн *м³/год*
Отток за пределы района	29 млн *м³/год*
Транспирация растительностью	1,2 млн. *м³ год*
Итого	6878,2 млн. *м³/год*

Избыток в размере 598,9 млн. *м³/год* идет на пополнение запасов подземных вод. Но необходимо учесть, что пресные и слабосолоноватые воды встречаются только на 50% протяженности долины и что река на некоторых участках постоянна, а на многих периодически дренирует подземные воды. Поэтому можно предположить, что на пополнение ресурсов пресных грунтовых вод идет около 30% этого избытка, т. е. приблизительно 6000 *л/сек* Последняя цифра хорошо увязывается с резуль-

Таблица 65

Прогнозные эксплуатационные запасы

Гидрогеологический район	Линза	H, м	K, м/сутки	KH, м²/сутки	γ	$a = \frac{KH}{\gamma}$, м²/сутки	M_3, г/см³	F, км²	Прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод, рассчитанные по модулю, л/сек	Прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод, рассчитанные по сопоставлению с Ясханской линзой	
										л/сек	м³/сутки
Северные (Заунгузские) Каракумы	Восточно-Заунгузская	12	5,4	64,8	0,1	648	0,20	3900	1300	730	63072
	Балкунинская	18	4,5	81,0	0,1	810	0,325	650	210	153	13219
Центральные (Низменные) Каракумы	Джаликумская	12	10,0	120,0	0,1	1200	0,26	3000	780	600	51840
	Репетекская	10	10,0	100,0	0,1	1000	0,16	300	48	35	3024
	Ясханская	30	10,0	300,0	0,12	2500	0,73	2350	1760	1300	112320
	Черкезтинская	20	6,0	120,0	0,1	1200	0,43	540	232	172	14861
Юго-Восточные Каракумы	Мургаб-Амударьинская	30	1,7	85,0	0,1	850	0,90	6500	5850	4300	371520
	Теджен-Мургабская	40	2,0	80,0	0,1	800	0,73	4000	2920	2160	186624
Красноводско-Чильмамедкумский район	Чильмамедкумская										
	Безнапорный горизонт	35	1,0	35,0	0,1	350	0,40	2000	800	580	50110
	Октумкумская	8	8,0	64,0	0,1	640	0,13	150	20	15	1296
								Итого		10045	867886

Таблица 66

Мощности водоснабжения по линзам пресных вод

Линза	Мощность водоснабжения	
	Группа по мощности водоснабжения	Максимальная производительность водозаборов, *л/сек*
Восточно-Заунгузская	5	10—50
Балкуинская	5	10—50
Джилликумская	6	10—50
Репетекская	6	10—50
Ясханская	3	50—100
Акчакуйминская	6	1—10
Мургаб-Амударьинская	6,5	1 - 10
	6,5	10—50
		1—10
Теджен-Мургабская	6,5	10—50
Чильмамедкумская	6	1—10
Октумкумская	6	1—10

татом расчета эксплуатационных запасов по модулю, определяемому по формуле Маскета — Лейбензона для стандартной сетки водозаборов.

Мощность водоснабжения по долине Амударьи: $H=30$ *м*; $K=23$ *м/сутки*; $KH=575$ *м²/сутки*; $M_э=3{,}73$ *л/сек*; $F=1500$ *км²*; прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод — 5600 *л/сек* (483 840 *м³/сутки*); максимальная производительность водозаборов — 10—50 *л/сек*; группа по мощности водоснабжения — 5.

В дельтах рек Амударьи, Мургаба и Теджена пресные воды встречаются в виде небольших подрусловых и приканальных линз, связанных с искусственными и естественными водотоками. Приурочены они к верхнечетвертичным и современным аллювиальным отложениям. Эти линзы, так же как и подтакырные, малы по размерам, а следовательно, и невелики по запасам. Глубины залегания вод линз находятся в пределах от 0,5 до 10 *м*, мощности не превышают 10—15 *м*. Источником питания является инфильтрация вод поверхностных водотоков (речек, каналов, арыков и поливных вод). Эксплуатация подземных вод возможна лишь за счет использования естественных ресурсов (динамических запасов), формирующихся в результате инфильтрационных потерь из каналов и незначительной части статических запасов в периоды отсутствия стока.

Подсчитать эксплуатационные запасы по дельтам Мургаба и Теджена в настоящее время не представляется возможным из-за небольших размеров приканальных линз и отсутствия данных по большинству из них. Вероятнее всего запасы пресных вод здесь не превышают нескольких литров в секунду.

Для Кунядарьинской дельты, охватывающей центральную часть обширной Амударьинской дельты, проведенными балансовыми исследованиями установлено, что в среднем на каждый километр каналов приходится около 5 *л/сек* расхода подземного потока. Общая протяженность всех каналов, подсчитанная ориентировочно, около 350 *км*. Суммарная величина подземного стока, которую можно приравнять к естественным ресурсам с учетом работы каналов только в течение восьми месяцев, составляет 1312 *л/сек*.

Эксплуатационные запасы более или менее точно установлены только для трех небольших линз: Чагатский, Козак-Ябской и Клычбайской. Естественные ресурсы линз, определенные по разнице между фильтрационными потерями из каналов и потерями подземных вод на испарение и отток за пределы линз, соответственно равны 39, 60 и 75 *л/сек*. Эксплуатационные запасы Чагатской линзы, оцененные по уравнению компенсированного водного баланса, составляют 26 *л/сек* (2246 *м³/сутки*), Козак-Ябской — 40 *л/сек* (3456 *м³/сутки*) и Клычбайской — 50 *л/сек* (4320 *м³/сутки*). Исходя из соотношения естественных ресурсов и эксплуатационных запасов названных трех линз и распространив это соотношение на всю дельту, получим общую цифру эксплуатационных запасов, примерно равную 870 *л/сек* (75 168 *м³/сутки*). Средняя производительность водозаборов на каждой линзе, вероятно, не должна превышать 10 *л/сек*.

В заключение надо отметить, что особенности природных условий Туркмении и недостаточная гидрогеологическая изученность отдельных районов позволяют дать сугубо ориентировочную оценку лишь прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод с привлечением приближенных гидродинамических методов (расчеты по модулям) и балансовых прикидок.

Прогнозные эксплуатационные запасы пресных и слабосолоноватых подземных вод по всей территории Туркмении (исключая горные районы) в сумме составляют ориентировочно 26,6 *м³/сек*. Из них на районы современной эксплуатации (предгорная равнина Копет-Дага, Серахский район, южные предгорья Большого Балхана, Ясханская линза) приходится 11,1 *м³/сек* при среднем водоотборе примерно 7—7,5 *м³/сек*, т. е. использование эксплуатационных запасов составляет приблизительно 65—70%.

Общие эксплуатационные запасы месторождений, определенные по разным участкам Туркмении и утвержденные в ГКЗ и ТКЗ, в сумме по всем категориям составляют 13,29 *м³/сек*. Месторождения эти следующие: Джебельское на предгорной равнине Большого Балхана, Кельтечинарское, Акдашское, Ашхабадское, Фирюзинское, Алтыябское, Секизябское, Келятинское, Арвазское, Сунчинское и Арчманское на предгорной равнине Копет-Дага, Багирское, Готуратинское, Сумбарское, Аджидеринское, Ушакское, Пырнаурское в горной части Копет-Дага; Керкинское и Чарджоуское в долине Амударьи; Ясханское в Центральных Каракумах; Чильмамедкумское и Чагыльское в Северо-Западной Туркмении.

Непосредственно вслед за разведкой, а иногда опережая ее или одновременно с ней, шло хозяйственное освоение водных запасов на перечисленных месторождениях. Используются пресные и слабосолоноватые воды в основном на питьевое и промышленное водоснабжение городов, поселков и аулов, а также на орошение. Водоснабжение таких крупных городов Туркмении, как Ашхабад, Безмеин и Небит-Даг, базируется исключительно на использовании запасов подземных вод. Причем с каждым годом увеличивается роль скважинного водоотбора. В настоящее время в республике работает около 20 водозаборов, каждый из которых содержит от 5 до 70 скважин общей производительностью от нескольких десятков до 900 *л/сек*. Кроме того в Туркмении работает ряд одиночных скважин с дебитами от 3—4 до 20—25 *л/сек*.

Но несмотря на значительный рост водоотбора, проблема обеспечения водой Туркмении далеко не решена. Даже в городах с централизованным водоснабжением потребление воды на душу населения ниже существующих норм. Прикаспийские города (например, Красно-

водск), поселки и нефтепромыслы пользуются привозной водой. Поэтому работы по изучению, подсчету запасов и освоению пресных и слабосолоноватых подземных вод в Туркмении не прекращаются.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Минеральные воды

Согласно классификации минеральных лечебных вод В. В. Иванова и Г. А. Невраева, среди минеральных вод, распространенных на площади республики, выделяются: а) воды сульфидные (сероводородные), б) воды йодные и бромные и в) минеральные воды без «специфических» компонентов и свойств (табл. 67). В качестве нижнего предела для отнесения природных вод к сульфидным принято содержание общего сероводорода (H_2S+HS^-) 10 *мг/л*. Для отнесения вод к бромным и йодным принято содержание Br 25 *мг/л* и I 5 *мг/л*, но при условии, что общая минерализация этих вод допускает применение их в качестве питьевых минеральных вод (для хлоридных вод не более 12—15 *г/л*). При более высокой минерализации воды можно считать йодными и бромными только в том случае, если при разбавлении их пресными водами до необходимой минерализации содержание в них йода и брома не будет ниже указанных норм.

Сульфидные воды на территории Туркменской ССР имеют значительное распространение как в артезианских бассейнах (Западно-Туркменский, Каракумский и др.), так и в складчатых областях (Копет-Даг, Большой Балхан, отроги Гиссара). Ионный состав сульфидных вод весьма разнообразен, но наиболее распространенными типами являются: хлоридный натриевый, сульфатно-хлоридный натриевый и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный натриевый. Преобладающая минерализация сульфидных вод 2—15 *г/л*, иногда значительно выше. Воды содержат от 10 до 1230 *мг/л* общего сероводорода, но чаще всего концентрация его колеблется от 10 до 50 *мг/л*. Газовый состав сульфидных вод самый разнообразный. Спонтанные газы азотные, азотно-метановые и углекисло-сероводородно-метановые. Растворенные в воде газы отличаются, как правило, смешанным составом.

В складчатой области Копет-Дага сульфидные воды связаны с отложениями различного возраста (от юрских до четвертичных) и состава. Естественные выходы холодных (до 20° С), слабо термальных (до 28° С) и термальных (до 37° С) вод со слабой (10—50 *мг/л*) и средней (50—100 *мг/л*) концентрацией сероводорода (источники Узунсу, Арчман, Серный, Душакские и др.) прослеживаются вдоль северных склонов передовых хребтов Копет-Дага и связаны с системой тектонических разрывов надвигового характера, объединенных под названием Копетдагской «термальной линии» (Никшич, 1925). Минерализация сульфидных вод здесь колеблется от 1,6 до 2,8 *г/л*. По ионно-солевому составу они преимущественно хлоридные натриевые, по газовому — азотные и выражаются формулой

$$M_{1,6}\,\frac{Cl\,40\ SO_4\,38\ HCO_3\,22}{Na\,55\ Ca\,29\ Mg\,16}$$ (источник Арчман).

В последние годы в зоне передовых хребтов Центрального и Восточного Копет-Дага сульфидные воды вскрыты скважинами глубиной более 1000 *м* в отложениях неокома и верхней юры (Арчман-Фирюзинское ущелье, Гяурсдагская антиклиналь). Минерализация их значительно выше (4—9 *г/л*), а содержание сероводорода изменяется от 25 до 545 *мг/л*. По ионно-солевому составу они преимущественно сульфатные кальциевые, по газовому — азотные, характеризуются формулой

Таблица 57

Типовой состав минеральных вод Туркменской ССР

Тип минеральной воды	Водопункт	Возраст водоносных пород	Температура воды, °С	pH	Минерализация, г/л	Форма выражения анализа	Содержание							Основные компоненты газового состава
							Cl	SO_4	HCO_3	Na + K	Ca	Mg	$H_2S_{общ}$	
Сульфидные	Скв 110 (Челекен)	N_2^2	45,0	6,8	272,6	г/л	151,41	Нет	0,01	70,63	19,36	0,025	46,4	CH_4
						экв %	99,9		0,1	71,9	22,6	5,5		
	Скв 2-п (г. Небит-Даг)	plQ_{III}	35,5	7,3	2,6	То же	1,35	0,17	0,22	0,69	0,16	0,08	33,9	N_2, $CO_2 + H_2S$
							84,3	7,8	7,9	66,7	18,2	15,1		
	Источник Обой (Колет-Даг)	Cr_2sn	29,0	7,7	2,6	„	0,79	0,54	0,61	0,958	0,05	0,02	64,3	N_2, $CO_2 + H_2S$
							50,1	27,5	22,4	93,3	3,8	2,9		
	Скв 1-г (Фирюлинское месторождение)	$J_3 + Cr_1$	20,0	7,2	4,2	„	0,18	2,75	0,21	0,36	0,62	0,21	33,3	N_2
							7,9	86,8	5,3	23,5	46,9	29,6		
	Источник Ходжа-Гугурдак (Карабиль)	Pg_1b	23,0	7,4	4,7	„	1,52	0,88	0,94	1,23	0,21	0,16	144,5	N_2, $CO_2 + H_2S$, CH_4
							33,5	24,0	20,2	69,4	13,9	16,7		
	Скв 1 (Тумбинская структура)	Cr_2sn	—	7,2	60,2	„	33,76	3,43	0,63	19,4	2,10	1,03	212,5	То же
							92,1	6,9	1,0	81,6	10,2	8,2		
	Скв 2-с (Сагаджинская структура)	J_3km горизонт „D“	38,8	6,5	188,2	„	108,53	1,45	0,35	65,22	3,65	1,10	600,0	CH_4, $CO_2 + H_2S$
							98,9	0,9	0,2	91,2	5,9	2,9		
Йодные и бромные	Скв 6 (Боя-Даг)	N_2^2	47,0	6,8	17,1	„	100,37	0,23	0,01	57,21	9,80	1,44	Нет	CH_4
							99,9	0,1	—	80,4	15,5	3,8		
	Скв 9 (Западный Колет-Даг)	$Cr_1t + sn$	—	—	26,2	„	15,63	0,013	0,317	9,45	0,481	0,255	„	CH_4, N_2
							98,8	0,1	1,1	92,2	5,3	2,5		
	Скв 2 (Дарваза)	Cr_1ns	—	—	135,6	„	73,32	0,91	0,05	36,17	9,02	1,46	„	CH_4
							99,1	0,9	—	73,4	21,0	5,6		
	Скв 1 (Байрам-Али)	J_3t	102,0	6,8	457,3	„	268,08	0,02	0,41	20,65	88,18	26,97	„	CH_4
							99,9	—	0,1	11,9	58,3	29,8		
Минеральные воды, лечебное действие которых определяется основным ионным составом и минерализацией	Скв 5 (Фараб)	Cr_2sn	32,0	6,8	10,6	„	2,35	3,30	0,11	2,89	0,40	0,30	5,3	N_2
							38,5	40,2	1,3	73,7	11,7	14,6		
	Скв 7-ч (Берзенги)	$J_3 + Cr_1$	36,0	7,0	3,1	„	0,218	2,072	0,130	0,194	0,559	0,180	2,0	N_2
							12,1	82,9	5,0	16,0	55,5	28,5		
	Скв 32 (Кагырдак)	Cr_2krb^2	32,0	5,9	320,6	„	196,03	0,32	Нет	98,78	19,04	3,708	Нет	N_2
							99,9	0,1		77,3	17,2	5,5		

$$M_7 \frac{SO_4\,60\ Cl\,35\ HCO_3\,5}{Na\,66\ Ca\,22\ Mg\,12}$$ (скважина Арчман).

В зоне внутренних складок Западного Копет-Дага сульфидные воды распространены в отложениях апта — сеномана, сенона — дания, палеогена и неогена (Кудельский, 1963, 1966, 1968). Естественные выходы сульфидных вод приурочены к крыльям и сводовым частям антиклинальных структур (Шор, Сокули, Елысу, Обой, Кукуртли и др.). Скважинами сульфидные воды вскрываются в отложениях альба, сеномана и неогена. Температура вод колеблется от 17 до 32° С, минерализация изменяется от 1 до 17 *г/л*, концентрация сероводорода составляет 10—130 *мг/л*:

Источник 408 $M_4 \frac{SO_4\,63\ Cl\,27\ HCO_3\,10}{Na\,60\ Ca\,22\ Mg\,18}$,
Cr_2cm

Скв. 1400к $M_{17} \frac{Cl\,99\ HCO_3\,1}{Na\,81\ Ca\,13\ Mg\,6}$.
Cral

По составу свободных и растворенных в воде газов они подразделяются на две группы: азотные и азотно-метановые. В газовом составе вод первой группы, имеющей наибольшее распространение, как правило, присутствуют метан и более тяжелые углеводороды в количестве, не превышающем 1%. Среди сульфидных вод Копет-Дага заслуженной славой пользуются воды источника Арчман с содержанием сероводорода до 21—24 *мг/л*, используемые одноименным курортом для лечения многих заболеваний. Ионный состав сульфидных вод Копет-Дага смешанный.

В пределах Большебалханской складчатой области азотные термальные (24,5—33,5° С) слабосульфидные воды (10—25 *мг/л*) приурочены к пролювиальным отложениям предгорной равнины его южного склона. По составу воды хлоридные натриевые и кальциево-натриевые с минерализацией 2,5—3,6 *г/л*.

Складчатая область отрогов Гиссара (Гаурдак-Кугитангский район) характеризуется повсеместным развитием в карбонатной толще келловея — оксфорда, за исключением площадей выхода ее на поверхность, термальных (22—33° С) хлоридных натриевых рассольных сульфидных вод с концентрацией сероводорода, достигающей 270—750, а иногда 1230 *мг/л*. В составе спонтанных газов содержание метана составляет 43—97%, растворенных 2,87%, а количество кислых газов (CO_2+H_2S) соответственно колеблется от 2 до 63% и от 1 до 97%:

Скв. 274 (интервал 141—144 *м*) $M_{187} \frac{Cl\,98\ SO_4\,2}{Na\,92\ Ca\,6\ Mg\,2}$.

Меньше распространены азотные слабосульфидные (14—25 *мг/л*) слабосолоноватые и соленые воды (2—24 *г/л*).

На площади Западно-Туркменского артезианского бассейна термальные (до 73° С) сульфидные воды развиты в верхней части разреза челекенской свиты плиоцена (Челекен, Небит-Даг, Кум-Даг, Боя-Даг и др.). Это хлоридные натриевые и кальциево-натриевые соленые воды и рассолы (24—300 *г/л*) с содержанием сероводорода от 10 до 150 *мг/л*. В составе газов преобладают углеводороды, реже изот.

По остальной территории республики сведения о распространении сульфидных вод весьма ограничены. В восточной части Среднекаспийского артезианского бассейна сульфидные воды с содержанием сероводорода от 14 до 23 *мг/л* выводятся на поверхность небольшим числом источников из неогеновых и четвертичных отложений, а также вскрываются скважинами в толще пород альб-сеноманского возраста

(Омчалы, Кошоба). Воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией от 6 до 23 *г/л* и температурой от 16 до 22° С. На площади Каракумского артезианского бассейна сульфидные воды известны в пределах Султансанджарской и Самантепинской антиклиналей, в Кушкинском районе. На юго-западном крыле Султансанджарской антиклинали, осложненном большим числом сбросов небольшой амплитуды, азотно-метановые сульфидные хлоридные натриевые воды с минерализацией 3—4 *г/л* и содержанием сероводорода от 29 до 70 *мг/л* разгружаются многочисленными источниками. Выходы их приурочены к отложениям альба — турона.

На Самантепинской структуре к известнякам палеогена приурочены соленые (21,5 *г/л*) сульфатно-хлоридные натриевые воды с содержанием сероводорода до 270 *мг/л*. В карбонатной толще оксфорда в пределах этой же складки развиты хлоридные натриевые рассольные воды (89 *г/л*) с концентрацией сероводорода до 370 *мг/л*. В Кушкинском районе, охватывающем горную часть Бадхыза, Карабиля и Кушкинскую зону антиклинальных поднятий, сульфидные воды с различной концентрацией сероводорода (от 25 до 300 *мг/л*) развиты в отложениях сенона — дания, палеогена и в меньшей степени — неогена. Воды сульфатно-хлоридные натриевые, хлоридные натриевые и смешанного состава с минерализацией от 4,6 до 60 *г/л* и повышенным содержанием йода и брома. Растворенные и спонтанные газы углекисло-сероводородно-азотные, азотно-углекисло-сероводородно-метановые и метаново-азотные. Имеются отрывочные сведения о распространении сульфидных вод в отложениях неогена Зеагли-Дарвазинской площади.

Йодные и бромные воды распространены почти повсеместно и отсутствуют лишь в пределах Центрального Копет-Дага, Большого Балхана и на Туаркыре. Геохимические особенности йода и брома обусловливают их связь с водами определенного ионного и газового состава. Это преимущественно метановые (азотно-метановые), реже азотные хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды. Йодные и йодобромные воды обычно имеют минерализацию от 5 до 150 *г/л*, а минерализация бромных вод превышает 150 *г/л*. Главными районами распространения йодных и бромных вод являются Западно-Туркменский и Каракумский артезианские бассейны, зона внутренних складок и северных предгорий Западного Копет-Дага.

Западно-Туркменский артезианский бассейн характеризуется широким развитием термальных метановых йодных и бромных соленых и рассольных вод, приуроченных к мощному (более 3 *км*) комплексу пород неоген-четвертичного возраста. По химическому составу воды хлоридные натриевые и кальциево-натриевые с повышенной концентрацией йода и брома. Бромные воды характерны для зоны рассолов с минерализацией 150—270 *г/л*, развитых в верхней части разреза отложений плиоцена. Йодно-бромные и йодные воды с минерализацией от 15 до 150 *г/л* приурочены к средней и нижней частям разреза. В зоне внутренних складок Западного Копет-Дага проявления йодных и бромных вод известны в пределах Данатинской, Чаалджинской, Куйлярской, Терсаканской и Сеиткердеринской антиклиналей, а также Сумбарской и Аджидеринской синклиналей (Кудельский, 1966, 1968).

Севернее «термальной зоны» йодо-бромные воды вскрыты на Ами-Коджинской и Западно-Беурминской структурах. Йодные и бромные воды Западного Копет-Дага приурочены к отложениям нижнего (апт — альб) и верхнего мела, палеогена и неогена. По химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией от 3 до 62 *г/л*. Температура вод 22—50° С. В спонтанных или растворенных в воде

азотно-метановых, углекисло-метановых и метановых газах содержание углеводородов достигает 49—82%.

Каракумский артезианский бассейн характеризуется преимущественным развитием метановых рассольных бромных вод, приуроченных к отложениям нижнего мела и юры. В зависимости от состава водовмещающих пород и глубины их залегания минерализация бромных вод колеблется от 65—206 до 337—540 *г/л*. Максимальные значения минерализации характерны для вод, формирование которых тесно связано с соленосной толщей кимериджа — титона.

В разрезе мезозоя отдельных антиклинальных складок Юго-Восточной Туркмении наряду с бромными встречаются и йодные минеральные воды. Приурочены они к отложениям верхнего мела (Байрамалийская и Ислимская структуры) и альба — апта (Марыйская структура). Воды по составу хлоридные натриевые с минерализацией 48—77 *г/л*. Азотные бромные воды известны только в отложениях апта — сеномана восточной части Среднекаспийского артезианского бассейна.

Широко развиты на территории республики *минеральные воды без «специфических» компонентов*. Их лечебное действие определяется основным ионным составом и минерализацией. В большинстве своем минеральные воды этого типа содержат терапевтически активные компоненты ионного и газового состава, но из-за их небольших концентраций они не обладают ярко выраженными специфическими свойствами. Наибольшее распространение имеют воды: а) сульфатные магниево-кальциевые и натриево-кальциевые, б) хлоридно-сульфатные различного катионного состава, в) сульфатно-хлоридные натриевые и г) хлоридные натриевые. Хлоридные натриевые воды обычно имеют минерализацию более 35 *г/л*, а среди вод остальных типов преобладает минерализация от 2 до 15 *г/л*. По преобладанию основных компонентов газового состава воды подразделяются на азотные и азотно-метановые.

В пределах Каракумского артезианского бассейна минеральные воды приурочены главным образом к отложениям верхнего мела и палеогена (в восточной части). Преобладают воды сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые с минерализацией от 5 до 270 *г/л*. Характерным представителем являются минеральные воды фарабской структуры. Это азотные термальные (до 32° С) сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 10,6—11,7 *г/л*, являющиеся аналогом новоижевского типа минеральных вод. Они развиты в песчано-глинистых отложениях турона — сенона на глубине 366—820 *м* и изливаются на поверхность в некоторых скважинах.

В складчатых областях Копет-Дага и отрогов Гиссара минеральные воды этого типа связаны с отложениями неогена, палеогена, мела и юры. Состав вод отличается значительным разнообразием, а минерализация их колеблется от 2 до 120 *г/л*. Максимальные значения минерализации (270—345 *г/л*) характерны для районов, где соленосные отложения кимериджа — титона выходят на поверхность или залегают на небольшой глубине (Гаурдакский район). В качестве примера минеральных вод, формирующихся в верхней гидродинамической зоне, могут служить воды отдельных источников хребта Кугитангтау (Кайнар-Баба) и Копет-Дага (Душакские источники, Коу, Иджири и др.).

Представителем слабоминерализованных вод, развитых в глубоких частях разреза горноскладчатых сооружений, являются минеральные воды, вскрытые скважинами в 6—7 *км* к югу от г. Ашхабада у подножия северного склона Копет-Дага. Термальные (36—41° С) сульфатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 3,2—3,9 *г/л* залегают на глубине 900—1600 *м* в нижней части мальм-неокомской карбонатной толщи. Организован розлив минеральной воды, поступающей в прода-

жу в качестве столовой под названием «Ашхабад». Вода является аналогом московского и звенигородского типов минеральных вод. В пределах Большого Балхана в среднеюрских отложениях на глубине 380—720 *м* вскрыты термальные (43—46° С) хлоридные натриевые воды с минерализацией 22 *г/л*.

Ориентировочные запасы минеральных вод, не обладающих ярко выраженными специфическими свойствами, превышают 900 *л/сек* (рис. 54).

Минеральные озера и лечебные грязи

В Туркменской ССР, расположенной в пределах аридной зоны с засушливым пустынным климатом, имеется много минеральных озер. Наиболее представительную группу образуют материковые озера. Они известны по руслу Узбоя (Ясхан — соленое, Топиатан, Куртыш-Баба, Игды и др.) и Актама (Молла-Кара, Комек — «Голубое»), во впадине Сарыкамыш, в нижнем и среднем течении Амударьи (Геок-Чага, Андреевское, Капарас, Султан-Санджар, Шор-Куль и др.), в бассейнах рек Мургаба и Теджена (Булак-Баба, Шор-Аулие, Ер-Ойлан-Дуз и др.). Минерализация вод озер колеблется от 40 до 390 *г/л*, причем абсолютное значение минерализации может изменяться в зависимости от времени года. В химическом составе вод преобладают ионы хлора и натрия, иногда в повышенном количестве присутствуют сульфат-ион и магний. Воды некоторых озер отличаются повышенной концентрацией брома.

В некоторых материковых минеральных озерах наблюдается повышенная температура (до 48—50° С) придонных слоев воды. Это явление обусловлено анизотропностью, расслоением водной толщи на отдельные горизонты с различной минерализацией. Оно наиболее ярко проявляется в весенний период, когда отмечается интенсивное поступление в водоем слабоминерализованных вод. Наличие последних на поверхности водной толщи соленых озер в условиях высокой солнечной радиации и определяет повышенную температуру придонных слоев воды (гелиотермический эффект). Среди минеральных озер с гелиотермическим эффектом могут быть названы Комек, Куртыш-Баба, Игды, Топиатан, Геок-Чага, Булак-Баба. Во всех перечисленных озерах минерализация поверхностного слоя воды колеблется от 39 до 88 *г/л*, увеличиваясь в придонных слоях до 93—384 *г/л*. Соответственно температура вод изменяется от 9—33° С до 30—50° С (Соколовский, 1964).

Из лечебных грязей на территории республики распространены: 1) сероводородные материковые, 2) сероводородные озерно-ключевые и 3) сопочные псевдовулканические. Сероводородные материковые грязи с соленостью более 150 *г/л* формируются в соленых самосадочных озерах. Эксплуатационные запасы их незначительны. Наиболее крупными месторождениями материковых грязей являются: озеро Комек (эксплуатационные запасы 4900 $м^3$), Молла-Кара (14 950 $м^3$), Ягман I (15 800 $м^3$), Ягман II (9000 $м^3$), Султан-Санджар (эксплуатационные запасы северного участка 19 000 $м^3$), Булак-Баба (18 000 $м^3$), Топиатан (3000 $м^3$) и Андреевское (8000 $м^3$). Рапа и грязи озера Молла-Кара используются одноименным курортом для рапо-грязелечения.

Сопочные псевдовулканические грязи, представляющие собой продукты извержения грязевых вулканов, приурочены к районам нефтяных месторождений Западной Туркмении. Самым крупным месторождением сопочной грязи (запасы превышают 100 000 $м^3$) является грифон Западный Порсугель иа п-ове Челекен, единственное известное в СССР месторождение термальной сопочной грязи. В центре грифона в слое

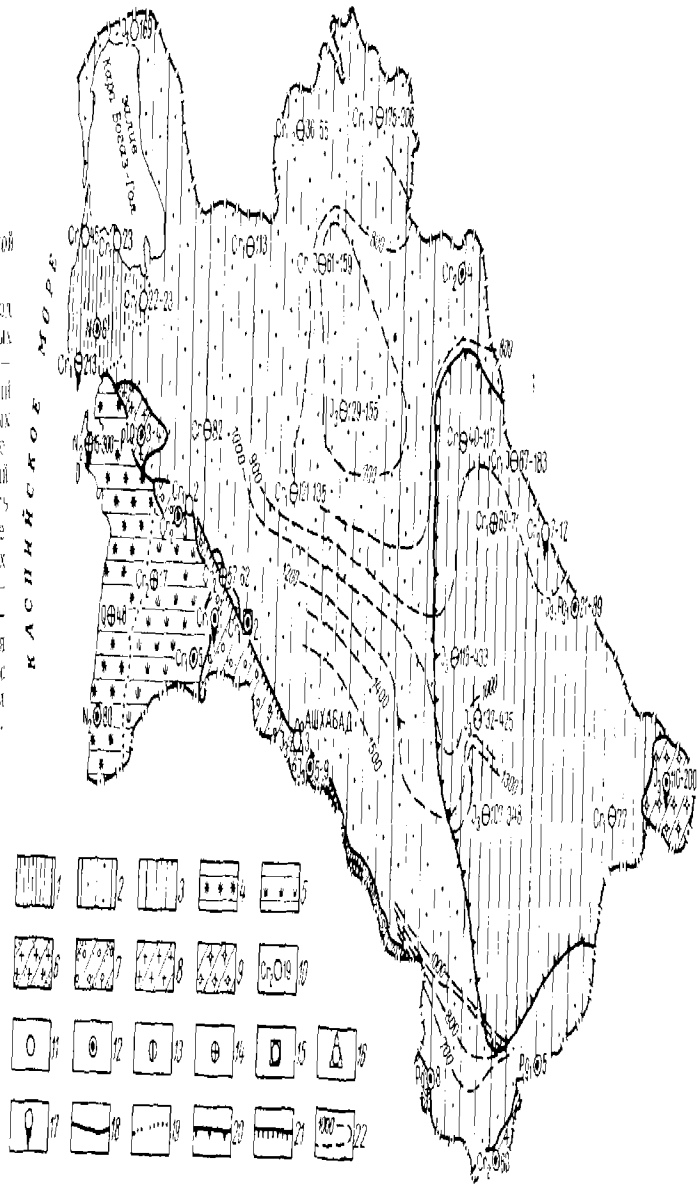


Рис. 51. Схема минеральных вод Туркменской ССР (составил В. Ф. Казаков, 1989)

Область распространения метановых бромных вод и азотных (иногда азотно-метановых) солевых вод и рассолов *1* – Красноводский район, *2* – Каракумский район, *3* – Восточно-Каракумский подрайон. Область распространения метановых йодо-бромных и азотных, азотно-метановых и метановых сероводородных вод *4* – Закаспийский район, *5* – Западно-Копетдагский район. Область распространения азотных, азотно-метановых и метановых сероводородных вод и азотных солевых вод и рассолов *6* – Большебалханский район, *7* – Копетдагский район, *8* – Кушкинский район, *9* – Гаурдак-Кугитангский район. *10* – проявления минеральных вод (слева – геологический индекс водосодержащих пород, справа – минерализация вод в *г/л*). Типы минеральных вод: *11* – минеральные воды, лечебное действие которых определяется основным ионным составом и минерализацией, *12* – сероводородные (сульфидные) воды, *13* – йодные воды, *14* – йодо-бромные воды. Использование минеральных вод: *15* – бальнеологический курорт, *16* – розлив минеральных вод, *17* – проявления минеральных вод, перспективные для будущего использования. *18* – граница областей распространения минеральных вод, *19* – граница распространения минеральных вод, *20* – граница распространения солевых отложений гаурдакской свиты кимеридж-титона, *21* – «нормальная зона» Копет-Дага, *22* – изолинии глубины залегания изотермической поверхности +50° С

0,5—1 *м* температура сопочной грязи достигает 45° С. Озерно-ключевые грязи формируются в русле сульфидных источников, в отдельных воронках, запрудах, но из-за ограниченных запасов практического интереса не представляют.

Высокая эффективность лечения минеральными водами и грязями на курортах Арчман и Молла-Кара объясняет ту широкую известность, какой они пользуются в республике и за ее пределами. Но потребность населения в курортно-санаторном лечении непрерывно возрастает, поэтому необходимо изыскание и использование новых месторождений минеральных вод и лечебных грязей.

Некоторые проявления минеральных вод и месторождения лечебных грязей представляют несомненный интерес с точки зрения возможности использования их в бальнеологии и для грязелечения. В числе их следует назвать: 1) минеральные воды (сульфидные, бромные и йодные) и сопочные грязи п-ова Челекен; 2) сульфидные воды пролювиальных отложений предгорной равнины южного склона Большого Балхана, вскрытые скважинами в г. Небит-Даге; 3) сульфидные воды с высокой концентрацией сероводорода, развитые в верхнеюрских отложениях в районе пос. Гаурдак; 4) минеральные воды новоижевского типа, вскрытые скважинами в районе пос. Фараб; 5) месторождения сероводородных материковых грязей озер Андреевского, Булак-Баба и др.

Представляется целесообразным продолжение поисково-разведочных работ на минеральные воды в Копет-Даге, на Большом Балхане и Красноводском п-ове в районе дома отдыха «Аваза». Интересны с точки зрения изыскания минеральных вод окрестности курортов Молла-Кара и Байрам-Али.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Сведения по термальным водам Туркмении накапливались постепенно в процессе развития поисково-разведочных работ главным образом на нефть и газ. Обобщению этих сведений посвящены работы Ф. А. Макаренко и др. (1959, 1963), Б. А. Бедера (1959, 1961б), С. С. Джибути (1962), Я. А. Ходжакулиева (1964), В. Ф. Борзасекова (1964, 1967), Л. Г. Соколовского и С. Н. Шабердыева (1967) и др.

С точки зрения технического использования термальные воды, как известно, подразделяются на высокопотенциальные (с температурой более 100° С), среднепотенциальные (от 70 до 100° С) и низкопотенциальные (от 25 до 70° С). Воды первой группы могут использоваться для выработки электроэнергии и теплоснабжения, воды второй — для отопления, вентиляции и горячего водоснабжения, воды третьей — для обогрева теплично-парниковых хозяйств, ферм и т. п.

Однако экономическая эффективность использования термальных вод определяется не только их температурой, но и химическим составом, минерализацией, водообильностью скважины и значением напора вскрываемых горизонтов.

По условиям залегания и особенностям формирования термальных вод на территории Туркмении можно выделить три области: Западно-Туркменскую, Каракумскую и область горных сооружений (Большой Балхан, Копет-Даг, Гаурдак-Кугитанг).

Западно-Туркменская область в геотектоническом отношении приурочена к восточному борту Южно-Каспийской впадины. В ее пределах термальные воды обнаружены в песчано-глинистых отложениях плиоцена. Причем основные запасы их связаны с мощной толщей челекенской свиты, в пределах которой насчитывается 20—30 водоносных го-

ризонтов. Температура подземных вод в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов достигает 90—100° С (на глубинах 2000—2500 *м*). В низах челекенской свиты, возможно, содержатся воды и с более высокими температурами, которые могут стать доступными для энергетического использования.

В пределах локальных складок Прибалханской зоны поднятий, сводовые части которых разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, выходят многочисленные источники с температурой вод до 60—75° С и дебитами 0,4—10 *л/сек*. Скважины вскрывают термальные воды (50—70° С), обладающие большими избыточными напорами и высокими дебитами (до 6000 *м*^{3}*/сутки*).

Геотермические исследования, проведенные лабораторией гидрогеологических проблем АН СССР (Джибути, 1962), позволили выделить в пределах Западно-Туркменской области два наиболее перспективных района: северный — Прибалханский и южный — Гограньдаг-Окаремский.

Характерной особенностью этих районов является внедрение по системе тектонических нарушений и жерлам грязевых вулканов высокотемпературных вод относительно пониженной минерализации в верхние части разреза, приводящее к формированию там высоких температур. Так, на глубине 2000 *м* на температурном фоне вод 60—70° С намечаются участки с температурой вод свыше 90° С.

В Прибалханском районе наиболее прогретыми структурами оказались Челекенская и Небитдагская, характеризующиеся соответственно средними геотермическими ступенями 26,3 и 28 *м*/° С. На Челекенской структуре геотермическая ступень в верхних частях разреза снижается до 20,5 *м*/°С, а с глубиной приближается к средней для района. Это свидетельствует также о подъеме мощных потоков высокотемпературных вод на тектонически раздробленных участках, происходящем без значительных потерь тепла. В результате этого скважинами на глубинах до 300—600 *м* вскрываются воды с температурой на устье 60—80° С. Согласно подсчету (Макаренко и др., 1963) источниками и буровыми скважинами Челекена, обладающими общим дебитом 250 *л/сек* и температурой в среднем 60° С, выносится тепла около 11 187 *ккал/сек*, эквивалентное сжиганию в месяц не менее 4 тыс. *т* условного топлива. А по всем структурам Прибалханского района подземными водами выносится около 16 381 *ккал/сек* тепла, что эквивалентно сжиганию в месяц до 60 тыс. *т* условного топлива.

На территории Гограньдаг-Окаремского района также были вскрыты высокотемпературные воды. Температура на устье некоторых скважин достигла 70—80° С. Только одна скважина на структуре Окарем, изливающая с дебитом 60 *л/сек* и температурой на устье 78° С, выносит такое количество тепла, которое можно получить при сжигании 45 *т* условного топлива. Приведенные предварительные расчеты показывают, что использование термальных вод в рассматриваемых районах имело бы большой практический интерес.

В пределах Каракумской области термальные воды приурочены к мезозойским отложениям. Они вскрываются на всех структурах. Статические уровни устанавливаются в большинстве случаев значительно ниже устья скважин (20—200 *м*). Самоизливающиеся термальные воды были обнаружены лишь в Прикарабогазье и юго-восточном районе (Фараб, Кушка). В Прикарабогазье термальные воды приурочены к нижнемеловым отложениям, залегающим на глубинах 1000—1500 *м*. Самоизливающиеся скважины характеризуются малыми дебитами (до 8,6 *м*^{3}*/сутки*) и температурами на устье до 40° С.

В юго-восточном районе самоизливающиеся термальные воды обнаружены в верхнемеловых (Фараб, Кушка) и верхнеюрских отложениях, а также по всему разрезу мезозоя (Керки-Даг). В верхнемеловых отложениях подземные воды слабо термальны, температуры на устье скважин 32—36° С, дебиты скважин также незначительны (14—170 *м*³/*сутки*).

Высокотермальные с большими избыточными напорами подземные воды вскрываются в соляных отложениях верхнеюрского возраста (гаурдакская свита). На многих структурах Юго-Восточной Туркмении (Фараб, Керки-Даг, Сакар, Джилли-Кум, Байрам-Али, Кели и др.) из гаурдакской свиты получены мощные фонтаны рассолов с температурой на устье скважин около 100° С и начальными дебитами 1000—2000 *м*³/*сутки*.

Из верхне- и нижнемеловых отложений на Керкидагской структуре самоизливаются воды с дебитами 80—150 *м*³/*сутки* и температурой на устье 20—45° С.

Установлено, что в пределах платформенной части Туркмении температуры подземных вод в основании осадочного чехла превышают 100° С, достигая в Мургабской впадине и Предкопетдагском прогибе 300—350° С. Возможность вскрытия в ряде районов на доступных глубинах высокотермальных и перегретых вод может иметь большое значение для практического использования тепла недр.

Область горных сооружений Большого Балхана, Копет-Дага, Гаурдак-Кугитанга характеризуется крайне неоднородными геотермическими условиями недр. Это обусловлено, с одной стороны, охлаждающим влиянием широко развитых в пределах горных сооружений процессов инфильтрации, а с другой — относительно повышенным геотермическим режимом районов альпийской складчатости и явлениями разгрузки высокотемпературных вод в верхние горизонты.

На Большом Балхане вблизи колодца Кара-Чагыл в зоне тектонических нарушений скважиной на глубине 300 *м* были вскрыты самоизливающиеся воды с температурой на устье 46° С и дебитом 260 *м*³/*сутки*. В Копет-Даге вдоль «термальной зоны» существуют многочисленные источники солоноватых вод (до 3—4 *г*/*л*) с температурой от 20 до 37° С (Бахарденское озеро и др.). Такие же воды вскрываются рядом скважин в районе передового хребта на глубинах до 1000 *м* (селения Багир, Берзенги и др.).

В Западном Копет-Даге разведочными скважинами в ряде мест вскрываются термальные воды, приуроченные к отложениям нижнего мела (селения Терс-Акан, Сакар и др.). Температуры вод на устье скважин достигают 30—50° С. В этом же районе обнаружены многочисленные источники, выклинивающиеся вдоль тектонических нарушений. Воды их обладают повышенными температурами и значительными дебитами.

В Гаурдак-Кугитангском районе проявления термальных вод фиксируются источниками и неглубокими скважинами. Слаботермальные воды выклиниваются по системе тектонических нарушений вдоль хребта Кугитанг в виде источников с температурой воды 21—23° С (Ак-Кузкайнар и др.). На Гаурдакском серном месторождении несколькими скважинами вскрыты на небольших глубинах (300—350 *м*) рассолы с температурой на устье 30—33° С.

Краткий обзор показал возможность получения в Туркмении всех трех указанных типов термальных вод. Наибольшее практическое значение для Туркмении могут иметь термальные воды Западно-Туркменской области, характеризующиеся высокими температурами на изливе, значительными дебитами и избыточными напорами скважин. Воды За-

падно-Туркменской провинции могут быть использованы для отопления и горячего водоснабжения. Но серьезным препятствием на пути использования этих вод является высокая минерализация. Сейчас существуют теоретические предпосылки теплоэнергетического использования высокоминерализованных вод, но практический опыт отсутствует. Очевидно, возможности использования терм Западно-Туркменской области повысятся по мере накопления опыта в этой области. Перспективы использования вод гаурдакской свиты Юго-Восточной Туркмении еще ниже. Помимо минерализации для них характерна ограниченность запасов отдельных линз, заключенных в водоупорной толще солей.

Низкопотенциальные, многодебитные, самоизливающиеся воды Каракумов и горных областей Копет-Дага и Большого Балхана, очевидно, могут быть использованы для горячего водоснабжения и в сельском хозяйстве. Причем сравнительно малая минерализация этих вод (4—20 *г/л*) облегчает техническую задачу их использования.

Экономическая эффективность применения подземных вод как энергетического сырья может повыситься в связи с комплексностью их использования. Однако следует отметить, что любому практическому шагу должна предшествовать тщательная экономическая оценка эффективности использования термальных вод.

В заключение следует остановиться на дальнейших перспективах выявления высокотемпературных подземных вод в пределах Туркмении. Анализ комплекса геологических и гидрогеологических показателей позволяет связывать также перспективы в основном с мезозойскими отложениями Западно-Туркменской области, где минерализация вод с глубиной уменьшается, а отложения, возможно, будут значительно водообильными. Существенный практический интерес могут представить и воды мезозойских отложений южного борта Предкопетдагского прогиба.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАССИВОВ СУЩЕСТВУЮЩЕГО И ПЕРСПЕКТИВНОГО ОРОШЕНИЯ

Туркмения характеризуется пустынным климатом и земледелие здесь возможно лишь при искусственном орошении. Размеры орошения обусловливаются водными ресурсами. Потенциально плодородные земли развиты сравнительно узкой полосой в предгорных южных районах республики, а также в долинах и дельтах Амударьи, Мургаба и Теджена (вдоль северо-восточной границы реки в долине и в низовьях Амударьи). Вся Центральная Туркмения занята песчаной пустыней, для орошения практически непригодной.

Там, где естественно сочетаются природные факторы орошения (вода и плодородные земли), в Туркмении исторически сложились крупные ирригационные районы-оазисы — Мургабский, Теджженский, Амударьинский, Ташаузский, орошаемые стоком рек Мургаба, Теджена и Амударьи. В других условиях, в обстановке острого дефицита воды, возникли небольшие территориально разобщенные массивы пашни, что особенно характерно для предгорий Копет-Дага, орошаемых стоком многочисленных мелких горных речек.

Площадь ирригационно подготовленных земель составляет менее 3% территории республики. В перспективе намечается расширение этой площади до 2,0 млн. *га*, причем основную часть массивов нового орошения (площадью до 1,2 млн. *га*) планируется создать в южных районах республики (Аскоченский, 1967).

Развитие орошения в Туркмении связано с искусственным регулированием и региональным перераспределением речного стока, причем основным источником орошения является р. Амударья, из которой для орошения будет забираться в перспективе до 25 млрд. $м^3$ воды в год, в том числе 18 млрд. $м^3$ для орошения южных и 6—7 млрд. $м^3$ для орошения северных ирригационных районов. Предусматривается также полное регулирование стока рек Мургаба, Теджена, Атрека и др.

В целях регулирования стока реки будут превращены в каскады водохранилищ, связанных друг с другом системой Каракумского канала. Ряд водохранилищ планируется создать на Амударье, а также на Каракумском канале. В перспективе будет создана принципиально новая единая крупная система взаимосвязанных каналов и водохранилищ, которая коренным образом изменит ландшафтные и гидрогеологические условия всей зоны орошаемого земледелия. Параллельно с развитием этой системы потребуется строительство систем регулирования водно-солевого режима почв и грунтовых вод, так как большинство орошаемых районов республики уже в настоящее время характеризуется исключительно неблагоприятными мелиоративно-гидрогеологическими условиями.

Все крупные массивы орошаемых земель (оазисы) отличаются плохими условиями естественной дренированности грунтовых вод. Основное количество грунтовых вод, формирующихся в оазисах, расходуется на испарение непосредственно в контуре орошения. Отток грунтовых вод составляет обычно всего несколько процентов от величины питания. Но и при таких условиях естественный вынос солей за пределы орошаемых массивов нередко превышает величину суммарного поступления, что обусловливается существенным (в десятки раз) увеличением минерализации грунтовых вод в процессе их транзита от центральной части орошаемых массивов к периферии. В региональном плане орошение выступает чаще всего как фактор, вызывающий уменьшение общих запасов солей в оазисах и их увеличение в сопредельных неорошаемых районах.

Однако вследствие плохой естественной дренированности общеоазисный процесс рассоления сопровождается подъемом зеркала грунтовых вод и осложняется под влиянием испарения явлениями перераспределения водно-солевых масс по вертикали с накоплением солей в почвах. Эти явления вызывают вторичное засоление земель, резко снижают их плодородие и обусловливают необходимость применять при орошении сложный комплекс гидротехнических мелиораций.

Орошаемая зона включает 10 исторически сложившихся ирригационных районов (табл. 68, рис. 55). В соответствии с принятыми для Туркмении принципами гидрогеолого-мелиоративного районирования (Роговская, 1959в) орошаемых территорий выделяются аллювиально-дельтовые равнины, аккумулятивные террасы речных долин и предгорные аллювиально-пролювиальные равнины.

Аллювиально-дельтовые равнины являются основным типом орошаемых территорий, на них сосредоточено почти $^2/_3$ всех поливных земель республики. На дельтах расположены также издревне сложившиеся оазисы Мургабский, Ташаузский, Тедженский, Серахский и Атрекский.

Дельтовые равнины характеризуются следующими особенностями:

1) небольшими значениями и радиальным распределением уклонов местности с понижением рельефа от вершины дельты к ее периферии;

2) определенной зональностью пород с различной проницаемостью

(призамковая верхняя часть каждой дельты сложена породами значительно более высокой проницаемости, чем периферическая);

3) радиальным расположением действующих русел, проток и ирригационных каналов, разветвляющихся в направлении к окраине дельты;

4) расположением поливных массивов вблизи основных источников орошения во внутренних частях дельты (периферическая часть дельты обычно не освоена).

Питание грунтовых вод происходит главным образом за счет инфильтрации вод из ирригационных каналов в контуре орошения, где

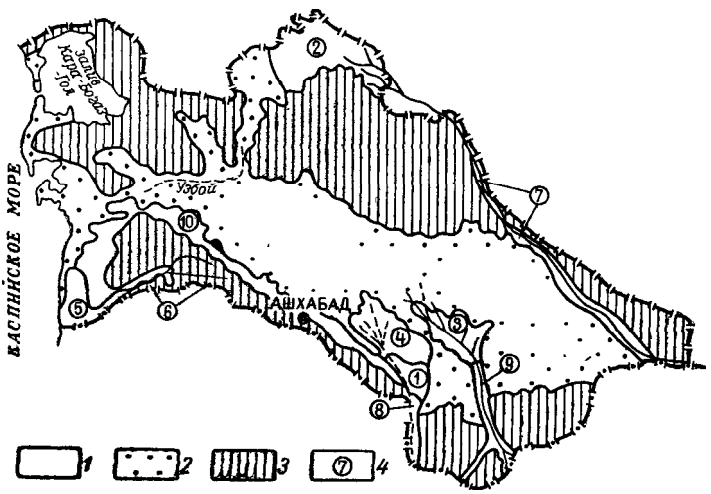


Рис. 55. Схема орошаемых и перспективных для орошения массивов Туркменской ССР

1 — массивы современного и перспективного орошения (районы предгорных равнин, долины и дельты рек), *2* — районы, не удобные для орошения (горы, холмогорья, возвышенности и плато), *3* — не орошаемые районы (песчаные пустыни), *4* — номера ирригационных районов, соответствующие табл 68

формируется «бугор» грунтовых вод. Интенсивность его растекания и отток вод за пределы оазиса зависят от фильтрационных свойств водовмещающих пород в прилежащих к оазису районах. Так как периферические фации каждой дельты представлены слабопроницаемыми породами, естественный отток грунтовых вод за пределы дельты практически отсутствует и гидрогеологические процессы направлены на перераспределение водных масс внутри дельты под влиянием гидростатических напоров.

На начальном этапе орошения перераспределение водных масс приводит к развитию процессов рассоления в контуре орошения и к выносу солей с грунтовыми водами в районы, прилежащие к оазису. Одновременно в оазисе происходит значительная аккумуляция ирригационно-грунтовых вод с минерализацией, как правило, более низкой, чем минерализация естественных грунтовых вод дельты. Этот процесс может продолжаться десятки и даже сотни лет. Но как только уровень грунтовых вод достигнет критического положения, возникают условия вторичного засоления почво-грунтов, и на процесс перераспределения водно-солевых масс между оазисом и пустыней накладывается местное внутриоазисное перераспределение водно-солевых масс, которое осуществляется между орошаемыми пашнями, с одной стороны, и неорошаемыми участками,— с другой. В соответствии с изменившейся гид-

Таблица 68

Характеристика орошаемой территории Туркменской ССР

Морфологический тип территории	№ на рис. 55	Ирригационные районы: Географическое название и условия освоения	Ирригационные районы: Геоморфологическая характеристика	Основные показатели гидрогеолого-мелиоративных условий: Характеристика водовмещающих пород	Глубина залегания грунтовых вод, *м*	Режим процессов почвообразования и степень засоления почв	Минерализация грунтовых вод, *г/л*	Планируемые мероприятия
I. Аллювиально-дельтовые равнины	1	Серахский оазис с прилегающими массивами целинных и залежных земель. Коэффициент использования площадей (КИП) не превышает 0,10	Верхнечетвертично-современная галечно-гравийная Серахская дельта	Гравийно-галечные отложения с $K_Ф$ более 15—20 *м/сутки*. Мощность отложений до нескольких сотен метров	Больше 5—10	Автоморфный, местами переходный; почво-грунты неосолены или засолены слабо	Преимущественно до 1	Увеличение водозабора из р. Теджен, создание местных водохранилищ. Ирригационное строительство. Широкое использование на орошение вод на северной периферии дельты, вертикальный дренаж грунтовых вод
	2	Ташаузский оазис с прилегающими залежными массивами древнего орошения. КИП не превышает 0,39 (в оазисах)	Верхнечетвертично-современная Присарыкамышская дельтовая равнина, не опирающаяся на водный бассейн	Мелкозернистые и тонкозернистые пески с $K_Ф$ до 10—15 *м/сутки*. В направлении к неосвоенной западной части дельты пески замещаются супесями и суглинками; $K_Ф$ уменьшается до 0,5—1 *м/сутки*. Мощность толщи водовмещающих пород 90—150 *м*	От 1—3 в оазисе до 10—35 в неосвоенном секторе дельты	От гидроморфного в оазисе до автоморфного в пустыне. Засоленность почво-грунтов в оазисе колеблется от 0,1—0,3% на пашнях до 1,5—4% на неорошаемых внутриоазисных землях. В неосвоенном секторе дельты засоленность почво-грунтов изменяется от средней (0,5%) до сильной (1%)	В оазисе пестрая: от 0,5—3 под пашнями до 50 под солончаками. В неосвоенном секторе дельты преимущественно больше 15—20	Создание необходимого режима водоподачи путем капитального гидротехнического строительства на Амударье. Развитие коллекторной сети, обеспечивающей необходимый водоотвод в Сарыкамышскую котловину. Строительство внутрихозяйственного дренажа с применением в зависимости от местных гидрогеолого-мелиоративных условий закрытых горизонтальных или вертикальных дрен. Использование дренажных и грунтовых вод на орошение. Строительство новых магистральных каналов с целью освоения залежных массивов древнего орошения
	3	Мургабский оазис с прилегающими массивами залежных и целинных земель. КИП в оазисе до 0,35	Верхнечетвертичная современная дельта р. Мургаб	Тонкозернистые в различной степени пылеватые пески с прослоями супесей и суглинков; $K_Ф$ до 2 *м/сутки*. Мощность толщи водовмещающих пород до 200 *м*. В направлении к периферии дельты пески замещаются супесями и суглинками; $K_Ф$ уменьшается до 1 *м/сутки*	От 1—3 в южной издревне орошаемой части дельты до 10—20 в неосвоенном секторе	От гидроморфного в оазисе до автоморфного в неосвоенном секторе дельты. Степень засоления почв на орошаемых массивах от слабой до сильной (0,15—1%), на внутриоазисных неиспользуемых массивах развиты преимущественно солончаки. В неосвоенном секторе дельты засоление почво-грунтов преимущественно среднее и сильное	Повышенная: под каналами (слабосолоноватые и пресные воды) до 3, под пашнями 5—7, под неиспользуемыми внутриоазисными массивами 25—50. В неосвоенном секторе дельты, как правило, более 15	Увеличение водозабора из Каракумского канала. Строительство по возможности глубокой коллекторной сети, обеспечивающей водоотвод за пределы оазисов. Строительство закрытого горизонтального внутрихозяйственного дренажа. Искусственное создание пресных грунтовых вод для поселкового водоснабжения. Ирригационное строительство с целью освоения целинных и залежных земель

Продолжение табл 68

Морфологический тип территории	№ на рис 55	Ирригационные районы: Географическое название и условия освоения	Ирригационные районы: Геоморфологическая характеристика	Основные показатели гидрогеолого-мелиоративных условий: Характеристика водовмещающих пород	Глубина залегания грунтовых вод *м*	Режим процессов почвообразования и степень засоления почв	Минерализация грунтовых вод *г/л*	Планируемые мероприятия
I Аллювиально-дельтовые равнины	4	Тедженский оазис с прилегающими массивами целинных и залежных земель КИП до 0,15	Верхнечетвертично-современная Тедженская дельта	Тонкозернистые пылеватые пески с прослоями супесей, суглинков и глин, $K_Ф$ до 2 *м/сутки* Мощность водовмещающей толщи местами до 600 *м*	От 3—7 в оазисе до 15—20 в неосвоенном секторе дельты	В оазисе преимущественно переходный, местами гидроморфный, в неосвоенном секторе дельты автоморфный Почвогрунты на орошаемых массивах незасолены или засолены слабо, неосвоенные земли засолены сильно (до 1—1,5%)	Высокая (слабосолоневатые воды встречаются только в зоне влияния каналов) с удалением от каналов возрастает до 10—15, достигая на периферии оазиса и в неосвоенном секторе дельты 25—50 *г/л*	Регулирование стока р Теджен, увеличение водозабора из Каракумского канала Реконструкция и развитие ирригационных систем Заблаговременное строительство глубокой коллекторной сети и глубокого закрытого горизонтального внутрихозяйственного дренажа Искусственное создание пресных грунтовых вод для поселкового водоснабжения
	5	Юго-западный район Орошаемые массивы сосредоточены на нижней Атрекской дельте КИП до 0,10	Древняя и современная аллювиально-дельтовая равнина, образованная р Атрек	Сильно пылеватые пески, супеси и суглинки, $K_Ф$ до 1 *м/сутки* Мощность до 200 *м*	От 50—70 на Мессерианской равнине до 1—3 на современной дельте	От автоморфного до гидроморфного, засоленность почво-грунтов очень высокая (до 4—5%)	Как правило, до 100—170, на современной дельте под орошаемыми массивами и каналами местами до 5—7	Изыскание источников водоснабжения Машинный подъем воды на высоту до 50 *м* с целью орошения массивов Мессерианской равнины На современной дельте строительство коллекторной сети, машинная перекачка воды из коллекторов со сбросом в Каспий Строительство закрытого горизонтального дренажа Ирригационное строительство
II Аккумулятивные террасы речных долин	6	Долинные оазисы внутренних областей Копет-Дага Освоение неравномерное	Долины рек Атрека, Сумбара, Чандыра, Чули, Фирюза и др с высокими террасами	Гравийно-галечные отложения с прослоями песков и супесей, $K_Ф$ обычно больше 10 *м/сутки* Мощность водовмещающих пород изменяется от десятков до сотен метров	Обычно больше 5—10	От автоморфного до переходного	Как правило, до 3	Регулирование стока рек Изыскание местных источников водоснабжения Разведка грунтовых артезианских вод глубоких водоносных горизонтов Подъем воды на высоту до 50 *м* Ирригационное строительство, планировка площадей
	7	Амударьинский оазис с КИП до 0,50	Верхнечетвертично-современная долина р. Амударьи с низко расположенными террасами (над руслом 2—4 *м*)	Мелкозернистые и тонкозернистые пески с $K_Ф$ до 15 *м/сутки* Мощность толщи водовмещающих пород изменяется в широких пределах, при среднем значении около 30 *м*	Преимущественно до 3	Гидроморфный, почвогрунты на орошаемых массивах не засолены или засолены слабо (до 0,2%) Внутриоазисные неиспользуемые площади заняты преимущественно солончаками	Умеренная пестрая под орошаемыми массивами и каналами до 2—3, под неорошаемыми массивами обычно до 10—15	Мероприятия с возможным затоплением паводковыми водами Развитие коллекторной сети, обеспечивающей водоотвод в Амударью Местами машинная перекачка дренажных вод из коллекторов в реку Строительство внутрихозяйственного дренажа Широкое использование грунтовых вод на орошение

Продолжение табл. 68

Морфологический тип территории	№ на рис. 55	Ирригационные районы: Географическое название и условия освоения	Ирригационные районы: Геоморфологическая характеристика	Основные показатели гидрогеолого-мелиоративных условий: Характеристика водовмещающих пород	Глубина залегания грунтовых вод, м	Режим процессов почвообразования и степень засоления почв	Минерализация грунтовых вод, г/л	Планируемые мероприятия
II. Аккумулятивные террасы речных долин	8	Тедженский долинный район, преимущественно не освоенный	Верхнечетвертично-современная долина р. Теджен с комплексом террас	Тонкозернистые пылеватые пески с $K_Ф$ до 2 *м/сутки*. Мощность толщи водовмещающих пород достигает местами нескольких сотен метров. В средней части долины в основании водовмещающего комплекса развиты галечники с $K_Ф$ до 15—20 *м/сутки*	От 10—15 в среднем течении до 3—5 в нижней части долины	От автоморфного до переходного к гидроморфному. Засоленность почво-грунтов преимущественно до 0,5—0,75%.	Повышенная (до 7—10 *г/л*). В средней части долины под минерализованными водами залегают пресные воды (до 1 *г/л*)	Устройство подпорных или водоподъемных сооружений на реке. Подъем воды на высоту до 5—7 *м*. Ирригационное строительство. Местами искусственный дренаж вод
	9	Мургабский долинный район, преимущественно не освоенный	Верхнечетвертично-современная долина р. Мургаб с террасами, имеющими превышения над руслом до 5—10 *м*	Тонкозернистые в различной степени пылеватые пески с прослоями супесей и суглинков; $K_Ф$ до 3 *м/сутки*. Мощность толщи водовмещающих пород до 200 *м*	До 3 в нижнем течении реки, больше 5—7 в среднем и верхнем течении	От автоморфного в верхнем течении Мургаба до гидроморфного — в нижнем. Почво-грунты преимущественно среднезасоленные	Преимущественно до 3—5	Устройство подпорных или водоподъемных сооружений на реке. Водоподъем на высоту до 5—10 *м*. Ирригационное строительство. Местами искусственный дренаж грунтовых вод (в перспективе орошения)
III. Подгорные аллювиально-пролювиальные равнины	10	Предгорный район с небольшими орошаемыми массивами, которые сосредоточены в основном на конусах выноса горных рек	Четвертично-современная подгорная равнина Копет-Дага, включающая многочисленные конусы выноса горных рек, межконусные промежутки и пролювиальный шлейф	Гравийно-галечные отложения с $K_Ф$ более 15—20 *м/сутки* на конусах выноса; супесчано-суглинистые отложения с $K_Ф$ до 1 *м/сутки* на межконусных промежутках и на пролювиальном шлейфе	Больше 10—15 на конусах выноса; до 10—15 (местами до 1—3) на межконусных промежутках и на пролювиальном шлейфе	Преимущественно автоморфный; на межконусных промежутках и на пролювиальном шлейфе местами переходный и гидроморфный. Засоленность почво-грунтов от низкой на конусах выноса до высокой на пролювиальном шлейфе и на межконусных промежутках. В зоне выклинивания грунтовых вод развиты солончаки	На конусах выноса, как правило, до 1, на пролювиальном шлейфе и на межконусных промежутках до 50	Увеличение водозабора из Каракумского канала, машинный подъем ирригационных вод в верховье конусов, создание местных водохранилищ. Ирригационное строительство. Регулирование водно-солевого режима почво-грунтов на межконусных промежутках и на пролювиальном шлейфе с применением искусственного дренажа. Дренаж вертикальный, глубокий с понижением зеркала на десятки метров. Осуществляется путем строительства мощных водозаборов из грунтовых вод на периферии гравийно-галечной зоны. Широкое использование дренажных вод на орошение. Сброс дренажных вод в Каракумский канал и частичный отвод по коллекторам в Каракумы. В западных районах дренаж преимущественно горизонтальный в сочетании с сетью коллекторов

рогеологической обстановкой происходит коренное преобразование хозяйственной организации территории. Часть пашен выпадает из хозяйственного оборота вследствие засоления, в основном остаются наиболее высокие массивы, на которых создается постоянный промывной режим орошения. Последний способствует развитию местных потоков грунтовых вод с выносом солей со стороны орошаемых массивов к внутриоазисным неосвоенным площадям. Внутриоазисные понижения заболачиваются и становятся очагами накопления солей. Первоначально соли накапливаются только в почвах. Затем процессы засоления постепенно захватывают и грунтовые воды. Грунтовые воды на неосваиваемых участках вследствие увеличения минерализации становятся «тяжелее». Соответственно разность гидростатических напоров между орошаемыми и неорошаемыми внутриоазисными площадями постепенно исчезает. Это затрудняет развитие местных потоков и, наконец, создаются условия, при которых вынос солей грунтовыми водами со стороны пашен к неосвоенным площадям становится невозможным. Соли начинают накапливаться на периферии орошаемых массивов. В случае, если орошаемый массив, находящийся в таких условиях, не поливать в течение хотя бы одного сезона, то немедленно произойдет внедрение окружающих рассолов под пашню, и массив окажется частично или полностью непригодным для дальнейшего использования.

Таким образом, в ходе исторического развития орошаемые массивы на дельтах проходят последовательно: стадию накопления слабоминерализованных ирригационных грунтовых вод и выноса солей за пределы оазиса; начальный этап вторичного засоления почв и стадию активного внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс; стадию повсеместного развития процессов вторичного засоления почв и грунтовых вод.

Обладая общностью гидрогеологических процессов, дельтовые равнины Туркмении вместе с тем отличаются друг от друга особенностями состава водовмещающих пород, природной засоленностью почв и грунтовых вод, условиями сельскохозяйственного освоения и историей орошаемого земледелия. Все это создает большое многообразие условий и определяет различный объем и характер строительных работ при мелиорации орошаемых массивов, расположенных нередко на одной и той же дельте. На каждой дельте при известных масштабах сельскохозяйственного освоения необходимо искусственное регулирование водно-солевого режима, почв и грунтовых вод. Эта необходимость возникает в разные сроки, что зависит от существующей водообеспеченности и той стадии развития, в которой находятся орошаемые массивы данной дельты. Осуществляется регулирование разными средствами, выбор которых зависит от конкретных гидрогеологических условий и от заданного в проекте режима почвообразовательных процессов.

В настоящее время наиболее целесообразным для орошаемых массивов на дельтах считается луговой (гидроморфный) процесс почвообразования, при котором уровень грунтовых вод искусственно стабилизируется на глубине несколько выше критической в интервале 1,5—2 *м* (Рабочев, 1963). Возможное при этом засоление почв ликвидируется промывным режимом орошения, который применяется в комплексе с внутрихозяйственным дренажем грунтовых вод. Сроки ввода дренажа определяются временем формирования лугового процесса почвообразования. В ряде случаев дренаж строится заблаговременно. Конструкция дренажа рассчитывается в зависимости от норм осушения и фильтрационных свойств водовмещающих пород. Иногда предпочтение отдается вертикальному дренажу, применение которого оказывается целесообразным, если каждая скважина может дать дебит не менее

30 *л/сек* и, наоборот, при плохой водоотдаче оправдывает себя горизонтальный дренаж.

При заданном гидроморфном почвообразовательном процессе искусственный дренаж сам по себе не гарантирует устойчивого плодородия земель. Он создает лишь определенные условия для регулирования запасов солей, осуществляемого комплексом агромелиораций. Регулирование обеспечивается только при гарантированном заборе воды из источников орошения. В связи с этим необходимо капитальное гидротехническое строительство на головных водозаборах из источников орошения, а также оснащение регулирующими устройствами всех основных пунктов вододеления на межхозяйственных и внутрихозяйственных ирригационных системах.

При искусственном дренаже одной из основных задач является отвод дренажных вод за пределы мелиорируемых объектов. С этой целью на дельтах строится специальная коллекторно-сбросовая сеть. На дельтах, опирающихся на водные бассейны (как, например, дельта Атрека), конструкция этой сети осложняется необходимостью машинной перекачки дренажных вод. На «сухих» дельтах водосброс, как правило, возможен самотеком.

В условиях гидроморфного почвообразовательного процесса важно комплексное использование всех местных водных ресурсов, особенно грунтовых вод, эксплуатация которых значительно улучшает мелиоративную обстановку.

Гидрогеолого-мелиоративная оценка аллювиально-дельтовых равнин зависит от регулирования водоотбора из основных источников орошения, строительства коллекторной части, внутрихозяйственного дренажа и использования грунтовых вод для орошения. Обобщенная гидрогеолого-мелиоративная оценка ирригационных районов на дельтовых равнинах представлена в табл. 68 (районы 1—5).

С гидрогеологических позиций наиболее благоприятной для развития орошения является Серахская дельта р. Теджен (см. табл. 68 район 1), сложенная галечниками, которые содержат пресные грунтовые воды. Дренаж как средство борьбы с вторичным засолением почв на этой дельте потребуется только на северной ее периферии (в районе Аул-Ата и северней), где галечники покрываются мелкоземом. Развитие земледелия на Серахской дельте связано с увеличением водоотбора из р. Теджен и с широким использованием грунтовых вод для орошения.

Сложна гидрогеолого-мелиоративная обстановка на Присарыкамышской дельте (см .табл. 68, район 2) с большими массивами заболоченных и засоленных земель. Развитие земледелия здесь связано с крупными гидротехническим и коллекторно-дренажным строительством. Однако Присарыкамышская дельта выгодно отличается от остальных дельт весьма благоприятными условиями отвода дренажных вод в естественный водоприемник — Сарыкамышскую котловину. В качестве водосбросных магистралей здесь можно использовать русла староречий. Фильтрационные свойства пород восточных районов дельты позволяют применять вертикальный дренаж. В пределах современного оазиса под пашнями и в зоне каналов широко развиты пресные и слабосолоноватые воды, которые можно использовать на орошение и водоснабжение.

Гидрогеолого-мелиоративные условия Мургабской и Тедженской дельт (см. табл. 68, районы 3 и 4) характеризуются низкими фильтрационными свойствами пород, высокой засоленностью почво-грунтов и грунтовых вод. Однако степень сельскохозяйственного освоения этих

дельт различна. На орошаемых массивах Мургабского оазиса коэффициент использования площадей достигает местами 0,30—0,35, в то время как в Тедженском оазисе его значение не превышает 0,1—0,2. В Мургабском более древнем оазисе образовался более высокий «бугор» ирригационно-грунтовых вод и широко развиты процессы заболачивания и засоления земель. В борьбе с засолением земель здесь уже сложился промывной режим орошения. Однако естественные условия внутриоазисного перераспределения водно-солевых масс в Мургабском оазисе крайне неблагоприятны; вследствие низких фильтрационных свойств пород местные потоки грунтовых вод не обеспечивают достаточного рассоления. На современном этапе в центре дельты соленакопление происходит быстрее на неорошаемых участках. Вместе с тем наблюдается прогрессирующее засоление орошаемых земель.

В Тедженском оазисе «бугор» ирригационно-грунтовых вод еще только формируется. Почвообразовательный процесс характеризуется как автоморфный и местами как переходный к луговому. На орошаемых массивах преобладают процессы рассоления почв с выносом солей в глубокие подпочвенные горизонты и в грунтовые воды, что обусловливает увеличение их минерализации по мере удаления от каналов и постоянных водотоков. Грунтовые воды на орошаемых и неорошаемых землях в гидрохимическом отношении почти не отличаются, так как внутриоазисное перераспределение водно-солевых масс на Тедженской дельте еще отсутствует. Здесь происходит общий медленный вынос солей из оазиса в пустынные районы дельты.

В последние годы в связи с новым сельскохозяйственным освоением и увеличением подачи воды за счет стока Каракумского канала в Мургабском и Тедженском оазисах наблюдается резкое изменение гидрогеологических условий. На орошаемых массивах, особенно в Тедженском оазисе, происходит быстрый подъем уровня вод с формированием неблагоприятной в мелиоративном отношении обстановки.

Для развития орошения на дельтах рек Мургаба и Теджена необходимы сходные мелиоративные и ирригационные хозяйственные мероприятия. Увеличение водоотбора возможно за счет Каракумского канала и регулирования стока рек. Весьма сходной будет конструкция коллекторно-сбросовой сети, условия строительства которой определяются возможностью самотечного отвода дренажных вод в Каракумы. Регулирование водно-солевого режима почв на обеих дельтах возможно на основе закрытого горизонтального дренажа, мелкого в контуре существующих оазисов и глубокого, заблаговременного на массивах нового хозяйственного освоения. Повышенная минерализация грунтовых вод исключает возможность их использования для орошения. На этих дельтах возможна организация поселкового водоснабжения за счет пресных вод, имеющих линзовидное распространение в зоне постоянно действующих каналов. Однако необходимые запасы грунтовых вод, особенно на Тедженской дельте, придется создавать искусственно.

Наиболее сложными гидрогеолого-мелиоративными условиями характеризуется дельта р. Атрек (см. табл. 68, район 5), состоящая из двух разновозрастных дельт и переходящая в побережье Каспия. Восточная часть древней дельты (Мессерианская равнина), орошавшаяся в XI—XIII веках, является естественно дренируемым районом с грунтовыми водами на глубине более 25—50 *м*, но она занимает очень высокое гипсометрическое положение, что потребует при орошении подъема ирригационной воды на высоту до 50 *м*. Западнее располагается современная заболоченная дельта с разрозненными и небольшими по площади орошаемыми массивами.

Грунтовые воды всей дельты р. Атрек соленые, а чаще рассольные с минерализацией до 150—170 *г/л*, почвы и грунты по всему профилю зоны аэрации сильно засолены (содержание солей до 4%), водовмещающие породы обладают низкими фильтрационными свойствами ($К_ф$ до 0,5—1 *м/сутки*). Это определяет чрезвычайно сложные условия хозяйственного освоения. Для орошения Атрекской дельты потребуется капитальное ирригационное строительство и наиболее полный комплекс гидротехнических мелиораций с применением закрытого горизонтального дренажа и широкой сети водосбросных коллекторов. С целью отвода дренажных вод в естественный водоприемник — Каспий — местами потребуется их перекачка.

Дельта р. Атрек отличается чрезвычайно редким для территории СССР сухим субтропическим климатом. Здесь можно выращивать ряд ценных ныне импортируемых из-за границы культур. Поэтому освоение земельных ресурсов дельты предусмотрено перспективным планом развития народного хозяйства. С этой целью продолжается строительство Каракумского канала, последняя очередь которого войдет в район туркменских субтропиков.

Как уже отмечалось, одной из наиболее важных характеристик мелиоративной оценки аллювиально-дельтовых территорий является глубина залегания грунтовых вод, определяющая направленность процессов почвообразования. С другой стороны, от исходной глубины залегания грунтовых вод зависит продолжительность периода, необходимого для окончательного формирования ирригационного «бугра» и возникновения процессов вторичного засоления почв. По продолжительности этого периода определяются сроки ввода в действие внутрихозяйственного дренажа. Этот важный вопрос решается на основе воднобалансовых расчетов или путем гидрогеологического прогноза. Исходными данными для последнего служат материалы многолетних стационарных гидрорежимных наблюдений.

Гидрорежимными станциями республики накоплен большой фактический материал, достаточный для многолетних гидрогеологических прогнозов с учетом различных масштабов сельскохозяйственного освоения. Например, установлено, что при коэффициенте использования площадей (КИП) менее 0,15 подъем грунтовых вод на орошаемых массивах Присарыкамышской дельты практически не происходит; при КИП 0,25 грунтовые воды поднимаются с 15 *м* до критического уровня за 17—20 лет, при КИП 0,35 — за 10—12 лет. На Тедженской и Мургабской дельтах подъем уровня вод не происходит при КИП меньше 0,10, а темпы подъема уровня при КИП 0,25 и 0,35 примерно в полтора раза выше, чем на Присарыкамышской дельте.

Проектами развития орошения на дельтах предусматривается освоение с использованием до 40% и более площадей, и надо полагать, что формирование гидроморфного почвообразовательного процесса почти повсеместно будет происходить в первое десятилетие освоения. Этот, по существу очень небольшой, срок определяет необходимость дренажа и других мелиоративных мероприятий непосредственно на стадии освоения новых массивов.

Аккумулятивные террасы речных долин освоены в гораздо меньшей степени, чем дельты. Объясняется это тем, что подача воды на орошение почвы повсеместно связана с искусственным подъемом воды на значительную высоту. Из крупных оазисов в Туркмении известен только один — Амударьинский, расположенный в среднем течении Амударьи. Подача воды на орошение осуществляется здесь самотеком, чему способствует небольшое превышение террасы над руслом реки (до 3 *м*).

Гидрогеолого-мелиоративные условия аккумулятивных речных террас зависят от многих обстоятельств: от ширины и высоты террас по отношению к горизонтам воды в реке; от состава водосодержащих пород; от особенностей рельефа террасовых поверхностей и т. п. По общей направленности гидрогеологического процесса в Туркмении различаются долины горной области Копет-Дага, преимущественно дренирующие грунтовые воды, и долины равнинных областей, характеризующиеся постоянным или периодическим питанием грунтовых вод за счет русловой фильтрации. К первой группе относятся долины Атрекская, Сумбарская, Чандырская, ко второй — долины рек Амударьи, Мургаба и Теджена. В долинах горных рек развиты высокие гравийно-галечные террасы, возвышающиеся над руслом иногда на десятки метров; в долинах равнинных областей речные террасы сложены мелкоземом, их превышение над горизонтами реки всего 3—7 *м*.

Террасы горных рек отличаются хорошими условиями естественного оттока грунтовых вод. При орошении искусственное регулирование водно-солевого режима почво-грунтов здесь обычно не требуется. Главными задачами орошения являются изыскание источников водоснабжения и искусственный подъем воды.

Основной тип долинных орошаемых территорий в Туркмении — это низкие и средние террасы равнинных областей. Под влиянием орошения естественная гидрогеологическая обстановка здесь существенно преобразуется, зеркало грунтовых вод поднимается и занимает постоянно или периодически положение более высокое, чем горизонты воды в реке. По этой причине условия преимущественного питания грунтовых вод рекой сменяются условиями их преимущественного дренажа. В зависимости от ширины террасы и ее превышения над уровнем реки условия дренажа ирригационно-грунтовых вод возникают до или после того, как уровень грунтовых вод займет критические положения. Первый случай соответствует обычно благоприятным гидрогеолого-мелиоративным условиям, во втором необходим искусственный дренаж.

Большинство речных террас в равнинной части имеет поперечные уклоны рельефа и характеризуется уменьшением отметок по мере удаления от реки. Поэтому при освоении влияние рек как дрен ограничивается небольшими расстояниями. Так, в долине Амударьи дренирующее влияние реки сказывается на расстоянии до 1 *км*, в долине Теджена — до 2 *км*. Только в долине Мургаба выше замка современной дельты русло обеспечит в значительной степени необходимый дренаж грунтовых вод.

Среди долинных ирригационных районов Туркмении наиболее сложная гидрогеолого-мелиоративная обстановка существует в Амударьинском оазисе (см. табл. 68, район 7), подземные воды которого практически не дренируются. Часть орошаемых массивов этого оазиса располагается в зоне возможного затопления паводковыми водами Амударьи. С целью ликвидации процессов заболачивания и вторичного засоления земель в оазисе выстроены дамбы, ограждающие орошаемые массивы от паводковых вод, и закончено сооружение первой очереди коллекторной сети. Последняя обеспечивает некоторый дренаж грунтовых вод с отводом в Амударью. Однако существующая коллекторная сеть работает в условиях подпора. Для повышения ее эффективности необходима машинная перекачка дренажных вод. Аллювиальные отложения долины Амударьи отличаются высокими фильтрационными свойствами, что обеспечивает быстрое развитие процессов рассоления в зоне дренажа с постоянным образованием пресных линзовых вод. Коллекторную сеть в Амударьинском оазисе можно рассмат-

ривать как временное мероприятие. В перспективе возможен вертикальный дренаж с использованием грунтовых вод на орошение.

Гидрогеолого-мелиоративные условия Тедженского (см. табл. 68, район 8) и Мургабского долинных районов (см. табл. 68, район 9) отличаются лучшими условиями естественного дренажа грунтовых вод, что определяется значительным превышением перспективного уровня грунтовых вод над уровнем реки (до 3—4 *м*). Это создает возможность орошения без дренажа в долине р. Теджен в пределах 2-километровой полосы, а в долине р. Мургаб почти на всей площади развития террас. Основной проблемой в этих районах является подъем воды. В перспективе на некоторых участках потребуется строительство редкой сети глубокого горизонтального дренажа. Широкое использование грунтовых вод из-за водоотдачи пород возможно только в долине р. Теджен на участке выше Аул-Ата, где под отложениями террас развиты галечники.

Подгорные аллювиально-пролювиальные равнины развиты в Туркмении довольно широко, обрамляя все горноскладчатые области и возвышенности. Но основной интерес в связи с орошением представляет только подгорная равнина Копет-Дага (см. табл. 68, район 10).

Подгорная равнина Копет-Дага характеризуется чередованием двух морфологически различных участков: конусов выноса, сложенных гравийно-галечными отложениями, и межконусных промежутков, сложенных суглинистыми породами. В периферической части подгорная равнина обрамлена супесчано-суглинистым пролювиальным шлейфом, через который постепенно переходит в аллювиальную равнину Каракумов, образованную песчано-глинистыми отложениями пра-Амударьи. Каждый конус выноса представляет собой область формирования грунтовых вод, образующихся за счет русловой фильтрации, подземного притока со стороны Копет-Дага и инфильтрации атмосферных осадков. Межконусные участки и пролювиальный шлейф составляют зону транзита и частично рассеивания грунтовых вод, формирующихся в пределах гравийно-галечных конусов. Здесь воды залегают на глубине нескольких десятков метров и не оказывают никакого влияния на почвообразовательные процессы. По мере снижения отметок водопроницаемость пород вследствие изменений их состава падает, скорость движения вод уменьшается, их уровень приближается к дневной поверхности. В зоне выклинивания грунтовые воды частично теряются на испарение и с приближением к Каракумам их зеркало вновь погружается на глубину до 10—15 *м*. Зоны выклинивания образуются на границе перехода гравийно-галечных конусов выноса в пролювиальный шлейф и в ряде случаев на межконусных промежутках.

Испарение в зоне выклинивания в течение геологического времени приводит к широкому развитию процессов засоления почво-грунтов и грунтовых вод. Минерализация последних увеличивается в десятки и сотни раз, это заметно увеличивает удельный вес воды, а следовательно, и повышает гидростатическое давление. Увеличение минерализации с 5 до 50 *г/л* дает увеличение гидростатического давления примерно на 3 *м* в расчете на каждые 100 *м* водоносного горизонта, а общее увеличение гидростатического давления в расчете на всю мощность водоносного горизонта может достигать 10—15 *м*. Повышение давления приводит к понижению зеркала грунтовых вод на несколько метров и к постепенному исчезновению зоны выклинивания. С другой стороны, рост гидростатического давления на межконусных участках и вдоль предгорного шлейфа стимулирует накопление пресных вод на конусах выноса и увеличивает разность напоров между предгорной равниной и Каракумами. Естественный гидрогеологический процесс

складывается в направлении формирования вековых запасов пресных вод на конусах выноса, соленакопления на межконусных участках и на предгорном шлейфе, постепенного уменьшения местного рассеивания и соответствующего увеличения подземного оттока в Каракумы.

Естественный гидрогеологический процесс в настоящее время существенно преобразуется под влиянием хозяйственной деятельности человека: эксплуатации вековых запасов пресных вод в верховьях и средней части конусов выноса и орошения, развивающегося в средней и нижней частях предгорной равнины. Результатами суммарного воздействия искусственных факторов являются резкое снижение уровня грунтовых вод на конусах выноса и некоторый подъем зеркала в нижней части предгорной равнины. Такое перераспределение напоров приводит в ряде случаев к развитию местных потоков грунтовых вод с движением от периферии предгорной равнины к конусам выноса. На этапе сельскохозяйственного освоения с этими потоками выносится большое количество солей, вследствие чего создаются предпосылки постепенного засоления пресных вод в контуре гравийно-галечных конусов.

Перспективный сток Каракумского канала позволит оросить в предгорьях значительные подкомандные площади земель преимущественно на предгорном шлейфе. Однако хозяйственное освоение этих массивов связано с ликвидацией высокого засоления почво-грунтов и грунтовых вод.

С заменой минерализованных вод пресными уровень последних при существующем распределении гидростатических напоров занял бы значительно более высокое положение, так что огромные площади предгорного шлейфа оказались бы под водой. Отсюда ясно, что орошение на предгорном шлейфе Копет-Дага потребует применения глубокого дренажа грунтовых вод, который обеспечит общее понижение гидростатического давления на несколько метров. Применение такого дренажа непосредственно на предгорном шлейфе нецелесообразно, так как пролювиальные супесчано-суглинистые отложения обладают весьма низкими фильтрационными свойствами. С гидрогеологических позиций искусственное дренирование пролювиального шлейфа легче осуществить путем глубокого понижения уровня грунтовых вод в смежном районе — на территории зоны распространения гравийно-галечных отложений, расположенной выше по потоку. Такой дренаж обеспечит густая сеть постоянно эксплуатируемых скважин, создающих значительные понижения. На протяжении некоторого времени эти скважины будут давать воду, пригодную для орошения, затем минерализация вод возрастет, и непосредственное использование дренажных вод на орошение станет невозможным, часть их придется отводить по коллекторам в Каракумы. По мере рассоления пролювиального шлейфа минерализация дренажных вод вновь уменьшится. При подаче воды до 1 *л/сек* на гектар и при общем дренажном модуле около 0,2 *л/сек* с 1 *га* значение минерализации будет в 4—5 раз выше минерализации воды в Каракумском канале (3—5 *г/л*). Такая вода пригодна для орошения и основным ее приемником может служить собственно Каракумский канал.

Для многих участков подгорной равнины Копет-Дага можно разработать типовую схему развития орошения, которая позволила бы осуществить постепенное рассоление массивов пролювиального шлейфа без строительства коллекторно-сбросовой сети. В этой схеме определенная часть орошаемых массивов должна быть сосредоточена на конусах выноса значительно ниже Каракумского канала и зоны расположения вертикальных дрен. Соотношение площадей орошаемых мас-

сивов на конусах и на предгорном шлейфе должно быть выбрано с таким расчетом, чтобы в результате притока к вертикальным дренажам соленых и пресных вод формировалась вода определенной оптимальной *минерализации, допустимой для* сброса ее в Каракумский канал.

Таким образом, главные проблемы развития орошения в предгорьях Копет-Дага следующие: увеличение подачи воды по Каракумскому каиалу; машинная подача воды в верховья конусов выноса; создание сети скважин вертикальиого дренажа на периферии конусов, обеспечивающей понижение грунтовых вод на несколько десятков метров; сброс дренажных вод в Каракумский канал и частично по коллекторам в Каракумы.

В результате орошения и осуществления мелиоративных мероприятий в предгорьях Копет-Дага получат развитие процессы перераспределения водно-солевых масс с тенденцией к более равномерному распределению солей. При этом будет происходить рассоление грунтов и грунтовых вод иа предгорном пролювиальном шлейфе и постепенное увеличение минерализации на некоторых участках конусов; зеркало грунтовых вод в целом займет более низкое положение, а минерализация установится в пределах 3—5 *г/л*, процессы почвообразования будут в основном автоморфными или переходными к луговым.

Предгориая равнина Копет-Дага на различных участках характеризуется разнообразными гидрогеологическими условиями, которые не всегда позволяют применить вертикальный дренаж. В ряде случаев, особенно на предгорной равнине Восточного и Западного Копет-Дага, орошаемое земледелие будет развиваться на основе лугового процесса почвообразования с применением горизонтального дренажа в сочетании с водосбросными коллекторами, или же на основе автоморфного почвообразовательного процесса с применением вместо ирригационных каналов закрытой водопроводной сети, полностью исключающей внутрисистемные потери на фильтрацию и подъем уровня вод. Освоение с примеиением водопроводной сети целесообразно при больших поперечных уклонах местности ниже Каракумского канала, особенно в тех случаях, когда в водопроводной сети может быть обеспечеи необходимый напор за счет превышения горизонтов канала над подкомандными орошаемыми массивами. Это позволит легко управлять внутрихозяйственным распределением воды, а также создаст необходимые условия для автоматизации поливов, применения дождевания и т. п.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Гаурдак-Кугитангский район, расположенный в юго-восточной части Туркменской ССР,— одии из наиболее перспективных в отношении развития горнорудной промышленности. Здесь сосредоточены месторождения калийных и камениых солей, полиметаллов, строительных материалов, проводится разведка на известняк для содового производства. Район перспективен в отношении нефтегазоносности.

Месторождение полиметаллов. Свинцово-цинковое месторождение расположено на западном склоне хребта Кугитангтау, сложенном оксфордскими известняками. На водоразделах и в саях развиты четвертичные отложения. Известняки разбиты крупными тектоническими нарушениями и пронизаны трещинами выветривания. В них известны карстовые явления. Весь известняковый массив прорезан густой сетью саев, глубина которых от верхней бровки до тальвега составляет 300—450 *м*. Расстояние между саями не превышает 3 *км*.

По всему западному склону хребта Кугитангтау оксфордские известняки водоносны. Интенсивная трещиноватость известняков и карстовые пустоты благоприятны для инфильтрации атмосферных осадков, пополняющих запасы подземных вод (в горной части количество выпадающих осадков достигает 400 *мм* в год). Наличие глубоких саев контролирует глубину уровня подземных вод. Разгрузка подземных вод происходит за счет выходов многочисленных источников. Они обычно приурочены к оврагам, связаны с зонами тектонических нарушений. Источники, выходящие в верхней части оврагов, имеют дебиты от десятых долей до 7 *л/сек*, а у подножия склона — десятые и сотые доли литра в секунду.

Рудные тела на месторождении, как правило, залегают выше уровня подземных вод и горные выработки практически безводные. Незначительный приток в виде капежа наблюдается только весной. Четвертичные отложения, обладая более низкими коллекторскими свойствами, могут быть водоносными в период выпадения атмосферных осадков. Вода из них в летнее время частично испаряется, а частично инфильтруется в подстилающие известняки.

Гаурдакское месторождение серы. Это месторождение приурочено к юго-западной периклинали Гаурдакской антиклинали, сложенной верхнеюрскими отложениями. В купольной части складки обнажены известняки гиссарской свиты (келловей — оксфорд), на крыльях перекрытые соляно-ангидритовой толщей гаурдакской свиты (кимеридж — титон). Нижняя часть ее мощностью до 230 *м* заключает продуктивные сероносные известняки, а верхняя в пределах месторождения размыта.

Месторождение располагается у восточного борта древней долины, выполненной четвертичными отложениями мощностью до 350 *м*. Широко развитые здесь тектонические нарушения небольшой амплитуды четко проявляются в кровле гиссарских известняков и затухают в ангидритах гаурдакской свиты Зоны разрывных нарушений контролируют развитие карстовых систем и локализацию залежей серы.

Сильно обводненные сероносные известняки характеризуются самоизливом с дебитом 20—30 *л/сек*, а при откачках дебиты увеличиваются до 60 *л/сек*. Обычно выше отметки +480 *м* породы не обводнены и только на этих участках разрабатываются залежи серы. Эксплуатация месторождения на обводненных участках требует специальных осушительных мероприятий.

Выше сероносных известняков гипсо-ангидритовая толща водоносна только на отдельных участках и главным образом ниже отметки +480 *м* на контакте с сероносными известняками. Самая верхняя часть разреза, представленная плотными ангидритами, служит верхним водоупором. Солоноватые (до 4 *г/л*) подземные воды вскрываются колодцами в понижениях рельефа. По составу они сульфатные кальциевые.

Четвертичные отложения обычно безводны, и подземные воды скапливаются в них только в периоды выпадения атмосферных осадков.

Карлюкское месторождение калийных и каменных солей. Месторождение находится к западу от хребта Кугитангтау на предгорной равнине в пределах Маликской синклинали. В геологическом строении района месторождения принимают участие верхнеюрские, нижнемеловые и четвертичные отложения. Соляная толща приурочена к верхней части разреза кимеридж-титонских отложений. Нижняя часть разреза представлена ангидритами мощностью до 200 *м*, подстилающимися известняками оксфордского яруса гиссарской свиты. Перекрывается соляная толща глинистым и песчано-алеврито-глинистым комплексом

нижнего мела. Заканчивается разрез гравийно-галечными и супесчаными четвертичными отложениями мощностью до 60 *м*.

Между восточной границей месторождения, проходящей параллельно хребту Кугитангтау и самим хребтом, располагается древняя долина, выполненная разнообразными обломочными породами (от глин до галечников). Глубина вреза долины 300—400 *м*. Вдоль восточной границы месторождения по западному борту древней долины развиты коллювиальные отложения четвертичного возраста мощностью 60—160 *м*. Они образовались под влиянием боковой эрозии солей за счет обрушения вышележащих глин нижнего мела. Эти отложения обволакивают обнажившуюся в результате эрозии соль, предохраняя ее от дальнейшего размыва. В районе месторождения установлено два водоносных горизонта, связанных с четвертичными и нижнемеловыми — верхнеюрскими отложениями.

Верхнеюрские отложения представлены известняками и слагают примыкающий с востока к месторождению западный склон хребта Кугитангтау. Известняки разбиты мелкими трещинами выветривания и более крупными трещинами в зонах тектонических нарушений. Кроме того для них характерно проявление карста. На самом месторождении известняки залегают на глубинах 900—1000 *м* и представляют собой монолитный плотный массив.

На западном склоне хребта в зонах развития карста и тектонических нарушений известняки сильно обводнены. Дебиты источников, приуроченных к тектоническим трещинам, достигают 100—200 *л/сек*, иногда 800 *л/сек*. На месторождении в этих отложениях воды не вскрыты, но следует иметь в виду, что известняки могут быть обводнены по крупным тектоническим нарушениям, наличие которых вполне вероятно. Соляно-ангидритовая толща кимеридж-титона на месторождении безводна. Покрывающие соляную залежь нижнемеловые отложения также практически безводны, за исключением верхней части карабильской свиты, содержащей повсеместно подземные воды. Этот водоносный горизонт отделен от соляной толщи водонепроницаемыми аргиллитоподобными глинами.

Водообильность и фильтрационные свойства пород по разрезу не постоянны. На участках, где они непосредственно подстилают водоносные четвертичные отложения, удельные дебиты по скважинам составляют 1,1—1,15 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации равны 6—6,4 *м/сутки*. С погружением водоносного горизонта удельные дебиты уменьшаются до 0,0001—0,0002 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации до 0,2—0,07 *м/сутки*. Вышележащая глинисто-аргиллитовая толща (альмурадская, кызылташская и окузбулакская свиты) безводна и водонепроницаема.

Наиболее широко распространен на месторождении водоносный горизонт, связанный с четвертичными отложениями. Мощность его колеблется от 40—50 *м* до 400 *м* в карстово-эрозионной долине. Породы характеризуются очень высокой водообильностью и фильтрационными свойствами. Удельные дебиты скважин 12—36 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации 76—124 *м/сутки*. Вниз по разрезу и к западу от хребта Кугитангтау водообильность и фильтрационные свойства пород уменьшаются в связи с уменьшением крупности обломков пород. Воды безнапорные, лишь в юго-западной части месторождения они приобретают напор до 0,6—1,5 *атм*.

Гаурдакское месторождение калийных солей. Месторождение расположено в пределах антиклинальной складки. В геологическом строении его принимают участие известняки гиссарской свиты, нижняя ан-

гидритовая, соляная и надсолевая ангидритовая толщи гаурдакской свиты верхней юры, нижнемеловые и четвертичные отложения.

Гиссарская свита представлена водоносными известняками вследствие нарушенности трещиноватостью и карстом. Воды напорные, водообильность высокая. Воды соленые и рассольные (до 400—500 *г/л*). Соляная толща обводнена. В скважинах из толщи солей наблюдался выброс рассолов (до 400 *г/л*), затем их самоизлив с дебитом до 0,3 *л/сек*. Надсолевые гипсы и ангидриты обводнены слабо.

Нижнемеловые отложения представлены глинистыми, реже песчанистыми разностями и характеризуются незначительной обводненностью, четвертичные — супесчанистыми и песчано-глинистыми породами. Как правило, они безводны и только в осенне-весенний период могут в незначительной степени насыщаться водой за счет инфильтрации атмосферных осадков.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

За последние годы в результате поисково-разведочных работ к ранее известным нефтяным месторождениям на западе республики (Небит-Даг, Кум-Даг, Челекен и др.) прибавились новые месторождения нефти и газа, причем многие из них выявлены в Северной, Центральной и Восточной Туркмении. Это нефтяные месторождения Ленинское, Окарем, Камышлджа, Ачакское газо-конденсатное, газовые месторождения Зеагли-Дарвазинское, Шехитлинское, Майское и др.

Исследователями на территории республики выделяются следующие основные нефтегазоносные области: Западно-Туркменская (в пределах одноименного артезианского бассейна), Центрально-Каракумская, Амударьинская и Мургабская (три последние в пределах Каракумского артезианского бассейна). Скопление газа и нефти в пределах последних трех областей в основном связаны с мезозойскими отложениями, а в пределах первой — с плиоценовыми. Мезозойские отложения Западно-Туркменской нефтегазоносной области пока еще не изучены, но оцениваются как высокоперспективные в отношении выявления скоплений нефти и газа.

Вопросы гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений Туркменской ССР освещаются в работах Е. А. Барс, М. С. Гуревич, А. А. Карцева, Б. Б. Митгарц, А. Акмамедова, А. Курбанмурадова, Я. А. Ходжакулиева, Ю. В. Доброва, В. В. Колодия, Г. П. Якобсона, В. Ф. Борзасекова, Л. Г. Борзасековой, Л. Г. Соколовского и др. Рассмотрим некоторые специфические вопросы нефтегазовой гидрогеологии туркменских месторождений.

Прежде всего обращает на себя внимание приуроченность скоплений нефти и газа во всех четырех областях к зонам пьезоминимумов двух генетических типов. Это зоны пьезоминимумов, образующихся в результате преградной роли залежей на пути продвижения подземного потока, и зоны пьезоминимумов, связанных с разгрузкой подземных вод.

Пьезоминимумы, возникающие в результате встречи подземным потоком «преград» в виде залежей, отмечаются в пределах Зеагли-Дарвазинского, Ачакского и других районов. Такие же зоны пьезоминимумов ранее были отмечены В. А. Кудряковым в Каганском районе. Механизм образования подобных зон, по мнению этого исследователя, заключается в затрудненности потока вод в приконтурных зонах за счет резкого снижения фазовых проницаемостей в результате эффекта Жамена.

Преградные пьезоминимумы своим происхождением обязаны наличию залежей, препятствующих потоку вод, но они не связаны с формированием последних. Поскольку подобные пьезоминимумы могут быть зафиксированы лишь в результате составления детальных гидродинамических карт и образуются также при тектоническом и литологическом экранировании потока вод, они, по-видимому, важного поискового значения не имеют.

С целью прогнозирования перспектив нефтегазоносности могут быть широко использованы пьезоминимумы второго типа, т. е. связанные с разгрузкой подземных вод. Пьезоминимумы этого типа отмечаются в Зеагли-Дарвазинском (Сернозаводская зона разрывных нарушений), Питнякском (Султансанджар), Ачакском, Прибалханском и других районах, где, как отмечалось, располагаются скопления газа и нефти. Указанные пьезоминимумы сопровождаются гидрохимическими аномалиями в верхних горизонтах, свидетельствующими о наличии здесь очагов разгрузки соответствующих горизонтов. В большинстве случаев это скрытые очаги разгрузки, но иногда наличие родников указывает и на открытую разгрузку (Султансанджар).

Связь зон разгрузки газонефтеводоносных комплексов и скоплений газа и нефти является важной гидрогеологической закономерностью размещения газовых и нефтяных скоплений. При установлении связи размещения залежей нефти и газа с современными гидрогеологическими условиями возникает вопрос, насколько эти условия соответствуют тем, в которых проходило формирование залежей. Палеогидрогеологические исследования (Ходжакулиев, 1964) показывают, что современные гидрогеологические условия были характерны и для более древних геологических времен. Относительное постоянство в размещении зон разгрузки на различных этапах объясняется унаследованностью геологического развития изучаемой территории.

Из закономерной связи между скоплениями нефти и газа, с одной стороны, и зонами разгрузки вмещающих их водоносных комплексов,— с другой, вытекает, что наличие таких зон разгрузки при унаследованном геологическом развитии территорий может рассматриваться как один из главных гидрогеологических показателей нефтегазоносности недр (Ходжакулиев, 1966). Современные гидродинамические условия Туркмении благоприятны для сохранения залежей нефти и газа, так как скорости движения вод не превышают тех величин, при которых может произойти унос нефти и газа подземными водами (Карцев, 1963).

Заслуживают внимания гидрохимические условия размещения нефтяных и газовых месторождений. В пределах Центрально-Каракумской, Амударьинской и Мургабской нефтегазоносных областей скоплениям нефти и газа сопутствуют в основном хлоридные кальциевые (по В. А. Сулину) рассолы различных концентраций (до 540 *г/л* и более в границах распространения верхнеюрской соленосной толщи), характерные же значения минерализации рассолов колеблются в пределах от 150 до 270 *г/л*. Гидрохимические положительные аномалии, как уже отмечалось, наблюдаются в верхних горизонтах на участках, к которым приурочена разгрузка залегающих ниже водоносных комплексов.

Интересны полученные Ю. В. Добровым, А. Курбанмурадовым (1963), В. В. Колодием и А. Акмамедовым результаты по особенностям размещения залежей нефти и газа в пределах Западно-Туркменской нефтегазоносной области. Ими, в частности, отмечаются различия гидрохимии приподнятых интенсивно разбитых сбросами складок и глубоко погруженных менее дислоцированных структур. Первые характеризуются резким увеличением минерализации подземных вод в верх-

ней части разреза (до 250—300 *г/л*) и пониженной их минерализацией (15—30 *г/л*) в нижней его части, тем самым создается гидрохимическая инверсия. Как правило, по мере удаления от зон разломов к периферии складок минерализация вод верхней части разреза уменьшается, а нижней — увеличивается, и уже погруженные складки характеризуются нормальным гидрохимическим разрезом. Причем воды менее минерализованных аномалийных зон характеризуются различными типами, в том числе сульфатным натриевым и гидрокарбонатным натриевым (по В. А. Сулину). При этом инверсионная гидрохимическая зональность В. В. Колодием генетически связывается с образованием залежей газа и нефти.

Следует отметить закономерную связь размещения скоплений нефти и газа Туркмении с иодоносными и бромоносными водами. Содержание йода и брома в подземных водах нефтяных и газовых месторождений нередко достигают значений, превышающих кондиционные. Это, по-видимому, обусловлено отмеченной многими исследователями связью этих компонентов с органическим веществом и продуктом его распада.

При рассмотрении гидрохимических условий сохранения залежей нефти и газа, как известно, широко используется значение содержания в водах сульфат-иона, который является основным фактором подземного окисления углеводородных скоплений. Можно отметить, что Центрально-Каракумская, Амударьинская и Мургабская нефтегазоносные области характеризуются в целом благоприятными условиями для сохранения залежей нефти и газа, так как сульфатность вод, контактирующих с ними, не превышает 1 %*экв*. Неблагоприятными условиями характеризуются некоторые месторождения Западно-Туркменской нефтегазоносной области (Западный Челекен, Алигул и др.), где сульфатность вод превышает 5 *экв*%, что свидетельствует о разрушении углеводородов.

Органическая составляющая подземных вод нефтегазоносных месторождений Туркмении изучена еще недостаточно, она стала привлекать внимание исследователей в самое последнее время. Однако и имеющиеся некоторые предварительные сведения позволяют отметить значительные концентрации в водах, контактирующих с залежами газа и особенно нефти, нафтеновых кислот, фенолов, аммония, углерода, азота и некоторых других компонентов.

Анализ имеющихся материалов по газонасыщенности вод нефтяных и газовых месторождений и составу растворенных в воде газов также позволяет отметить некоторые особенности. Это прежде всего увеличение газонасыщенности вод и упругости их по мере приближения к контуру нефтяных и газовых залежей. Такие факты наблюдаются почти на всех изученных месторождениях Каракумского и Западно-Туркменского артезианских бассейнов. Имеются случаи, когда общая газонасыщенность в приконтурных зонах достигает 1500 *см*^{3}*/л* и более. Происходит также смена состава растворенных в воде газов от углекисло-азотного к азотно-метановому и к метановому по мере приближения к контуру газонефтеносности. И уже в приконтурной части состав растворенных в воде газов следующий: метана до 98% и более, а тяжелых углеводородов до 5—6% и более в зависимости от свойств углеводородов, составляющих залежь.

Освещение гидрогеологических условий размещения нефтяных и газовых месторождений будет неполным без характеристики температурных условий. В. Н. Корценштейн (1960) установил пределы пластовых температур, выше которых, например, газовые залежи не могут существовать и растворяются (более 120° С). Газовые скопления Турк-

мении в основном находятся в условиях температур более низких, чем указанная величина, и характеризуются благоприятными условиями их сохранения.

При этом заслуживает внимания тот факт, что газовые скопления закономерно связаны с отрицательными температурными аномалиями, которые в одних случаях выражены резко, в других значительно слабее. К первым относятся аномалии с амплитудами температур 5—7° С (связаны с газовыми залежами, приуроченными к тектоническим нарушениям), ко вторым — с амплитудами температур 1—2° С (обычно приурочены к складкам, не нарушенным тектоническими разрывами и фиксируются в отложениях, перекрывающих газовую залежь).

Закономерная связь скоплений газа с отрицательными температурными аномалиями В. Ф. Борзасековым объясняется адиабатическим эффектом. Такая связь выдвигает отрицательные температурные аномалии в число важных поисковых критериев газоносности недр.

Глава 11

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды — одно из ценнейших полезных ископаемых, и от правильной их эксплуатации зависит развитие экономики республики и здоровье ее населения. Особенно это характерно для Западной Туркмении, где подземные воды являются единственным источником водоснабжения, так как поверхностные водотоки не удовлетворяют потребностей в воде.

ИСТОЩЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Данные по эксплуатации подземных вод указывают на интенсивный характер работы отдельных водозаборов с суммарным водоотбором, значительно превышающим естественные запасы, что ведет к истощению подземных вод. Характер истощения подземных вод зависит от условий их залегания.

По условиям залегания пресные воды месторождений предгорной равнины Копет-Дага и Большого Балхана подразделяются на две группы: 1) месторождения с пресными подземными водами на всю мощность водоносного горизонта (конусы выноса предгорной равнины Копет-Дага); 2) месторождения, где пресные воды подстилаются солеными (конусы выноса р. Канава-Чай на склоне Кюрен-Дага и р. Тюз-Мерген на южном склоне Большого Балхана).

Для месторождений первой группы истощение проявляется в систематическом снижении динамического уровня воды и уменьшении эксплуатационного расхода скважин (Ашхабадский, Фирюзинский, Алтыябский и Секизябский конусы выноса). Для отдельных месторождений в связи с формированием больших депрессионных воронок отмечается также увеличение минерализации воды за счет подтока соленых вод со стороны Каракумов. Для месторождений второй группы характерно ухудшение качества воды за счет «подтягивания» соленых вод снизу (Канавачайский и Тюзмергенский конусы выноса).

Ашхабадский водозабор. Ашхабадский участок площадью 100 $км^2$ расположен в низменной части Каранки-Яблоновского конуса выноса. Подземные воды приурочены к четвертичным гравийно-галечным и супесчаным пролювиальным отложениям, залегая на глубине 15—25 *м*. Минерализация вод 1—3 *г/л*. Питание происходит преимущественно

за счет инфильтрации поливных вод и атмосферных осадков. Эксплуатация вод осуществляется посредством скважин.

На территории г. Ашхабада с примыкающим к нему Кешинским участком находятся в эксплуатации 59 скважин с суммарным дебитом 62 тыс. *м*³/*сутки*, утвержденные запасы подземных вод по промышленным категориям оцениваются 30,4 тыс. *м*³/*сутки*.

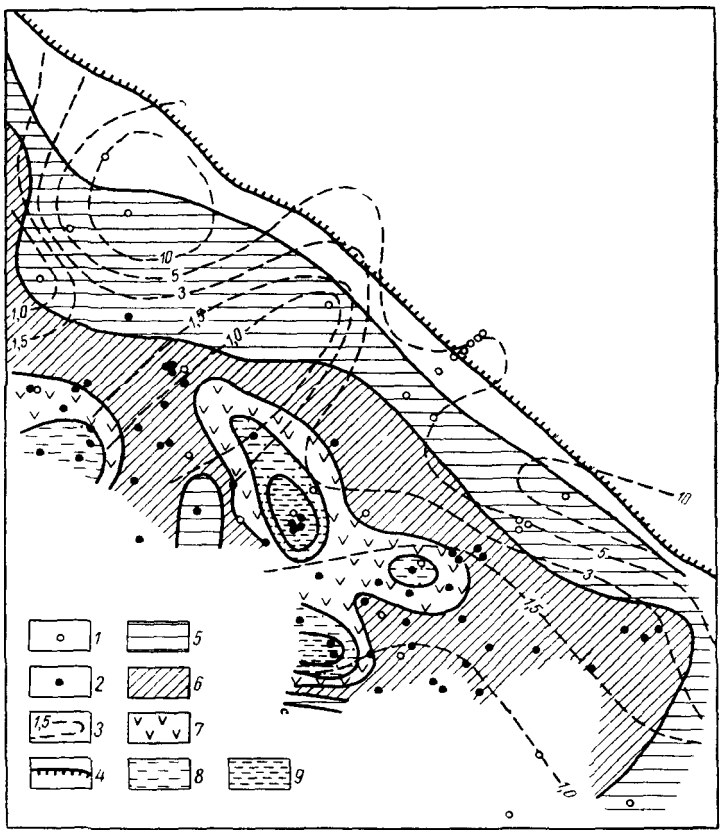


Рис. 56. Схема снижения уровня подземных вод на участке водозабора Ашхабадского конуса выноса

1 — эксплуатационные скважины; *2* — наблюдательные скважины, *3* — изолинии общей минерализации воды, *4* — Каракумский канал; сработка уровня воды (в *м*). *5* — 0—2, *6* — 2—4, *7* — 4—6; *8* — 6—8; *9* — 8—10

В результате интенсивного водоотбора, в два раза превышающего утвержденные эксплуатационные запасы, происходит непрерывное (до 1 *м*/*год*) снижение динамического уровня и формирование воронки депрессии с отдельными более глубокими (8—10 *м*) воронками в местах, где эксплуатация осуществляется из многочисленной группы взаимодействующих скважин (рис. 56). Интенсивная эксплуатация подземных вод привела к уменьшению дебита многих скважин и увеличению минерализации воды, что прослеживается в ряде скважин, расположенных в северной части г. Ашхабада. За десятилетний период площадь с питьевыми водами (до 1 *г*/*л*) сократилась примерно вдвое. В связи с переключением ирригации г. Ашхабада на воду Каракумского канала необходимость в проведении мероприятий по предотвращению дальнейшего истощения отпадает, так как в ближайшие годы разница между динамическими запасами и фактической величиной во-

доотбора будет уменьшаться за счет фильтрационных потерь поливных вод и может привести к восстановлению уровня воды на участке водозабора.

Фирюзинский водозабор. Водозабор расположен на конусе выноса, сложенном четвертичными пролювиальными гравийно-галечными и супесчаными отложениями р. Фирюзинки. Подземные воды залегают на глубине 20—80 *м*. Мощность водоносного горизонта в районе водозабора достигает 60—70 *м*. Минерализация вод менее 1 *г/л*. Эксплуатация подземных вод осуществляется 72 скважинами с суммарным среднегодовым дебитом 95 тыс. *м*^{3}*/сутки*, утвержденные эксплуатационные

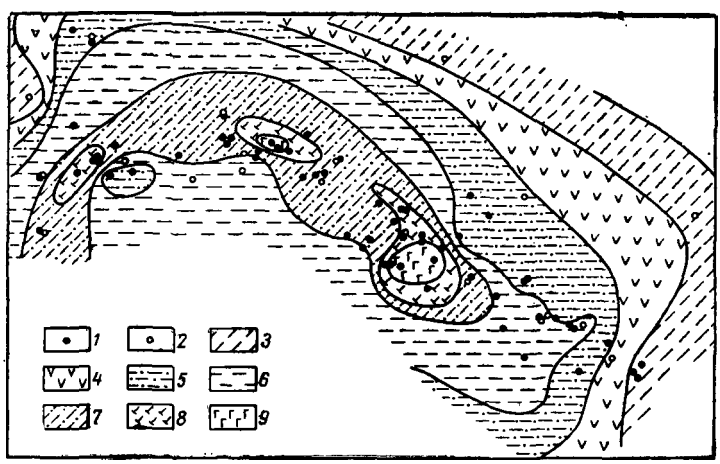


Рис. 57. Схема снижения уровня подземных вод на участке водозабора Фирюзинского конуса выноса

1 — эксплуатационные скважины; *2* — наблюдательные скважины; снижение уровня воды в скважинах (в *м*): *3* — 2—4; *4* — 4—6; *5* — 6—8; *6* — 8—10; *7* — 10—12; *8* — 12—14; *9* — 14—16

запасы подземных вод по промышленным категориям 130 тыс. *м*^{3}*/сутки*. С 1956 г. количество скважин и величина водоотбора непрерывно возрастают.

Режим работы водозабора неустановившийся, т. е. динамические уровни воды в скважинах под влиянием эксплуатации непрерывно понижаются (рис. 57). Например, эксплуатация с 1956 по 1963 г. включительно, превышающая динамические запасы, привела к систематическому снижению (1,5—2 *м/год*) динамического уровня и формированию обширной воронки депрессии с отдельными воронками глубиной от 12 до 16 *м* в местах, где эксплуатация осуществлялась группами взаимодействующих скважин, что привело к значительному уменьшению эксплуатационного дебита многих скважин. Ясно, что утвержденные запасы подземных вод не соответствуют действительности и нуждаются в переоценке. До наступления состояния равновесия между суммарным водоотбором и динамическими запасами подземных вод, характеризующими питание пролювиального водоносного комплекса, следует ожидать дальнейшего снижения динамического уровня воды в скважинах, уменьшения дебита и выхода из строя отдельных скважин.

Одной из мер по предотвращению истощения водоносного горизонта является искусственное восполнение запасов путем погружения вод Каракумского канала. В связи с тем что на Фирюзинском конусе выноса создалось напряженное положение с эксплуатацией подземных

вод, расширение водозабора невозможно, так как происходит истощение водоносного горизонта.

Алтыябский водозабор. Водозабор расположен на конусе выноса р Алты-Яб, сформированном четвертичными грубообломочными пролювиальнымн отложениями реки. Водоносный комплекс залегает на глубине 20—25 *м* мощностью около 40 *м* с минерализацией воды до 1 *г/л*. Эксплуатация подземных вод осуществляется 20 скважинами, суммарный дебит которых 32 тыс. *м³/сутки*, а утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод по промышленным категориям 24 тыс. *м³/сутки*.

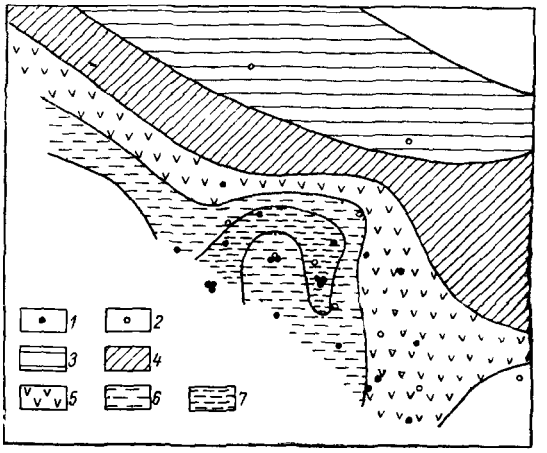


Рис 58 Схема снижения уровня подземных вод на участке водозабора Алтыябского конуса выноса

1 — эксплуатационные скважины, *2* — наблюдательные скважины, сработка уровня воды (в *м*) *3* — 0—2, *4* — 2—4, *5* — 4—6, *6* — 6—8, *7* — 8—10

Режим работы водозабора неустановившийся. За год уровень вод понизился до 3,5 *м*, соответственно в скважинах упал и дебит. Под влиянием эксплуатации за семь лет сформировалась обширная воронка депрессии глубиной от 8 до 10 *м*. Это подтверждает, что утвержденные запасы подземных вод по промышленным категориям в количестве 282 *л/сек* и по категории C_1 286 *л/сек* завышены и нуждаются в переоценке (рнс. 58).

Поскольку ряд скважин ввиду понижения уровня и осушения рабочей части фильтров выйдет из строя, бурение дополнительных скважин на Алтыябском конусе выноса для увеличения водозабора не рекомендуется.

Секизябский водозабор. Водозабор расположен на конусе выноса, сформированном пролювиальными отложениями р. Секиз-Яб Подземные воды залегают на глубине 80—100 *м* в вершине конуса и 5—10 *м* по периферни Минерализация подземных вод не превышает 0,5—0,7 *г/л* и лишь к северу увеличивается до 5 *г/л*.

Подземные воды эксплуатируются 31 скважиной и 17 кяризами. Суммарный среднегодовой дебит скважин 498 *л/сек*, а кяризов 111 *л/сек*. Общее количество отбираемых подземных вод 609 *л/сек*. Утвержденные эксплуатационные запасы по промышленным категориям 294 *л/сек*, а по категории C_1 1123 *л/сек*.

Режим работы водозабора еще не установился. В результате водоотбора, превышающего динамические запасы подземных вод, за семь лет на конусе выноса сформировалась воронка депрессии глубинои 10—12 *м*, приведшая к уменьшению эксплуатационного расхода скважин (рис 59). Снижение уровня и уменьшение эксплуатационного дебита свидетельствуют, что утвержденные запасы подземных вод по категории C_1 для Секизябского конуса выноса завышены и должны быть переоценены.

Поскольку количество отбираемой воды привело к истощению водоносного комплекса, дополнительное бурение здесь не рекомендуется.

Казанджикский водозабор (конус выноса Канава-Чай). Участок расположен на предгорной равнине северного склона Кюрен-Дага.

Эксплуатируемым водоносным горизонтом являются пролювиальные четвертичные и акчагыльские отложения. Контур пресных вод вытянут параллельно склону хребта шириной от 500 до 2500 *м* на протяжении 11—12 *км* общей площадью около 20 *км*^{2}.

Пресные воды залегают на глубине от 30 до 60 *м* и ниже 80 *м* сменяются солеными водами (более 10 *г/л*).

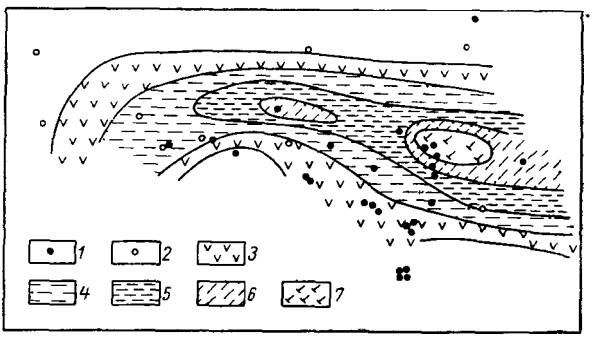


Рис. 59. Схема снижения уровня подземных вод на участке Секизябского конуса выноса

1 — эксплуатационные скважины, *2* — наблюдательные скважины, сработка уровня воды (в *м*) *3* — 4—6, *4* — 6—8, *5* — 8—10, *6* — 10—12, *7* — 12—14

На месторождении при работе семи скважин добывалось в среднем 4,7 тыс. *м*^{3}*/сутки* воды против утвержденных запасов 4,5 тыс *м*^{3}*/сутки*. С момента эксплуатации количество добываемой воды постоянно увеличивалось и превысило величину пополнения запасов пресных вод, что привело к истощению и ухудшению качества воды. Так, величина минерализации смеси воды по всему участку водозабора увеличилась с 1 до 2 *г/л*. Это свидетельствует о том, что динамические уровни воды в эксплуатационных скважинах находятся близко к предельной глубине отбора воды и засоление происходит за счет «подтягивания» снизу соленых вод (рис. 60)

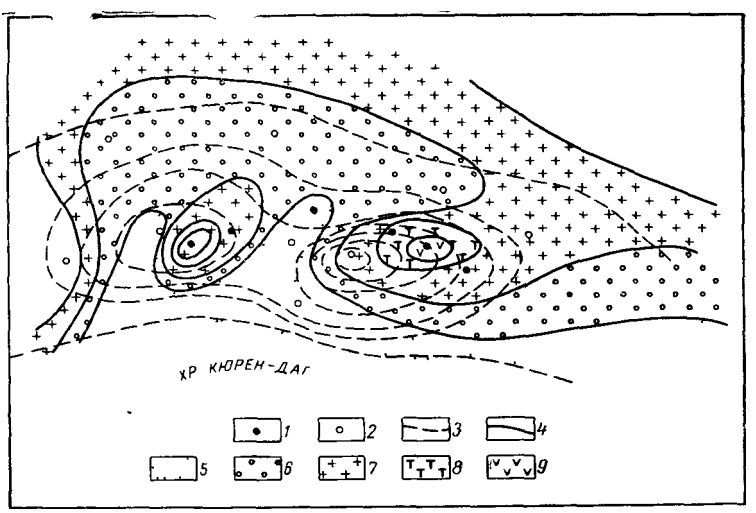


Рис. 60. Схема минерализации подземных вод в районе Казанджикского водозабора

1 — эксплуатационные скважины, *2* — наблюдательные скважины, *3* — гидроизогипсы, *4* — изолинии общей минерализации подземных вод, минерализация (в *г/л*) *5* — до 1, *6* — 1—1 5, *7* — 1,5—2, *8* — 2—2 5, *9* — 2 5—3

Из рис. 60 видно, что в результате эксплуатации подземных вод на участке водозабора сформировалась депрессия с отдельными более глубокими воронками. В местах размещения высокодебитных скважин понижение динамического уровня воды с начала работы водозабора

достигает 16—20 *м*. В связи с прогрессирующим засолением подземных вод ставится под сомнение возможность дальнейшего использования Казанджикского месторождения для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. В целях предотвращения дальнейшего истощения и улучшения качества воды необходимо постепенное уменьшение водоотбора и снижение минерализации воды до 1,5 *г/л*.

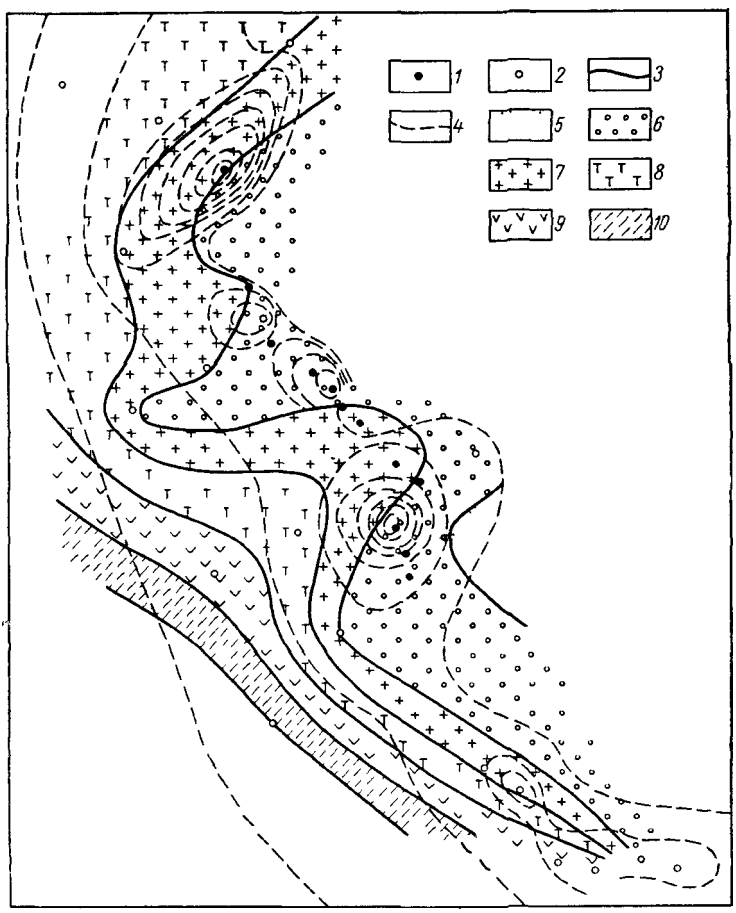


Рис. 61. Схема минерализации подземных вод в районе Джебельского водозабора

1 — эксплуатационные скважины, *2* — наблюдательные скважины, *3* — изолинии общей минерализации вод, *4* — гидроизогипсы, минерализация (в *г/л*), *5* — до 1, *6* — 1—1,5, *7* — 1,5—2; *8* — 2—2,5, *9* — 2,5—3, *10* — 3—3,5

Джебельский водозабор (конус выноса Тюз-Мерген). Участок расположен на предгорной равнине юго-восточного склона Большого Балхана Подземные воды содержатся в четвертичных отложениях на глубине от 100 *м* в верхней части конуса выноса до нескольких метров на периферии. Подземные воды с минерализацией до 3 *г/л* распространены в пределах конуса выноса площадью 75 *км*^{2}. На участке водозабора глубина залегания подземных вод колеблется от 14 до 54,5 *м* Пресные воды на глубине 70—150 *м* сменяются солеными. Естественный расход пресных вод по створу эксплуатационных скважин составляет 10 600 *м*^{3}*/сутки*.

Скважинами добывалось 17 тыс. *м*^{3}*/сутки* воды против утвержденных 10,6 тыс. *м*^{3}*/сутки*. За семилетний период режим работы водоза-

бора был устойчивым. При длительной эксплуатации дебиты скважин оставались постоянными, а минерализация воды сохранялась в пределах 1,4—1,6 *г/л*. Это свидетельствует о превышении естественных запасов пресных вод над утвержденными. Увеличенная же нагрузка на водозабор привела к засолению воды (до 2 *г/л*).

В процессе эксплуатации вокруг высокодебитных скважин сформировались воронки депрессии глубиной от 2 до 11 *м* с радиусом влияния до 2 *км* (рис. 61). Для предотвращения истощения подземных вод и ухудшения их качества необходим режим работы Джебельского водозабора с постепенным уменьшением водоотбора до стабилизации дебита скважин и снижения минерализации воды до 1,5 *г/л*.

Глава 12

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

При инженерно-геологической характеристике Туркменской ССР использованы сводные монографические работы по стратиграфии, литологии, тектонике, геоморфологии и четвертичным отложениям, гидрогеологии и инженерной геологии, в которых изложены современные представления по названным предметам. Это работы групп авторов под руководством Л. Н. Смирнова, Н. А. Нагинского, В. Л. Дубровкина и Н. Г. Шевченко. Кроме того при инженерно-геологической характеристике того или иного района использованы материалы многочисленных инженерно-геологических исследований, проводившихся на территории республики.

Инженерно-геологическое районирование территории Туркмении произведено в соответствии с методикой ВСЕГИНГЕО, суть которой сводится к следующим основным положениям:

1. Выделение наиболее крупных таксономических единиц — *регионов* — основывается на геотектоническом принципе.

2. Более мелкая единица районирования — область — является отражением геоморфологического строения территории.

3. По составу инженерно-геологических групп пород выделяются *районы*.

В соответствии с этим составлена схема инженерно-геологического районирования Туркменской ССР (рис. 62) и приводится инженерно-геологическая характеристика Туркмении по выделенным регионам, областям и районам.

Территория Туркмении по геотектоническим условиям неоднородна, в ее пределах различают три крупных геотектонических региона:

1) эпигерцинская платформа;

2) альпийской складчатости;

3) эпиплатформенный орогенический.

При инженерно-геологическом районировании эти регионы приняты нами за регионы первого порядка. В пределах двух последних также по геотектоническому принципу выделяются регионы второго порядка:

Регион I — эпигерцинская платформа (Туранская плита).

Регион II — альпийской складчатости.

Регион II_1 — Копетдагское горное складчатое сооружение и Малый Балхан.

Регион II_2 — мегантиклиналь Большого Балхана.

Регион II_3 — Предкопетдагский краевой прогиб.

Регион II_4 — Западно-Туркменская впадина.

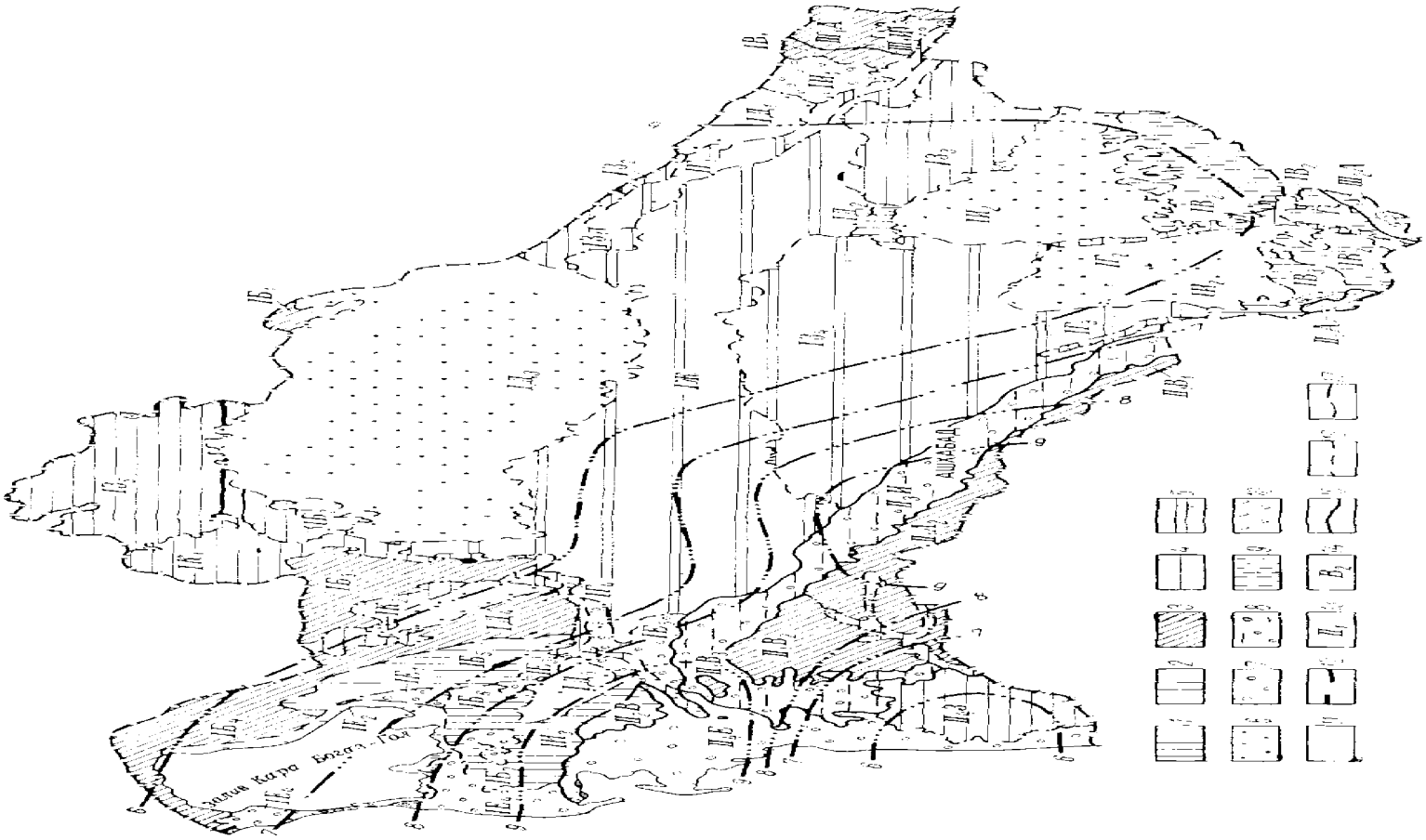

Ашхабад
Кара Бугаз гол

Рис 62. Схема инженерно-геологического районирования Туркменской ССР

Породы *1* — полускальные, *2* — полускальные с рыхлыми (песчаными), *3* — полускальные со связными (глинистыми) *4* — связные с рыхлыми, *5* — рыхлые со связными, *6* — рыхлые, *7* — рыхлые с гравийно галечными, *8* — рыхлые с гравийно галечными и связными, *9* — лессовидные *10* — магматические скальные и полускальные, *11* — солеиосные, *12* — изолиний балльности землетрясений *13* — номера инженерно геологических регионов, *14* — обозначения инженерно геологических областей и районов, *15* — границы регионов *16* — границы областей *17* — границы районов

Регион эпигерцинской платформы *Области со структурно денудационным типом рельефа* Районы $1Б_1$ — Питнякский, $1Б_2$ — Зенгибаба Ахчакаинский $1Б_3$ — Капланкырский $1Б_4$ — Челюнкыр Устюртский, $1Б_5$ — Туаркырский, $1Б_6$ — Аккырский *1Б₇* — Центрально Красноводский *Области с денудационно-тектоническим типом рельефа* Районы $1В_1$ — Предугардакский $1В_2$ — Карабиль Бадхызский, $1В_3$ — Северо Бадхызский *Области с эрозионно аккумулятивными формами рельефа (речные долины)* Районы $1Г_1$ — Амударьинский, $1Г_2$ — Мургабский, $1Г_3$ — Тежеиский, $1Г_4$ — Узбойский *Области с денудационным типом рельефа* Районы $1Д_1$ — Сундукгинский, $1Д_2$ — Учаджинский, $1Д_3$ — Заунгузских Каракумов, $1Д_4$ — Уштаганский, $1Д_5$ — Чильмамедкумский *Области морских равнин* Районы $1Е_1$ — Янгису Сартымачинский $1Е_2$ — Прикарабогазгольский, $1Е_3$ — Кемаль Узбойский, $1Е_4$ — Октумкумский, $1Е_5$ — Чекеэлинский *Область аккумулятивной аллювиальной равнины* $1Ж$ — Низменные Каракумы *Область дельтовых равнин* Районы $1З_1$ — Кабаклинский, $1З_2$ — Фарабский, $1З_3$ — Обручевский, $1З_4$ — Мургаб Тежеиский, $1З_5$ — Присарыкамышский *Область аллювиально-пролювиальных равнин* Районы $1И_1$ — Таймарджанский, $1И_2$ — Предкарабильско Бадхызский, $1И_3$ — Восточно Красноводский *Область с абразионно аккумулятивным типом рельефа* Районы $1К_1$ — Сарыкамышский, $1К_2$ — Кумсебшен Карашорский

Регион альпийской складчатости Копетдагское горное сооружение и Малый Балхан *Области с эрозионно-тектоническим типом рельефа* Районы $II_1А_1$ — Горно Бадхызский $II_1А_2$ — Центрально Копетдагский *Области с денудационно тектоническим типом рельефа* Районы $II_1В_1$ — Восточно Копетдагский, $II_1В_2$ — Западно Копетдагский, $II_1В_3$ — Мало Балханский $II_2В$ — мегантиклиналь Большого Балхана $II_3И$ — Предкопетдагский краевой прогиб *Область морской равнины Прикаспийская* $II_4Е$ — Западно Туркменская впадина *Область дельтовой равнины* II_43 — дельтовая равнина р Атрек

Эпиплатформенный орогенический регион Складчатое поднятие отрогов Гиссарского хребта *Область с эрозионно тектоническим типом рельефа* $III_1А$ — Гаурдак Кугитангская *Область аллювиально продолювиальной равнины* $III_1И$ — Предкугитангская область с эрозионно тектоническим типом рельефа $III_2А$ — Кушкинская складчатая зона

Регион III — эпиплатформенный орогенический.

Регион III_1 — складчатое поднятие отрогов Гиссарского хребта.

Регион III_2 — Кушкинская складчатая зона.

В пределах каждого региона по геоморфологическому принципу выделяются области:

Область А — с эрозионно-тектоническим типом рельефа.

Область Б — со структурно-денудационным типом рельефа.

Область В — с денудационно-тектоническим типом рельефа.

Область Г — с эрозионно-аккумулятивными формами рельефа (речными долинами).

Область Д — с денудационным типом рельефа.

Область Е — морские равнины.

Область Ж — аккумулятивная аллювиальная равнина. Низменные Каракумы.

Область З — дельтовые равнины.

Область И — аллювиально-пролювиальные равнины

Область К — с абразионно-аккумулятивным типом рельефа.

В составе областей по наличию различных инженерно-геологических групп пород выделены районы. Часто границы областей и районов совпадают. Это объясняется тем, что некоторые геоморфологические области сформированы каким-то одним превалирующим процессом, для которого характерен определенный комплекс пород или инженерно-геологических групп пород. Например, для аккумулятивных алювиальных равнин типичен комплекс аллювиальных отложений, представленных инженерно-геологической группой рыхлых и связных пород.

РЕГИОН I. ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА (ТУРАНСКАЯ ПЛИТА)

В пределах региона выделены все перечисленные области за исключением области А (с эрозионно-тектоническим типом рельефа).

Область Б. Со структурно-денудационным типом рельефа. Повсеместно эта область характеризуется наличием плато, куэстового и ку-

эстово-холмистого рельефа. Несмотря на то что в пределах области встречаются всего три инженерно-геологических группы пород (полускальные, полускальные со связными и полускальные с рыхлыми), нами в ее пределах выделено семь районов. Это обосновывается как неодинаковым характером пород в каждом из районов, так и различным количественным соотношением отдельных групп пород. Выделенным районам даны географические названия:

Район $IБ_1$ — Питнякский, $IБ_2$ — Зенгибаба-Ахчакаинский, $IБ_3$ — Капланкырский, $IБ_4$ — Челюнкыр-Устюртский, $IБ_5$ — Туаркырский, $IБ_6$ — Аккырский, $IБ_7$ — Центрально-Красноводский.

Район $IБ_1$. Питнякский. В геологическом строении района (с поверхности) принимают участие преимущественно полускальные (известняки, песчаники) и связные (мергелистые глины) породы верхнемелового возраста. На небольших площадях имеются выходы палеогеновых и неогеновых глин. Почти повсеместно дочетвертичные породы перекрыты четвертичными эоловыми песками небольшой и непостоянной мощности (2—3 *м*).

Геоморфологически Питнякский район характеризуется обращенным структурно-денудационным куэстово-холмистым рельефом и представляет собой холмы и впадины различной конфигурации с разнообразным характером склонов. Подземные воды района приурочены к верхнемеловым отложениям. Воды напорные (дебиты скважин достигают 10—12 *л/сек*), хлоридно-натриевого состава с минерализацией 8—75 *г/л*, неагрессивные.

Физико-механические свойства известняков: удельный вес 2,63; объемный вес 1,99—2,56; водопоглощение 0,4—7,4%; пределы прочности 170—922 *кГ/см*^{2} в воздушносухом состоянии и 68—788 *кГ/см*^{2} в водонасыщенном. Песчаники непрочные, слабосцементированные, переходящие в пески. Пески тонкозернистые с объемным весом в плотном сложении 1,77, в рыхлом 1,10; их угол внутреннего трения 30—31°; среднее относительное сжатие водонасыщенных песков при нагрузке 5 *кГ/см*^{2} 4,5%. Палеогеновые глины преимущественно тугопластичной консистенции, их средний объемный вес 1,96; средние и минимальные значения коэффициента сдвига при 3 *кГ/см*^{2} равны соответственно 0,44 и 0,32; относительное сжатие водонасыщенных глин при нагрузке 5 *кГ/см*^{2} равно 5,5%.

Инженерно-геологические условия района благоприятные как с точки зрения размещения сооружений, так и по гидрогеологическим условиям. Физико-механические свойства преимущественно полускальных связных пород по имеющимся данным оптимальные. Район расположен в 5-балльной сейсмической зоне.

Район $IБ_2$. Зенгибаба-Ахчакаинский. Геологическое строение района определяется распространением на поверхности отложений олигоцена, морского и континентального неогена, верхнечетвертично-современных озерных отложений. Породы представлены полускальной, связной и рыхлой группами. Олигоценовые отложения обнажаются редко, они представлены глинами, реже мергелями и перекрыты обычно неогеновыми и четвертичными отложениями. Морские отложения неогена (сарматский ярус N_1^3s) по составу пород можно разделить на два комплекса: нижний с преобладанием глинисто-мергелистых пород и верхний, состоящий из известняков. Континентальные отложения неогена (заунгузская свита N_{1+2}) представлены песками и песчаниками с прослоями глин, а иногда мергелей, гипсов и конгломератов. Озерные четвертичные отложения встречаются редко и состоят из песчано-глинистых пород небольшой мощности, перекрытых обычно современными эоловыми накоплениями.

В геоморфологическом отношении район представляет собой пример обращенного структурно-денудационного куэстового и холмисто-куэстового рельефа Это возвышенности и впадины, склоны которых осложнены оползнями и суффозионно-карстовыми формами (впадинами, воронками), достаточно активно здесь идет процесс дефляции.

Подземные воды приурочены к отложениям заунгузской свиты. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 6 до 40 *м*. Воды по составу хлоридно-сульфатно-натриевые с минерализацией 17—54 *г/л*, обладают сульфатной агрессивностью. На общем фоне соленых вод встречаются линзы пресных вод гидрокарбонатного натриевого состава

Глинистые породы олигоцена по гранулометрическому составу можно разделить на глины и суглинки

Свойства пород олигоцена

	Глины	Суглинки
Удельный вес	2,67	2,75
Объемный вес естественный	1,93	1,98
Объемный вес скелета грунта	1,47	1,54
Пористость, %	46	44
Пределы пластичности, %		
верхний	51,5	42,3
нижний	25,8	24,1
число пластичности	25 7	18,2
Коэффициент сдвига		
при 2 *кГ/см²*	0,64	—
» 3 »	0,52	—
Относительное сжатие, %		
при 2 *кГ/см²*	0,8	—
» 3 »	1,3	—
Коэффициент сжимаемости		
при 1—2 *кГ/см²*	0,007	—
» 2—3 »	0,01	—

Известняки и мергели сарматского яруса с поверхности часто трещиноваты, их водопроводимость составляет 0,1—3 *м/сутки*, а в случае карстовой кавернозности достигает 28 *м/сутки* Свойства глинистых пород удельный вес 2,76, пределы пластичности 34—23—11, коэффициент внутреннего трения 0,619, сцепление 0,406 *кГ/см²*, водопроводимость 0,05 *м/сутки*

Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за значительной расчлененности рельефа, проявления суффозионно-карстового, оползневого и дефляционного процессов На некоторых участках агрессивные на бетон грунтовые воды залегают на небольшой глубине

Район расположен в 5-балльной сейсмической зоне

Район 1Б₃ Капланкырский. В геологическом строении Капланкыра принимают участие преимущественно неогеновые (среднесарматские $N_1^3s_2$) отложения, которые представлены связными (глинисто-мергелистыми) и полускальными (известняками) породами мощностью более 25 *м* Они перекрываются четвертичными делювиальными, элювиально-делювиальными и эоловыми отложениями, состоящими из щебня, песков, супесей и имеющими незначительную мощность

Капланкыр представляет собой плато-куэсту, ограниченную с запада песчаным массивом Учтаган, где плато 300-метровым чинком обрывается к впадине Карашор На востоке плато полого погружается под отложения Верхнеузбойского коридора, а на севере сливается с Устюртом У подножия склонов плато развиты оползневые террасы, выработанные в неогеновых отложениях Кроме того здесь встречаются

карстовые пещеры и крутостенные овраги длиной до нескольких километров.

Гидрогеологические условия определяются наличием нескольких водоносных горизонтов, приуроченных к неогеновым отложениям. Грунтовые воды залегают на глубине около 7 *м*, они хлоридные натриевые с минерализацией 15—50 *г/л*, обладают сульфатной агрессивностью. Имеются также и карстово-трещинные воды обычно сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 7—12 *г/л*. Установлено наличие напорного водоносного горизонта, приуроченного к альбским отложениям, не обнажающимся в пределах района. Дебит скважин при самоизливе достигает 100 *л/сек*. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 35 *г/л* и более.

Мергели и известняки среднесарматских отложений являются полускальными практически несжимаемыми породами. Допускаемые нагрузки на мергели 6 *кГ/см*^{2}, на известняки — более 10 *кГ/см*^{2}. Они слабоводопроницаемы, средние значения коэффициента фильтрации для мергелей 0,05—0,17 *м/сутки*, для известняков 0,1—0,3 *м/сутки* и лишь для трещиноватых разностей 3,2 *м/сутки*. Глины обычно полутвердой консистенции. Их пределы пластичности: верхний 34%, нижний 21%. Они практически водонепроницаемы (коэффициент фильтрации 0,05—0,1 *м/сутки*). Коэффициент трения 0,619, сцепление 0,4 *кГ/см*^{2} и допускаемые нагрузки 5 *кГ/см*^{2}.

Район расположен в 5-балльной сейсмической зоне. Инженерно-геологические условия района благоприятные, за исключением присклоновых участков, где развиты оползни.

Район 1Б$_4$. *Челюнкыр-Устюртский.* Геологическое строение этого района несколько иное, чем предыдущего, хотя оба они являются частями одной и той же крупной геолого-геоморфологической области — плато Устюрт. Отличие в геологическом строении заключается в том, что наряду с широким развитием среднесарматских отложений ($N_1^3s_2$), здесь значительные по площади участки сложены среднемиоценовыми (N_1^2) и нижнесарматскими ($N_1^3s_1$) отложениями. В низах разреза среднемиоценовых отложений встречаются преимущественно пески, суглинки, глины и песчаники. Выше по разрезу этот комплекс обогащается мергелями, доломитами и песчаниками. Для всего разреза характерно присутствие гипса и загипсованность пород. В нижне- и среднесарматских отложениях выделяются две пачки: нижняя глинисто-мергелистая и верхняя известняковая.

На неогеновых отложениях залегают четвертичные элювиальные, элювиально-делювиальные и реже эоловые отложения незначительной (1—2 *м*) мощности и непостоянного распространения.

В геоморфологическом плане Челюнкыр является плато-куэстой. Плато на востоке полого погружается под пески Учтаган, на юге оно крупным чинком, осложненным многоярусными оползнями, обрывается к Каракумам, а на севере узкой перемычкой соединяется с основным массивом плато Устюрт. Челюнкыр имеет вид пологоволнистой равнины, осложненной крупными впадинами и останцовыми горами.

В пределах района установлено наличие одного водоносного горизонта, приуроченного к миоценовым отложениям. По составу воды преимущественно хлоридно-сульфатного натриевого, иногда смешанного состава с минерализацией 4—12 *г/л*.

Свойства пород среднесарматского яруса уже описаны, нижнесарматские же породы идентичны им. Глинистые породы среднемиоценовых отложений характеризуются следующими показателями: пределы пластичности: верхний 42%, нижний 26%; коэффициент фильтрации измеряется сотыми долями метра в сутки; средние значения коэффи-

циента внутреннего трения 0,554, сцепления 0,668 *кГ/см*^{2}, коэффициента сдвига при нагрузках 2 и 3 *кГ/см*^{2} соответственно 0,888 и 0,777, допускаемые нагрузки 5 *кГ/см*^{2}

Сейсмическая активность района 5—6 баллов Инженерно-геологические условия района в целом аналогичны условиям предыдущего района и могут считаться благоприятными

Раион IБ$_5$ *Туаркырский* В Туаркыре на поверхности обнажается наиболее полный для всей Туркмении комплекс пород палеозойского и мезозойского возраста, а также кайнозойские отложения Здесь известны выходы магматических пород, которые представлены интрузивами и эффузивами Из эффузивных пород можно отметить диабазовые порфириты, кварцевые порфиры, интрузивные представлены габбро и габбро-диоритами

Отложения среднего палеозоя представлены глинистыми и кремнистыми сланцами Пермские состоят из конгломератов, песчаников и аргиллитов Нижнетриасовые отложения залегают согласно на пермских и представлены песчаниками, песчанистыми глинами и известняками

Юрская система представлена всеми тремя отделами Нижняя юра состоит из толщи бокситоподобных пород, глин, глинистых песчаников и угля Среднеюрские отложения делятся на две части нижнюю континентальную, представленную чередованием углистых прослоев, песчаников и песчанистых глин, и верхнюю морскую, сложенную песчаниками и глинами с прослоями угля Отложения верхней юры состоят из известняков, глин, мергелей и песчаников

Меловые отложения состоят из двух комплексов пород Весь разрез нижнего мела и сеномана характеризуется в основном песчано-глинистыми породами, тогда как выше залегают преимущественно мергели и известняки

Палеоген представлен известняками, песчаниками и мергелями

Комплекс неогеновых пород состоит из песков, песчаников, глин, мергелей и известняков

Четвертичные отложения представлены делювиальными, элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями незначительной мощности, состоящими из супесей, суглинков и щебня

Из перечисленных отложений наиболее широко по площади развиты юрские и меловые, остальные имеют локальное распространение

В геоморфологическом отношении Туаркыр представляет собой пример обращенного рельефа Характерной чертой низкогорий района является зависимость их морфологии от тектонических и литологических особенностей Здесь преобладает куэстовый рельеф

Туаркырский район самый безводный в Северо-Западной Туркмении К четвертичным отложениям приурочены линзы пресных и солоноватых вод (до 3 *г/л*) с глубиной залегания менее 10 *м* По составу они хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые Еще один водоносный горизонт со свободной поверхностью зеркала приурочен к альб-сеноманским отложениям Глубина залегания его уровня более 20 *м* Воды хлоридные натриевые с минерализацией более 11 *г/л* и обладают сульфатной агрессивностью

Свойства пород юрского и мелового возраста не изучены Визуально породы в большинстве случаев полускальные, прочные Водопроницаемость их низкая и практически осуществляется по трещинам

Район расположен в 6—7-балльной сейсмической зоне Инженерно-геологические условия района средней степени благоприятности из-за расчлененности рельефа и на некоторых участках неглубокого залегания уровня грунтовых вод

Район IБ$_6$. Аккырский. Геологическое строение района определяется широким распространением верхнемеловых отложений преимущественно датского возраста. В разрезе верхнемеловых пород отложения туронского яруса представлены внизу плотными мергелями с прослоями известковистых глин, которые выше переходят в известковистые глины. Мощность отложений 40—90 *м*. Отложения сантона — кампана состоят из мощной (70—120 *м*) пачки мергелей. Маастрихтские отложения представлены толщей пишущего мела (или мелоподобного известняка), а в кровле известковистым песчаником. Отложения датского яруса, лежащие согласно на маастрихтских, начинаются пачкой известковистых песчаников, сменяющихся органогенно-обломочными, иногда перекристаллизованными известняками. С поверхности верхнемеловые отложения переработаны экзогенными процессами и перекрываются элювиальными и делювиальными отложениями незначительной мощности.

Район расположен в пределах Порсыкупского плато. Поверхность плато представляет собой наклонную к северо-западу равнину, северная часть которой осложнена сетью глубоких оврагов, открывающихся в сторону залива Кара-Богаз-Гол. Подземные воды в районе приурочены к верхнемеловым отложениям. Здесь нет сплошного водоносного горизонта. Минерализация вод изменяется в пределах 5—38 *г/л*, состав их хлоридный, сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, воды обладают сульфатной агрессивностью.

Свойства пород не определялись, породы в основном полускальные, прочные, практически водонепроницаемые, за исключением мелоподобных известняков.

Район расположен в 7—8-балльной зоне. Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за высокой сейсмичности, а также значительной расчлененности рельефа глубокой овражной сетью, особенно на севере района.

Район IБ$_7$. Центрально-Красноводский. В геологическом строении района принимают участие в основном отложения акчагыльского возраста (N_2^3ak), которыми сложена большая часть Красноводского плато. Они трансгрессивно залегают на сильно расчлененной поверхности доакчагыльского рельефа и подстилаются различными отложениями: от верхнеюрских до нижнеплиоценовых. Наибольшее распространение в разрезе акчагыла имеют известняки, мергели и известковистые глины, реже песчаники и пески, в верхах разреза отмечается гипсоносность. На поверхности акчагыльских пород имеется щебенка четвертичного элювия незначительной мощности.

Красноводское плато представляет собой пологоволнистую возвышенную равнину, почти со всех сторон ограниченную чинками. Чинки часто осложнены оползнями, образование которых связано с воздействием трансгрессии Каспия в хвалынское время. Поверхность плато осложнена вторичным эоловым рельефом.

Основной водоносный горизонт приурочен к отложениям акчагыльского яруса. По составу воды хлоридно-сульфатные натриевые и кальциевые с минерализацией 5—15 *г/л*, обладающие сульфатной агрессивностью. Незначительные локальные водоносные горизонты приурочены к неогеновым отложениям.

Известняки и мергели акчагыльского яруса полускальные прочные, несжимаемые. Глины характеризуются следующими свойствами: удельный вес 2,74; объемный вес скелета грунта 1,75; пористость 37%; пределы пластичности: верхний 34%, нижний 21%. Механические свойства глин: коэффициент сжимаемости в интервале нагрузок 1—2 *кГ/см*^{2} равен 0,003, при 2—3 *кГ/см*^{2} — 0,002; коэффициент трения

0,614; сцепление 0,525 *кГ/см²*; коэффициент сдвига при 2 *кГ/см²* — 0,876, при 3 *кГ/см²* — 0,769; допускаемая нагрузка 5 *кГ/см²*.

Район находится в зоне высокой сейсмичности (8—9 баллов и более). Инженерно-геологические условия района при учете высокой сейсмичности могут быть благоприятными. Исключение составляют периферические участки, где развиты оползни, а также места распространения гипса и гипсоносных пород, где возможен карст.

Область В. С денудационно-тектоническим типом рельефа. В состав области входят следующие районы: IB_1 — Предгаурдакский, IB_2 — Карабиль-Бадхызский, IB_3 — Северо-Бадхызский.

Район IB_1. Предгаурдакский. В геологическом строении района принимают участие палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Палеоген представлен морскими и континентальными породами. Морские отложения состоят преимущественно из мелкокристаллических гипсов и гипсоносных известняков, реже из известняков с прослоями мергелей и гнездами кремней, чередующихся с гипсами, и из сланцеватых известковистых гипсоносных глин. Мощность отложений более 250 *м* Континентальные отложения представлены толщей песчанистых глин и песчаников.

Неоген представлен гипсоносными глинами и песчаниками. Отложения палеогена и неогена перекрыты элювиально-делювиальными и аллювиально-пролювиальными четвертичными отложениями переменной мощности.

Геоморфологический облик района определяется наличием низкогорных куэст, холмисто-грядового, грядового и пологоувалистого рельефа

Подземные воды приурочены к отложениям неогена и палеогена. Глубина залегания вод, заключенных в неогеновых отложениях, изменяется от 1 до 25 *м* Воды сульфатно-кальциевого состава с минерализацией 1—3 *г/л*, неагрессивные. Палеогеновые отложения содержат трещинные и пластовые воды преимущественно хлоридно-сульфатного натриевого состава с минерализацией от 9 до 53 *г/л*, в большинстве случаев они обладают сульфатной агрессивностью.

Известняки, мергели и песчаники палеогена являются полускальными прочными, несжимаемыми породами.

Свойства глин и суглинков
(средние значения)

	Глины	Суглинки
Удельный вес	2,76	2,75
Объемный вес скелета грунта	1,47	1,54
Пористость, %	46	44
Пределы пластичности, %		
верхний	51	42
нижний	26	24
число пластичности	25	18
Коэффициент сжимаемости		
при 1—2 *кГ/см²*	—	0,007
» 2—3 »	—	0,01
Относительное сжатие, %		
при 2 *кГ/см²*	—	0,8
» 3 »	—	1,3
Сопротивление сдвигу		
сцепление, *кГ/см²*	—	0,661
коэффициент трения	—	0,32
коэффициент сдвига		
при 2 *кГ/см²*	—	0,64
» 3 »	—	0,52
Допускаемые давления, *кГ/см²*	—	4

Песчаники неогена прочные полускальные. Глины характеризуются следующими свойствами: удельный вес 2,76; влагоемкость: полная 33%, максимальная молекулярная 27%; пределы пластичности: верхний 32%, нижний 14%, число пластичности 18; допускаемая нагрузка 4 *кГ/см*^{2}.

Район расположен в 6-балльной сейсмической зоне. Инженерно-геологические условия средней степени благоприятности из-за пересеченности рельефа, неглубокого залегания грунтовых вод на некоторых участках и возможности проявления карста в известняках и гипсах.

Район IB$_2$. *Карабиль-Бадхызский.* Преимущественное развитие на поверхности имеют верхнеплиоценовые отложения гокчинской (N_2^3g) и тахтинской (N_2^3t) свит. По составу свиты идентичны. По генезису в них выделяются озерные и аллювиальные отложения. Озерные представлены толщей плотных алевролитов и алевритов; аллювиальные состоят из алевролитов и глин с прослоями уплотненных косослоистых песков и песчаников. Суммарная мощность отложений этих свит меняется от 80 до 350 *м* и более. Верхняя часть разреза имеет черты типичных лёссовых пород.

Возвышенность Карабиль характеризуется несколькими подтипами рельефа: слаборасчлененной платообразной поверхностью главного водораздела; низкогорным холмисто-увалистым рельефом северного и западного склонов; низкогорным резко расчлененным холмисто-грядовым рельефом южного склона.

В пределах Бадхыза широко развиты две разновидности рельефа: куэсты и возвышенные равнины. Среди равнин различают нерасчлененные волнистые равнины и расчлененные равнины. Кроме того здесь имеются формы эрозионно-денудационного типа рельефа: низкогорный холмисто-грядовый рельеф, низкогорный холмисто-увалистый рельеф и низкогорный мелкогрядовый рельеф.

Грунтовые воды заключены в неогеновых отложениях. Они имеют минерализацию от 5 до 21 *г/л*, преимущественно хлоридно-сульфатный натриевый состав, обладают сульфатной агрессивностью. На отдельных участках встречаются пресные воды смешанного состава. В них наблюдается увеличение минерализации с глубиной от 1,5 до 12 *г/л* в интервале 0—35 *м*.

Свойства верхнеплиоценовых отложений не изучались. По внешнему виду это лёссовидные породы, следовательно, здесь более чем вероятны просадочные явления.

По сейсмической активности район относится к 5—6-балльной зоне. Инженерно-геологические условия всего района неблагоприятные из-за широкого распространения лёссовидных пород, обладающих просадочностью, расчлененности рельефа. Однако здесь могут быть найдены участки, характеризующиеся оптимальными инженерно-геологическими условиями.

Район IB$_3$. *Северо-Бадхызский.* В геологическом строении района принимают участие лагунно-континентальные отложения верхов палеогена — среднего миоцена, которые представлены санымшорской и кашанской толщами. Санымшорская толща (Pg_3—N_1') состоит из плотных известняков и песчаников, а в верхах разреза — из алевролитов. Мощность толщи 300 *м*. Кашанская толща (N_1^2—N_2^2) сложена плотными слоистыми алевролитами с прослоями и линзами глин и конгломератов, а также косослоистыми песчаниками.

Характерной особенностью отложений палеогена Бадхыза является присутствие в них базальтовых и андезитовых излияний (покровов) и туфобрекчий, возраст которых определяется как эоценовый. Отложения палеогена и неогена перекрываются элювиально-делювиаль-

ными, пролювиальными и аллювиально-пролювиальными четвертичными отложениями переменной мощности, в большинстве случаев незначительной. Для района характерно преимущественное развитие куэстового рельефа.

Грунтовые воды, заключенные в палеоген-миоценовых отложениях, имеют минерализацию преимущественно до 3 *г/л*, хлоридно-сульфатный натриевый состав, неагрессивные. Они залегают на глубинах более 20 *м*. Мощность водоносного горизонта не выяснена.

Породы представлены полускальными разновидностями песчаников, известняков и алевролитов. Они практически несжимаемы, водонепроницаемы. Рыхлые четвертичные отложения чаще всего имеют незначительную мощность.

Инженерно-геологические условия района благоприятные ввиду средней степени расчлененности рельефа, наличия в основании полускальных пород, отсутствия агрессивных на бетон грунтовых вод, невысокой сейсмичности, которая равна 6 баллам.

Область Г. С эрозионно-аккумулятивными формами рельефа (речными долинами).

Область включает четыре района: $ИГ_1$ — Амударьинский, $ИГ_2$ — Мургабский, $ИГ_3$ — Тедженский, $ИГ_4$ — Узбойский.

Район $ИГ_1$. Амударьинский. Долину р. Амударьи слагают верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения ($al\ Q_{3-4}$). Представлен аллювий преимущественно песками с прослоями глин. Пески обычно мелко- и тонкозернистые. В них повсеместно отмечается тонкая косая, реже горизонтальная слоистость. Глины чаще горизонтально-слоистые, вязкие, пластичные, плотные. Суммарная мощность отложений 50—60 *м*.

В геоморфологическом строении современной долины Амударьи можно выделить три участка: верхний, средний и нижний.

Верхний участок, где долина пересекает отроги Гиссарского хребта и отдельные грядообразные возвышенности на правобережье до г. Керки. Здесь она имеет четкообразное строение, сужаясь в местах подхода к возвышенностям и расширяясь на равнине. На этом участке различаются три эрозионно-аккумулятивных террасы.

Средний участок протягивается до чинков Заунгузских Каракумов. Здесь долина асимметрична: правый борт крутой, левой — пологий, сливающийся с аллювиальной равниной Низменных Каракумов. На этом участке ширина долины непостоянная, но максимальная, достигающая 25 км. Выделяются пойма и две надпойменные эрозионно-аккумулятивные террасы.

Нижний участок реки пересекает Заунгузские Каракумы. Долина имеет эрозионный характер с глубиной вреза 20—60 *м* при ширине до 4 *км*. Русло реки занимает большую часть долины, подмывая то правый, то левый берег. Здесь различают пойму и одну надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу.

Грунтовые воды заключены в аллювиальных отложениях и распространены повсеместно. Глубина залегания вод по мере удаления от реки меняется от 0,4 до 10,5 *м*. Минерализация также меняется в значительных пределах (от 0,4 до 100 *г/л*). Пресные воды по составу сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, неагрессивные, а соленые — хлоридно-сульфатные натриевые с сульфатной агрессивностью.

Значения показателей свойств мелкозернистых песков; удельный вес 2,67; объемный вес в плотном сложении 1,65, в рыхлом 1,42, скелета грунта 1,54; пористость песков плотного сложения 37,7%, рыхлого 46,7%, естественная 41%; угол естественного откоса в воздушносухом

состоянии 33—36°, под водой 26—28°; угол внутреннего трения 34—36°; относительное сжатие при естественной влажности: при 2 *кГ/см*^{2} — 7,5%, при 3 *кГ/см*^{2} — 8,4%; в воде: при 2 *кГ/см*^{2} — 7,8%, при 3 *кГ/см*^{2} — 8,9%; коэффициент фильтрации в среднем 9,4 *м/сутки*.

Большая часть долины расположена в 5-балльной сейсмической зоне и лишь небольшая южная часть — в 6-балльной. Инженерно-геологические условия района благоприятные. Имеется несколько участков особенно благоприятных для возведения гидротехнических сооружений, где основанием и боковыми примыканиями плотин будут служить полускальные породы. К неблагоприятным факторам следует отнести боковую эрозию реки.

Район IГ$_2$. *Мургабский.* В геологическом строении долины р. Мургаб принимают участие верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения (al Q_{3-4}). Верхнечетвертичные отложения слагают вторую и третью надпойменные террасы, а современные образуют первую надпойменную террасу и пойму. Они состоят из тонко- и мелкозернистых песков, супесей, суглинков и глин. На крайнем юге в низах разреза имеется гравийно-галечный материал. По внешнему облику, составу и свойствам отложения составляют единый комплекс суммарной мощностью 40—50 *м*.

Особенностью продольного профиля долины является чередование участков различного морфотектонического облика. При прохождении зон тектонических прогибов долина расширяется и, наоборот, суживается в зонах поднятий. Локальные поднятия долина огибает. В верхней части долина имеет четыре террасы эрозионно-аккумулятивного характера, а в нижней пойму и две аккумулятивные террасы, трансформирующиеся в субаэральные дельты.

Грунтовые воды заключены в аллювиальных отложениях. Глубина залегания вод изменяется от 0,5 до 10 *м* и более. Минерализация их меняется от 1 до 41 *г/л*. Пресные воды по составу гидрокарбонатно-натриевые, неагрессивные, соленые — хлоридно-сульфатные натриевые, с сульфатной агрессивностью.

Таблица 69

Водно-физические свойства аллювиальных отложений р Мургаб (средние значения)

Порода	Удельный вес	Объемный вес			Пористость, %			Влагоемкость, %		Пределы пластичности, %		
		плотное сложение	рыхлое сложение	скелет	плотное сложение	рыхлое сложение	естественная	полная	максимальная молекулярная	верхний	нижний	число пластичности
Пески	2,63	1,55	1,30	1,42	42,2	56,5	46,2	27	12	—	—	—
Супеси тяжелые	2,71	—	—	1,48	—	—	45	—	—	—	—	—
Суглинки	2,73	—	—	1,59	—	—	43,8	—	—	37,9	21,6	16,3
Глины	2,75	—	—	1,49	—	—	45,3	—	—	42,3	22,3	20,0

Показатели свойств аллювиальных пород приведены в табл. 69, 70. Инженерно-геологические условия долины благоприятные, сейсмичность района 5 баллов. Поверхностный сток Мургаба зарегулирован несколькими плотинами и водохранилищами.

Район IГ$_3$. *Тедженский.* Долина р. Теджен сложена верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями. Верхнечетвер-

Таблица 70

Сопротивление сдвигу аллювиальных отложений г. Мургаб (средние значения)

Показатели свойств	Глины	Суглинки тяжелые	Супеси легкие	Пески
Угол внутреннего трения	26°50′ (24°10′)	28° (29°50′)	22°40′ (29°20′)	29°40′ (27°)
Коэффициент трения	0,506 (0,449)	0,532 (0,483)	0,418 (0,562)	0,570 (0,511)
Сцепление, *кГ/см²*	0,494 (0,164)	0,500 (0,144)	0,300 (0,050)	0 0
Коэффициент сдвига:				
при 2 *кГ/см²*	0,753 (0,531)	0,782 (0,554)	0,568 (0,587)	— —
„ 3 „	0,671 (0,504)	0,699 (0,530)	0,518 (0,578)	— —

Примечание. Цифры не в скобках — испытания при естественной влажности, цифры в скобках — испытания под водой

тичные отложения формируют третью надпойменную террасу, а современные — пойму, первую и вторую надпойменные террасы. Оба комплекса отложений сходны между собой как по внешнему облику, так и по составу и свойствам. Они представлены песчано-глинистыми и гравийно-галечными породами. Пески обычно косослоистые, глины и суглинки вязкие, пластичные, уплотненные. Прослои гравийно-галечных пород приурочены к низам разреза. Суммарная мощность отложений 30—40 *м*.

В продольном профиле долины реки выделяются три участка: верхний, средний и нижний. В пределах верхнего участка глубина вреза долины достигает 200 *м*, здесь отмечается максимальное количество (до шести) террас, самые древние из которых эрозионные, а три более молодых эрозионно-аккумулятивные. На среднем участке глубина вреза уменьшается до 60—80 *м*, а количество террас до четырех. На нижнем участке долина проходит по субаэральной дельте Теджена. Здесь аккумулятивных террас две и они постепенно трансформируются в дельтовые равнины.

Грунтовые воды района заключены в аллювиальных отложениях. Глубина их залегания до 5 *м*. Минерализация изменяется от 1 до 30 *г/л* при преимущественно сульфатно-хлоридном натриевом составе, соленые воды обладают сульфатной агрессивностью. На некоторых участках река дренирует грунтовые воды.

Аллювиальные отложения по составу и свойствам близки к дельтовым отложениям Теджена, которые описаны ниже (см. район $IЗ_4$). В целом район характеризуется благоприятными инженерно-геологическими условиями, его сейсмичность 6 баллов. Сток реки зарегулирован тремя плотинами и водохранилищами. К неблагоприятным факторам можно отнести возможность суффозионно-просадочных явлений на участках, где река дренирует грунтовые воды.

Район $IГ_4$. Узбойский. Заложение русла Узбоя произошло в конце позднечетвертичного времени при понижении уровня Каспия и прорыве к нему вод Сарыкамышского озера. Террасы Узбоя преимущественно эрозионного генезиса. Русловые фации аллювия (alQ_4) представлены галечником, песками, супесями, илами и глинами, которые являются продуктами переотложения пород, эродированных Узбоем и перемещенных водным потоком.

Долина Узбоя протягивается более чем на 500 *км* от бывшего южного залива Сарыкамышского озера до бывшего Балханского залива Каспийского моря. Вначале она идет с севера на юг вдоль восточного склона плато Капланкыр, затем в районе Куртышбаба резко поворачивает к западу, огибая с юга отроги Устюрта и хребет Большой Балхан. Большая часть долины выработана в аллювиальных отложениях пра-Амударьи, а в местах, где меловые и неогеновые отложения подходят близко к поверхности, Узбой эродировал их.

Грунтовые воды приурочены к аллювию Узбоя и самостоятельного значения не имеют. Они питаются за счет выклинивания вод каракумской толщи, глубина их залегания колеблется от 3 до 20 *м* и более. Имеются также напорные воды, приуроченные к меловым отложениям. Величина напора 766 *м*, пьезометрический уровень устанавливается на глубине 8,6 *м*. Это хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 82 *г/л*.

Таблица 71

Свойства аллювиальных отложений Узбоя (средние значения)

Показатели свойств	Пески разнозернистые	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси легкие	Глины	Суглинки
Удельный вес	2,71	2,70	2,68	2,72	2,74	2,71
Объемный вес:						
в плотном сложении	1,77	1,66	1,64	1,59	—	—
в рыхлом сложении	1,53	1,35	1,26	1,20	—	—
Пористость, %:						
в плотном сложении	33	38	39	39	—	—
в рыхлом сложении	44	49	52	56	—	—
Пределы пластичности, %:						
верхний	—	—	—	—	35	21—25
нижний	—	—	—	—	20	16—20
число пластичности	—	—	—	—	15	5
Влагоемкость, %:						
капиллярная	—	18—22	—	—	—	—
максимальная молекулярная	—	2—3	—	7—9	—	—
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	—	1,2—2,6		—	—	—

Свойства аллювиальных отложений Узбоя приведены в табл. 71. Долина Узбоя пересекает различные по сейсмичности зоны — от 5- до 9-балльной. Район представляет собой узкую полосу и может быть использован преимущественно для гидротехнического и ирригационного строительства. Учитывая высокую сейсмичность, на отдельных участках района инженерно-геологические условия можно считать удовлетворительными.

Область Д. С денудационным типом рельефа. В состав области входят следующие районы: $ИД_1$ — Сундуклинский, $ИД_2$ — Учаджинский, $ИД_3$ — Заунгузских Каракумов, $ИД_4$ — Учтаганский, $ИД_5$ — Чильмамедкумский.

Район $ИД_1$. Сундуклинский. В геологическом строении района принимают участие континентальные верхнеплиоценовые отложения, представленные толщей песков, глин и рыхлых песчаников, чередующихся

по разрезу. Мощность их колеблется от 200 до 300 *м*. Они выходят на поверхность в виде отдельных небольших пятен. Неогеновые отложения перекрыты мощной толщей четвертичных эоловых песков.

В геоморфологическом плане район представляет собой денудационную равнину, занимающую в рельефе повышенное положение относительно окружающих ее аллювиальных равнин. В современном рельефе преобладают эоловые формы — барханы и бугристые пески.

В районе имеется поток грунтовых вод со свободной поверхностью зеркала и общим уклоном на северо-запад и глубиной залегания более 20 *м*. Минерализация вод более 10 *г/л*, состав сульфатный натриевый. Они обладают сульфатной агрессивностью.

Свойства эоловых песков не изучались. Можно предположить, что они аналогичны свойствам песков каракумской толщи, описанным ниже.

Район находится в 5—6-балльной сейсмической зоне Инженерно-геологические условия района средней степени благоприятности из-за развития подвижных барханных песков.

Район IД$_2$. *Учаджинский.* Геологическое строение района определяется наличием континентальных неогеновых отложений (заунгузская свита N_{1-2}), представленных преимущественно косослоистыми песчаниками и песками, с прослоями конгломератов. Мощность их достигает 200 *м* и более. Неогеновые отложения перекрыты четвертичными эоловыми песками значительной (более 10 *м*) мощности, но не повсеместного распространения. Показатели свойств неогеновых пород приведены в табл. 72.

Таблица 72

Свойства неогеновых пород (средние значения)

Показатели свойств	Пески	Супесь легкая	Песчаник
Удельный вес	2,65	2,69	—
Объемный вес:			
в плотном сложении	1,59—1,79	1,62	—
в рыхлом сложении	1,28—1,48	1,30	—
Пористость, %:			
в плотном сложении	36—42	38	—
в рыхлом сложении	45—53	48	—
Влагоемкость, %:			
полная	18—26	23	—
максимальная молекулярная	2—5,4	4	—
Угол естественного откоса:			
в воздушносухом состоянии	32°30′—33°	—	—
под водой	27—32°	—	—
Коэффициент фильтрации, *м/сутки*:			
в зоне аэрации	2—4	0,5—1,5	—
под водой	1,5—11	0,3—1,3	

Учаджинский район представляет собой волнистую денудационную равнину, поверхность которой осложнена навеянными песками, создающими вторичный эоловый, преимущественно барханный рельеф. Подземные воды приурочены к отложениям заунгузской свиты. Их мине-

рализация более 15 *г/л*, по составу они хлоридно-сульфатные натриевые и обладают сульфатной агрессивностью.

Район расположен в 5-балльной сейсмической зоне. Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за расчлененности рельефа и широкого развития подвижных барханных песков.

Район IД$_3$. *Заунгузских Каракумов.* В геологическом строении Заунгузских Каракумов принимают участие континентальные отложения заунгузской свиты (N_{1-2}), представленные толщей песчаников и песков с прослоями глин, гипсов и конгломератов. Мощность свиты достигает 60 *м*. С поверхности эти отложения в значительной степени переработаны эоловыми процессами и перекрываются во многих местах мощными (более 20 *м*) эоловыми образованиями. Отличить эоловые пески от неогеновых весьма сложно, поэтому отложения этого района датируются как N_{1-2}+eol Q.

Заунгузские Каракумы являются субаэрально-дельтовой равниной, осложненной процессами денудации. Различаются несколько разновидностей рельефа: волнистая равнина, холмисто-увалистый и грядово-останцовый (кыровый) рельеф. На большей части территории эти формы перекрываются вторичным эоловым рельефом во всем многообразии его проявления.

Гидрогеологические условия района определяются наличием водоносного горизонта, приуроченного к неогеновым отложениям. Этот водоносный горизонт со свободной поверхностью залегает на глубинах 10 *м* и более. Воды соленые, с минерализацией 15—50 *г/л* хлоридно-сульфатного натриевого состава. Они обладают сульфатной, углекислотной, реже выщелачивающей агрессивностью. На фоне этих вод встречаются линзы пресных вод гидрокарбонатного натриевого состава, наиболее крупные из которых Балкуинская и Восточно-Заунгузская. Имеются и напорные воды, приуроченные к меловым отложениям. Это воды преимущественно хлоридного натриевого состава с минерализацией 10—150 *г/л*.

Свойства отложений заунгузской свиты представлены в табл. 73. Эоловые пески по свойствам близки к заунгузским.

Район располагается в 5-балльной сейсмической зоне. Инженерно-геологические условия района неодинаковы на разных участках. В целом их можно считать благоприятными как по свойствам пород в основании сооружений, так и по гидрогеологическим условиям. Сложнее картина в смысле размещения сооружений. Участки распространения подвижных эоловых песков характеризуются неблагоприятными условиями, так как потребуются мероприятия по защите сооружений от песчаных заносов. На остальной территории эти условия благоприятные.

Район IД$_4$. *Учтаганский.* Геологическое строение района определяется развитием с поверхности эоловых отложений мощностью более 25 *м*. Они являются продуктом перевевания отложений учтаганской свиты (eol N_2^2+Q) и распространены в пределах ее развития. Отложения учтаганской свиты образовались в результате переработки доверхнеплиоценовых отложений в условиях аридного климата.

Учтаган является денудационной озерной равниной, поверхность которой в значительной мере осложнена эоловыми формами — грядами, барханами и буграми.

Грунтовые воды района приурочены к отложениям учтаганской свиты. Глубина залегания грунтовых вод около 7 *м*, они хлоридного натриевого состава с минерализацией 15—61 *г/л* и обладают сульфатной и углекислотной агрессивностью.

Таблица 73

Свойства пород заунгузской свиты (средние значения)

Показатели свойств	Пески разнозернистые	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси легкие	Песчаник	Глины	Суглинки
Удельный вес	2,69	2,69	2,69	2,69	—	2,76	2,76
Объемный вес:							
в плотном сложении	1,79	1,70	1,59	1,62	—	—	—
в рыхлом сложении	1,48	1,38	1,28	1,30	—	—	—
Пористость, %:							
в плотном сложении	36	37	42	38	—	—	—
в рыхлом сложении	45	49	53	48	—	—	—
Влагоемкость, %:							
полная	18	20,4	26	23	—	33	30
максимальная молекулярная	2	2,5	5,4	4	—	27	21
Угол естественного откоса:							
в воздушносухом состоянии	32°30′	33°	33°	—	—	—	—
под водой	29°30′	32°	27°	—	—	—	—
Коэффициент фильтрации, *м/сутки*:							
в зоне аэрации	—	2,3	0,9	0,4	—	—	—
в зоне водонасыщения	—	5,2—13,0	2,4—4,7	—	0,9—1,6	—	—
Пределы пластичности, %:							
верхний	—	—	—	—	—	32	26
нижний	—	—	—	—	—	14	14
число пластичности	—	—	—	—	—	18	12

Свойства пород учтаганской свиты и эоловых отложений не изучались.

Сейсмичность района 5—6 баллов. Инженерно-геологические условия средней степени сложности из-за наличия на некоторых участках массивов подвижных песков, относительно неглубокого залегания агрессивных на бетон грунтовых вод.

Район IД$_5$. *Чильмамедкумский.* Геологическое строение района связано с регрессией верхнеплиоценового моря. На освободившемся пространстве морские отложения подверглись интенсивной пустынной денудации, особенно эоловым агентом. В результате этого процесса был сформирован эоловый покров на дочетвертичном субстрате. Мощность эоловых накоплений более 25 *м*, подстилаются они отложениями апшеронского яруса (N_2^3ap).

Песчаный массив Чильмамедкумы представляет собой денудационную равнину, возвышающуюся над окружающими равнинами на 30—80 *м*. С поверхности равнина полностью переработана эоловыми процессами, создавшими сложный эоловый рельеф.

Подземные воды района приурочены к двум водоносным комплексам, заключенным в акчагыльских и сеноманских отложениях. Трещинно-пластовые напорные воды акчагыльского комплекса залегают на глубине до 40 м. Они представлены неагрессивными водами смешанно-натриевого состава с минерализацией до 2 *г/л*. В восточной части района их минерализация возрастает до 15 *г/л* при хлоридном натриевом составе. Здесь они обладают сульфатной агрессивностью. Водоносный комплекс сеноманских отложений также содержит напорные воды хло-

ридного натриевого состава с минерализациеи 5—30 *г/л*. Свойства песков изучены недостаточно. Известно, что их пористость равна 33—39% при удельном весе 2,67—2,72 и объемном весе 1,64—1,81.

Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за высокой сейсмичности (7—9 баллов) и сложного характера эолового рельефа с подвижными песчаными массивами

Область Е Морские равнины. Область включает следующие районы: IE_1 — Янгису-Сартымачинский, IE_2 — Прикарабогазгольский, IE_3 — Кемаль-Узбойский, IE_4 — Октумкумский, IE_5 — Черкезлинский

Район IE_1 Янгису-Сартымачинский. Район сложен морскими отложениями хвалынского яруса (Q_3hv), представленными преимущественно песками и галечниками, реже глинами, песчаниками и известняками. Мощность отложении изменчива и достигает 50 *м* С поверхности они переработаны эоловыми процессами

Небольшой по площади район представляет собой наклонную к северо-западу равнину, осложненную в некоторых местах эоловыми формами. Здесь отмечается наличие морской аккумулятивной террасы

Гидрогеологические условия района изучены слабо Сведений о водоносных горизонтах, заключенных в морских четвертичных отложениях, не имеется Исходя из данных по сопредельным районам, можно предположить, что существуют два водоносных горизонта, приуроченных к отложениям сеноманского и альбского ярусов. Воды сеноманских отложений преимущественно хлоридного натриевого состава с минерализацией 5—21 *г/л* Напорные воды альбских отложений хлоридного натриевого состава при минерализации 30—70 *г/л*

Свойства отложений хвалынского яруса изучены недостаточно Песчаники и известняки относятся к полускальным породам. Глины характеризуются пористостью 37—44% и числом пластичности 10—14, они обладают невысокой сжимаемостью Сведений о свойствах рыхлых пород не имеется

Район расположен в 6—7-балльной зоне С учетом геоморфологических особенностей район может считаться благоприятным в инженерно-геологическом отношении

Район IE_2. Прикарабогазгольский. Район сложен современными лагунными осадками (lgQ_4), которые представлены залежами солей, мирабилитом, известковистыми засоленными глинами и редко карбонатными песчаниками. Мощность отложений изменчива, подстилаются они отложениями хвалынского яруса.

Геоморфологически район представляет собой прибрежную равнину, узкой полосой окаймляющую залив Кара-Богаз-Гол с востока, юга и запада В южной части района имеются незакрепленные дюнные пески.

Этот район является местом разгрузки для подземных вод окружающих районов, о чем свидетельствует ряд восходящих источников по его границе с обрамляющими районами. Кроме того, здесь выявлены напорные воды, приуроченные к отложениям сенон-турона. Воды рассольные (до 68 *г/л*), хлоридного натриевого состава.

Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за широкого распространения солей, наличия незакрепленных дюнных песков, а также высокой (8 баллов) сейсмичности на отдельных участках.

Район IE_3. Кемаль-Узбойский. В геологическом строении района участвуют морские хвалынские отложения (Q_3hv), которые представлены преимущественно песками и галечниками, реже песчаниками и глинами. Мощность отложений 50—60 *м*.

Геоморфологически это впадина с пологим дном. Поверхность впадины осложнена вторичным эоловым рельефом с массивами подвижных песков.

Сведений о подземных водах, приуроченных к хвалынским отложениям, не имеется.

Инженерно-геологические условия района неблагоприятные из-за высокой сейсмичности (7—9 баллов), а также сложного эолового рельефа с подвижными песками.

Район IE$_4$. Октумкумский. Район сложен морскими хазарскими (Q_2hz) и хвалынскими (Q_3hv) отложениями. Хазарские отложения представлены огипсованными песками, рыхлыми песчаниками с ракушками и галькой, а также глинами и в незначительной степени известняками. Мощность отложений достигает 120 *м*. Наиболее распространенные хвалынские отложения представлены песками, галечником, глинами и песчаником. Мощность отложений до 80 *м*. С поверхности морские отложения переработаны ветром и представляют собой современные эоловые накопления.

Рельеф района сформирован в результате трансгрессий Каспия, особенно хвалынской, и представляет собой двухступенчатую морскую равнину. Верхняя ступень — плоская равнина, нижняя — песчаная бугристая равнина. Вдоль побережья Кара-Богаз-Гола проходит морская аккумулятивная терраса. В пределах района расположен большой песчаный массив Октумкум.

Водоносные горизонты приурочены к хазарским и хвалынским отложениям. Грунтовые воды залегают на глубинах 0—30 *м*. Воды сильноминерализованные с плотным остатком до 50 *г/л* хлоридного натриевого состава с сульфатной агрессивностью. Встречаются линзы пресных вод смешанного состава.

Свойства пород хазарского яруса не изучены.

Хвалынские отложения характеризуются следующими показателями: пески обладают средней сжимаемостью, коэффициент фильтрации их в зоне аэрации 3,5 *м/сутки*, в зоне водонасыщения 3 *м/сутки*. Глины имеют удельный вес 2,72—2,74; объемный вес при естественной влажности 1,83—2,09; пористость 37—44%; пределы пластичности: верхний 29,5—35,9%, нижний 17,3—21,8%, число пластичности 10,6—14,1; коэффициент трения 0,400—0,562; сцепление до 0,7 *кГ/см*^{2}; коэффициент сжимаемости при нагрузке 3 *кГ/см*^{2} равен 0,004.

Инженерно-геологические условия неодинаковы для различных участков и в общем неблагоприятные. Это определяется высокой сейсмичностью (8—9 баллов). На некоторых участках глубина залегания агрессивных на бетон грунтовых вод не более 1 *м*, кроме того, здесь имеется песчаный массив Октумкум с участками подвижных песков.

Район IE$_5$. Черкезлинский. Геологическое строение района определяется его положением на окраине бывшего хвалынского моря и устьевой части пра-Амударьи. В связи с этим наибольшее распространение на поверхности имеют морские отложения хвалынского яруса (Q_3hv) и аллювиальные отложения пра-Амударьи (alQ_{1-2}). И те и другие в более поздний современный этап существования были перевеяны и покрыты чехлом эоловых накоплений.

Хвалынские отложения представлены песками, галечниками, глинами и в меньшей степени песчаниками и известняками. Мощность отложений до 80 *м*. Аллювиальные отложения состоят из мощной толщи песков с прослоями глин и суглинков. Их мощность изменяется от нескольких десятков до сотен метров.

По геоморфологическим особенностям район представляет собой морскую аккумулятивную равнину, которая впоследствии была интен-

сивно переработана эоловыми процессами. Здесь распространены грядовые, грядово-котловинные и ячеистые пески.

В гидрогеологическом отношении район является областью разгрузки для мощного потока грунтовых вод из Каракумов. Воды залегают на глубинах не более 20 *м*. Состав вод преимущественно хлоридно-сульфатный натриевый и хлоридный натриевый с минерализацией 20—40 *г/л* и более. Им свойственна сульфатная агрессивность.

Инженерно-геологические условия района неблагоприятные. Сейсмичность на разных участках меняется от 6 до 9 баллов и более; рельеф района эоловый, расчлененный с наличием подвижных массивов песков. Наконец, на некоторых участках неблагоприятны гидрогеологические условия, что определяется неглубоким залеганием сульфатно агрессивных грунтовых вод.

Область Ж. Аккумулятивная аллювиальная равнина. IЖ. Низменные Каракумы. Низменные Каракумы сложены аллювиальными отложениями пра-Амударьи, или каракумской свитой (alQ_{I-2}). Под каракумской свитой понимается мощная (до 500 *м*) толща песков с прослоями глин. Пески обычно обладают тонкой косой, параллельно-наклонной, реже горизонтальной слоистостью. Слоистость однотипна по всей площади распространения. Глины имеют подчиненное значение, однако с глубиной глинистость отложений возрастает. Почти сплошь отложения перекрыты эоловым чехлом различной мощности, для которого отложения свиты являются материнскими.

Рельеф Каракумов сформирован в результате деятельности пра-Амударьи, современный же мезорельеф связан с эоловыми процессами. Среди эоловых форм выделяются несколько наиболее важных:

1) крупногрядовые пески в виде отдельных массивов;

2) котловинно-грядовые пески, где крупные гряды разделены межгрядовыми котловинами;

3) ячеисто-грядовые пески, имеющие в плане мозаичный характер;

4) барханные пески в виде отдельных барханов и барханных гряд;

5) бугристые пески, представляющие собой нагромождение различных по размерам и форме бугров. Они, как правило, закреплены растительностью. Им свойственна небольшая глубина расчленения.

Кроме песчаных форм, достаточно широко распространены такыры и шоры.

Низменные Каракумы являются областью транзита мощного потока грунтовых вод, заключенных в аллювиальных отложениях. Максимальная мощность этого потока достигает 300 *м*. Уровень грунтовых вод залегает на глубине от 1 до 30 *м*. Обычно они соленые (20—40 *г/л* и более) и в большинстве случаев хлоридно-сульфатного натриевого и хлоридного натриевого состава. Большинство из них обладает сульфатной агрессивностью. Встречаются различные по размерам линзы пресных вод. Наиболее крупная из них, Ясханская, в западной части Каракумов, эксплуатируется.

Свойства аллювиальных отложений приведены в табл. 74.

Область занимает обширную территорию, в связи с чем инженерно-геологические условия в различных районах неодинаковы. Условия для размещения сооружений могут быть как хорошими — в местах распространения такыров и слаборасчлененных песчаных форм рельефа, так и неудовлетворительными — там, где расчлененность рельефа большая и имеются массивы незакрепленных подвижных песков. Свойства пород, лежащих в основании, по площади почти не изменяются и могут быть приняты для всей области. Бóльшая (восточная) часть области характеризуется 5-балльной сейсмичностью, а в западной она возрастает до 8—9 баллов. Гидрогеологические условия отличаются раз-

Таблица 74

Свойства отложений каракумской свиты (средние значения)

Показатели свойств	Пески средне-зернистые	Пески мелко-зернистые	Пески особо-мелкозернистые	Пески тонко-зернистые	Пески разно-зернистые	Супеси легкие	Супеси тяжелые	Суглинки	Глины
Удельный вес	—	2,69	2,69	2,69	—	2,71	—	2,74	2,75
Объемный вес:									
в плотном сложении	—	1,70	1,68	1,65	—	1,59	—	—	—
в рыхлом сложении	—	1,39	1,39	1,34	—	1,30	—	—	—
в естественном сложении	—	1,50	—	—	—	—	—	—	—
Пористость, %:									
в плотном сложении	—	37	38	39	—	42	—	—	—
в рыхлом сложении	—	49	48	50	—	52	—	—	—
в естественном сложении	—	—	45	—	—	—	—	—	—
Влагоемкость, %									
полная	—	—	20	20	—	30	27	30	34
максимальная молекулярная	—	—	3	7	—	19	16	22	30
Водоотдача, %	—	—	17	13	—	11	11	8	4
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	8	5	3,4	1,2	4	—	—	—	—
Угол естественного откоса, градус:									
в воздушносухом состоянии	—	—	—	—	34	33	—	—	—
под водой	—	—	—	—	30	29	—	—	—
Сопротивление сдвигу:									
при естественной влажности									
сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
угол внутреннего трения, градус	—	—	—	—	32	—	—	—	—
при водонасыщении									
сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Допустимые нагрузки, *кГ/см²*:									
при естественной влажности	—	—	—	—	4	3,5	—	—	—
в водонасыщенном состоянии	—	—	—	—	3	2,5	—	—	—

нообразием. Если на большей части территории глубина залегания грунтовых вод более 10 *м*, то встречаются и неблагоприятные участки, где глубина до воды составляет 1—3 *м*, причем воды с сульфатной агрессивностью.

Область 3. Дельтовые равнины. Область включает в себя следующие районы: $I3_1$ — Кабаклинский, $I3_2$ — Фарабский, $I3_3$ — Обручевский, $I3_4$ — Мургаб-Тедженский, $I3_5$ — Присарыкамышский.

Район $I3_1$. Кабаклинский. Геологическое строение района определяется распространением дельтовых отложений пра-Зеравшана, или кызылкумской свиты (dQ_2). Свита представлена толщей алевролитов, глин и песков. Мощность ее 25 *м*. В разрезе преобладают светлые плотные тонкослоистые алевролиты и плотные известковистые глины, несколько меньшую роль играют тонко-косослоистые пески. Для отложений характерна выдержанность слоев по простиранию. По правобережью Амударьи они часто перекрыты эоловыми песками.

Субаэральная дельта пра-Зеравшана представляет собой полого наклонную равнину. На правобережье Амударьи широко распространены эоловые формы рельефа: барханы, бугры и гряды песков.

Грунтовые воды приурочены к дельтовым отложениям и залегают на глубинах 0,5—11 *м*. Это преимущественно хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 30—85 *г/л*, обладающие сульфатной агрессивностью. На тектонических структурах, имеющихся в районе, вскрыты напорные водоносные горизонты, приуроченные к более древним отложениям, вплоть до юрских.

Свойства дельтовых отложений не изучены, но наличие среди них алевролитов говорит о достаточно плотном сложении, возможно, невысокой пористости, а также о малой водопроницаемости.

Инженерно-геологические условия можно считать благоприятными в средней степени, сейсмичность района 5 баллов. Исключение составляют участки с глубоким залеганием уровня грунтовых вод и массивами подвижных песков, где эти условия неблагоприятные.

Район IЗ$_2$. Фарабский. Геологическое строение района характеризуется распространением на его поверхности верхнечетвертичных дельтовых отложений р. Зеравшан (dQ$_3$). Они представлены толщей песков с подчиненными прослоями глин. Пески иногда горизонтально слоистые. В глинах тонкая горизонтальная слоистость повсеместна. Мощность отложений более 30 *м*. На отдельных участках дельтовые отложения перекрыты эоловыми.

Пологонаклонная дельтовая равнина с поверхности осложнена эоловыми формами, преимущественно барханами и грядовыми песками.

Грунтовые воды приурочены к дельтовым отложениям. Они обычно соленые (более 30 *г/л*) хлоридно-сульфатного натриевого состава, обладают сульфатной агрессивностью. Глубины залегания их колеблются в пределах 15—20 *м*. На структурах Фараб и Наразым выявлены напорные воды, приуроченные к палеогеновым, меловым и юрским отложениям. Эти воды соленые и рассольные (более 28 *г/л*) хлоридного натриево-кальциевого состава.

Свойства дельтовых отложений не изучены.

Инженерно-геологические условия района оптимальные как в отношении рельефа, правда, в известной мере осложненного эоловыми формами, так и по гидрогеологическим условиям. Сейсмичность района 5 баллов.

Район IЗ$_3$. Обручевский. Геологическое строение района характеризуется распространением отложений обручевской свиты — дельтовых отложений североафганских рек (dQ$_3$) и современных дельтовых отложений р. Балх. Как те, так и другие, представлены толщей переслаивающихся песков, супесей, суглинков и глин. Для них характерен почти одинаковый минеральный состав, что говорит о единой области сноса материала. Пески обладают тонкой косой или горизонтальной слоистостью и плотным сложением. Очень схожи между собой супеси и суглинки. Глины распространены очень широко. Они вязкие, пластичные, комковатые, известковистые с тонкой горизонтальной слоистостью. Характер залегания пород: частое чередование отдельных разностей, невыдержанность как по мощности, так и по простиранию. Мощность отложений изменяется от 35 до 150 *м*.

Верхнечетвертичная дельта североафганских рек представляет собой почти плоскую пологонаклонную на северо-запад равнину. Некоторая часть дельты осложнена эоловыми формами рельефа: крупными грядами, буграми, закрепленными песчаными останцами. В юго-восточной части дельты широко распространены солончаки.

Грунтовые воды, заключенные в дельтовых отложениях, в основном соленые, с минерализацией более 11 *г/л* хлоридно-сульфатного натриевого состава. Встречаются также линзы пресных вод, особенно в зоне влияния Каракумского канала. Грунтовые соленые воды обладают сульфатной агрессивностью.

Свойства пород обручевской свиты приведены в табл. 75.

Таблица 75

Свойства отложений обручевской свиты (средние значения)

Показатели свойств	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси легкие	Суглинки	Глины
Удельный вес	2,70	2,73	2,66	2,68	—
Объемный вес					
в плотном сложении	1,67	1,69	1,52	—	—
в рыхлом сложении	1,38	1,33	1,29	—	—
скелета грунта	1,49—1,65		1,39—1,57	1,64	—
Пористость, %					
в плотном сложении	38	36	41	—	—
в рыхлом сложении	49	52	51	—	—
естественная	39,0—43,8		41—46,6	39	—
Пределы пластичности, %:					
верхний	—	—	—	25—30	32—64
нижний	—	—	—	22—23	20—28
число пластичности	—	—	—	2—7	12—36
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	1,6—5,4 (среднее 2,65)		0,3—0,5 (среднее 0,8)	—	—
Угол естественного откоса:					
при естественной влажности	30°—35°30′		—	—	—
под водой	25°40′—28°30′		—	—	—

Инженерно-геологические условия района благоприятные. Поверхность района удобна для расположения сооружений. С востока на запад по району проходит Каракумский канал, где не отмечено активного проявления отрицательных инженерно-геологических процессов. Сейсмическая активность района 5 баллов. Неблагоприятным фактором является наличие солончаков в южной части района.

Район IЗ$_4$ Мургаб-Тедженский. В геологическом строении района принимают участие верхнечетвертичные и современные дельтовые отложения рек Мургаба и Теджена. Отложения обеих рек представлены часто переслаивающейся толщей песков, супесей, суглинков и глин. Преобладающую роль в разрезе играют пески и супеси. Условия залегания отдельных разностей преимущественно линзовидные. Отмечается невыдержанность отдельных разностей пород как по площади, так и по разрезу. Мощность отложений варьирует в пределах 20—40 *м*. Верхняя часть разреза подверглась эоловой переработке и состоит из современных эоловых песков.

Слившиеся верхнечетвертичные дельты Мургаба и Теджена образуют пологонаклонную к северу и северо-западу равнину, которая осложнена эоловыми накоплениями преимущественно в форме гряд, бугров и кочек. Она изрезана многочисленными староречьями и протоками обеих рек. Поверхность современных дельт — пологонаклонные

равнины, которые в настоящее время используются под орошаемое земледелие.

В дельтах обеих рек гидрогеологические условия характеризуются наличием единого горизонта грунтовых вод, заключенных в дельтовых отложениях. Минерализация вод меняется от 1 *г/л* в зоне влияния рек и ирригационной сети до 80 *г/л* по мере удаления от них. То же самое наблюдается и в глубинах залегания уровня грунтовых вод, которые меняются от 1—2 до 15—16 *м*. Преимущественное распространение имеют сульфатно-хлоридные натриевые воды, хотя имеются и воды другого состава. Соленые воды обладают сульфатной агрессивностью.

Свойства пород дельтовых отложений приведены в табл. 76.

Инженерно-геологические условия района неодинаковые и в общем оптимальные. Так, сейсмичность района растет с востока на запад от 5 до 9 баллов. Геоморфологические условия района в целом благоприятны для возведения различного рода сооружений. В настоящее время район интенсивно осваивается в основном под орошаемое земледелие. К неблагоприятным факторам следует отнести неглубокое залегание агрессивных на бетон грунтовых вод на отдельных участках, а также возможность проявления суффозионно-просадочных явлений в процессе орошения.

Район IЗ$_5$. *Присарыкамышский.* Присарыкамышский район сложен разновозрастными дельтовыми отложениями Амударьи (после поворота ее на север в сторону Арала и Сарыкамышской впадины). Соответственно этапам накопления выделяют: 1) верхнечетвертичные (d Q_3) отложения Шахмуратской дельты, 2) верхнечетвертично-современные (d Q_{3-4}) отложения Декчинской дельты и 3) современные (d Q_4) отложения Дарьялыкской дельты. Они сменяют друг друга с востока на запад. Отложения дельт представлены песками, супесями, суглинками и глинами, но для каждой дельты отмечаются характерные особенности. Для Шахмуратской дельты в разрезе характерно преобладание песков и супесей. Декчинская дельта образовалась в условиях уменьшения скоростей потока, поэтому здесь преобладают суглинки и глины. Дарьялыкские отложения характеризуются примерно одинаковым содержанием как связных (глины, суглинки), так и несвязных (пески, супеси) пород. Общим для отложений всех трех дельт является невыдержанность отдельных разностей пород по площади и разрезу, а также линзовидное залегание. Суммарная их мощность достигает 100 *м*. В южной и западной частях они переработаны эоловыми процессами и на их поверхности распространены массивы эоловых песков.

На крайнем востоке района имеются выходы палеозойских пород, приуроченные к возвышенности Кубатау. Они незначительны по площади и представлены биотитовыми гранитами, которые прорезаны аплитовыми и пегматитовыми жилами и окружены метаморфическими породами, состоящими из сланцев и мраморизованных известняков.

Озерная Присарыкамышская дельта Амударьи образует слабоволнистую равнину. Однообразие равнины нарушается несколькими столовыми останцами плато Устюрт. Дельты изрезаны несколькими старыми протоками Амударьи, глубина вреза наиболее крупных из них около 60 *м*. В южной части встречаются эоловые накопления, представленные барханами, бугристо-грядовыми и ячеисто-грядовыми песками. Достаточно широко, особенно в западной части дельт, распространены суффозионные формы рельефа в виде воронок, котловин и оврагов.

Таблица 76

Свойства дельтовых отложений Мургаба и Теджена (средние значения)

Показатели свойств	Мургаб				Теджен			
	Пески	Супеси	Суглинки	Глины	Пески	Супеси	Суглинки	Глины
Удельный вес	2,67	2,69–2,70	2,72	2,72–2,74	2,66–2,67	2,68	2,69–2,70	2,72–2,74
Объемный вес:								
в предельно плотном сложении	1,65	1,58–1,63	–	–	1,57	–	–	–
в предельно рыхлом сложении	1,37	1,29–1,31	–	–	1,30	–	–	–
скелета грунта	1,57	–	1,41–1,50	1,30–1,67	1,47	1,62	1,49	1,67
Пористость, %:								
в предельно плотном сложении	38,3	39,4–41,4	–	–	43,0	–	–	–
в предельно рыхлом сложении	48,7	51,0–52,0	–	–	48,0	–	–	–
в естественном сложении	43,6	–	45,0–47,0	37,0–50,0	45,0	39,5	40,7	36,0
Пределы пластичности, %:								
верхний	–	28,8	28,0–29,0	38,7	–	–	32,7	43,3
нижний	–	22,2	18,0–20,0	21,2	–	–	19,4	21,1
число пластичности	–	6,6	8,9–9,9	17,5	–	–	13,3	22,2
Влагоемкость, %:								
полная	28,8	–	26,3–27	30,5	33,0	26,0	27,9	23,1
капиллярная	21,1	–	–	–	21,3	23,0	15,2	17,4
максимальная молекулярная	6,3	–	13,6–15,5	19,0	5,3	7,0	13,4	19,4
водоотдача	22,5	–	11,5–12,7	11,5	27,7	19,0	14,5	3,7
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	1,2–2,5	0,6–1,5	0,4	0,005–0,01	0,4–3,5	0,12–2,0	0,3	0,008
Угол естественного откоса:								
в воздушносухом состоянии	33°30′	32°45′	–	–	30°	–	–	–
под водой	24°40′	26°30′		–	25°	–	–	–
Коэффициент внутреннего трения:								
при естественной влажности	0,711	0,562	–	0,001	–	–	0,429	–
при водонасыщении	0,574	0,421	–	0,280	0,570	0,550	–	–
Сцепление, *кГ/см²*:								
при естественной влажности	0	0,2	–	0,1	–	–	0,12–0,49	1,10
при водонасыщении	0	0,05	–	0,35	0	0,12	–	–

Грунтовые воды в пределах дельты вскрываются на глубинах от 1 до 40 *м*, причем минимальная глубина отмечается у Амударьи и ирригационной сети. По минерализации воды пестрые (от 0,6 до 50 *г/л*). Химический состав также отличается разнообразием. Соленые воды обладают сульфатной и углекислотной агрессивностью.

Показатели свойств дельтовых отложений приведены в табл. 77.

Инженерно-геологические условия района в целом благоприятные. Район расположен в 5-балльной сейсмической зоне. Неблагоприятные факторы: суффозионно-просадочные явления в западной части, неглубокое залегание уровня грунтовых вод агрессивных на бетон в восточной части, наличие останцовых возвышенностей, затрудняющих планировку территории.

Область И. Аллювиально-пролювиальные равнины. Область включает следующие районы: $ИИ_1$ — Талимарджанский, $ИИ_2$ — Предкарабильско-Бадхызский, $ИИ_3$ — Восточно-Красноводский.

Район $ИИ_1$. Талимарджанский. Геологическое строение района определяется распространением среднечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений ($a\,l—p\,l\,Q_2$). Они слагают надпойменные террасы горных рек и ручьев, а также слившиеся конусы выноса их на предгорной равнине северо-западных отрогов Гиссарского хребта. Отложения представлены галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами. Преобладают пески, супеси и галечники. Для разреза характерны линзовидность залегания пород, невыдержанность отдельных разностей как по мощности, так и по простиранию. Мощность толщи 40—60 *м*.

Геоморфологически район представляет собой пологонаклонную к северо-западу равнину несколько волнистого характера, по ее периферии отмечаются эоловые накопления в виде барханов и бугров.

Грунтовые воды приурочены к аллювиально-пролювиальным отложениям. Они залегают на глубине 10—22 *м*. По составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 12—36 *г/л* с сульфатной агрессивностью.

Сейсмичность района 5 баллов. Инженерно-геологические условия благоприятны как с точки зрения размещения сооружений на пологонаклонной равнине, так и по гидрогеологическим условиям.

Район $ИИ_2$. Предкарабильско-Бадхызский. Обширную территорию к северу от возвышенностей Карабиль и Бадхыз слагают аллювиально-пролювиальные отложения елчилекской свиты ($a\,l—p\,l\,Q_{1-2}$). Представлены они толщей песков с редкими прослоями супесей и суглинков и единичными прослоями глин. Эти прослои встречаются преимущественно в южной части площади распространения свиты. Максимальные мощности свиты у северного подножия Карабиля 200 *м*. С поверхности отложения перерабатываются эоловыми процессами.

Район представляет собой пологонаклонную с юга на север равнину. В этом же направлении в геоморфологическом строении на фоне равнины выделяются несколько участков со специфическими формами рельефа:

1) останцовые возвышенности, гряды, бугры и котловины;
2) крупные гряды-увалы;
3) мелкие гряды.

Общим для всей равнины является осложнение ее поверхности вторичными эоловыми формами.

Грунтовые воды, содержащиеся в аллювиально-пролювиальных отложениях, залегают на глубинах 10—160 *м*, причем постепенное увеличение глубин идет с севера на юг. Здесь распространены воды с минерализацией до 3 *г/л*, которые по периферии района оконтуриваются

Таблица 77

Свойства дельтовых отложений Амударьи (средние значения)

Показатели свойств	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси легкие	Супеси тяжелые	Суглинки	Глины
Удельный вес	2,69	2,69	2,70	—	2,73	—
Объемный вес:						
в плотном сложении	1,65	1,60	1,57	—	—	—
в рыхлом сложении	1,33	1,20	1,11	—	—	—
скелета грунта	1,41	1,42	1,43	—	1,57	—
Пористость, %:						
в плотном сложении	39	40	42	—	—	—
в рыхлом сложении	51	55	59	—	—	—
естественная	48	46	47	—	42,3	—
Пределы пластичности, %:						
верхний	—	—	—	22,7	31,7	38,9
нижний	—	—	—	16,1	20,3	22,1
число пластичности	—	—	—	6,7	11,4	16,8
Влагоемкость, %:						
полная	24,1	29,1	29,8	—	—	—
максимальная молекулярная	3,0	5,4	11,8	—	—	—
водоотдача	21,1	23,7	18,0	—	—	—
Угол естественного откоса, градус:						
в сухом состоянии	34	34	—	—	—	—
под водой	29	30	—	—	—	—
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	1,1—5,7	0,6—4,1	0,4—2,5	—	—	—
Коэффициент сжимаемости:						
при естественной влажности						
при 1—2 *кГ/см²*	—	—	—	—	—	0,013
„ 2—3 „	—	—	—	—	—	0,015
при водонасыщении						
при 1—2 *кГ/см²*	—	—	—	—	0,018	0,019
„ 2—3 „	—	—	—	—	0,013	0,015
Относительное сжатие, %:						
при естественной влажности						
при 2 *кГ/см²*	—	—	—	—	—	1,1
„ 3 „	—	—		—	—	2,0
при водонасыщении						
при 2 *кГ/см²*	—	—	—	—	2,5	1,4
„ 3 „	—	—	—	—	3,3	2,4
Сопротивление сдвигу:						
при естественной влажности						
сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	—	—	0,425
коэффициент трения	—	—	—	—	—	0,609
коэффициент сдвига при 2 *кГ/см²*	—	—	—	—	—	0,821
„ „ „ 3 „	—	—	—	—	—	0,751
при водонасыщении						
сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	0,305	0,192	0,212
коэффициент трения	—	—	—	0,539	0,505	0,380
коэффициент сдвига при 2 *кГ/см²*	—	—	—	0,691	0,601	0,486
„ „ „ 3 „	—	—	—	0,641	0,596	0,451
Допускаемые нагрузки, *кГ/см²*:						
при естественной влажности	—	—	—	2	3	4
при водонасыщении	—	—	—	1,5	1,7	2

более солеными (до 14—16 *г/л*). Химический состав вод смешанный, хлоридно-сульфатный, сульфатно-хлоридный с преобладанием среди катионов натрия и кальция. Соленые воды обладают сульфатной агрессивностью.

Пески елчилекской свиты по свойствам схожи с песками описанной каракумской толщи.

Сейсмичность района 5—6 баллов. В целом район характеризуется оптимальными инженерно-геологическими условиями. Размещение сооружений несколько затрудняется расчленением рельефа на юге, наличием незакрепленных подвижных песков на севере. Гидрогеологические условия благоприятные.

Район ИИ₃. Восточно-Красноводский. В геологическом строении района принимают участие нерасчлененные нижне-среднечетвертичные пролювиальные отложения ($pl Q_{I-2}$), которые представлены преимущественно песками с прослоями гравия и гальки. Мощность пролювия несколько более 20 *м*.

Район представляет собой пролювиальную равнину, интенсивно переработанную эоловыми процессами. Наиболее широко развиты ячеистые и грядовые формы эолового рельефа.

Подземные воды приурочены к отложениям акчагыльского яруса, которые подстилают пролювий. Они залегают на глубине около 30 *м*. По составу воды хлоридно-сульфатные натриевые и кальциевые с сульфатной агрессивностью и минерализацией около 25 *г/л*.

Инженерно-геологические условия средней степени благоприятности ввиду широкого развития грядового рельефа средней степени расчлененности, а также высокой сейсмичности, равной 8 баллам.

Область К. С абразионно-аккумулятивным типом рельефа. В состав области входят следующие районы; IK_1 — Сарыкамышский, IK_2 — Кумсебшен-Карашорский.

Район IK₁. Сарыкамышский. Среди современных лимнических осадков Сарыкамыша различают несколько комплексов: узбойской стадии стояния ($l Q^1_{IV}$), послеузбойской стадии ($l Q^2_{IV}$), слои с *Cardium edule L.* ($l Q^3_{IV}$) и отложения реликтовых озер ($l Q^4_{IV}$).

Первый комплекс представлен разнозернистыми песками, пористыми супесями, плотными суглинками и гравийно-щебнистыми породами. Последние образуют береговые валы. Наиболее широко развитый второй комплекс состоит из известковистых и огипсованных суглинков, супесей и песков. Комплекс с обилием раковин *Cardium edule L.* сложен песками, супесями и суглинками. Отложения реликтовых озер состоят из кристаллических солей, пластичных засоленных суглинков и глин, а также из илов и супесей. Все эти отложения интенсивно перевеваются. Суммарная их мощность около 20 *м*.

Сарыкамышская котловина представляет собой обширное плоскодонное понижение овальной формы. Она ограничена с востока дельтой Амударьи, а с остальных сторон чинками Устюрта. Борта впадины осложнены абразионно-аккумулятивными террасами, которые фиксируются береговыми валами. На поверхности котловины широко развиты гряды эоловых накоплений. В центральной части котловины сохранились реликтовые озера, которые разделены на две группы грядой Капланкыр.

Гидрогеологические условия характеризуются наличием нескольких водоносных горизонтов. Грунтовые воды залегают на глубине 6—30 *м*. Минерализация их меняется от 0,5 до 50 *г/л*. Состав также разнообразен: от гидрокарбонатного магниево-кальциевого до хлоридного натриевого. Солевые воды с сульфатной агрессивностью. Еще один водоносный горизонт со свободной поверхностью приурочен к апшерон-

акчагыльским отложениям, которые подстилают озерные. Глубина залегания этих вод изменяется от 3 до 24 *м*. Их минерализация равна 20—100 *г/л* при хлоридном натриевом составе, они также обладают сульфатной агрессивностью. Кроме грунтовых вод здесь есть и напорные, заключенные в неогеновых и меловых отложениях. Напоры этих вод достигают 100 *м* и более.

Свойства сарыкамышских отложений приведены в табл. 78.

Таблица 78

Свойства сарыкамышских отложений (средние значения)

Показатели свойств	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Глины и суглинки
Удельный вес	2,68	2,70	2,75—2,77
Объемный вес:			
в предельно плотном сложении	1,84	1,70	—
в предельно рыхлом сложении	1,53	1,40	—
скелета грунта	1,56	1,68	—
Пористость, %:			
в предельно плотном сложении	32	38	
в предельно рыхлом сложении	41	48	—
в естественном сложении	38	42	—
Коэффициент фильтрации в зоне аэрации, *м/сутки*	1,5—2,9	0,7—2,1	—
Пределы пластичности, %:			
верхний	—	—	33—42
нижний	—	—	23—30
число пластичности	—	—	10—15
Сопротивление сдвигу:			
при естественной влажности			
сцепление, *кГ/см²*	0,01—0,05	0,02—0,04	—
угол внутреннего трения, градус	29—34	30—32	
при водонасыщении			
сцепление, *кГ/см²*	0,01	0,01—0,02	—
угол внутреннего трения, градус	29	30—32	—

Сейсмичность района 5 баллов. Инженерно-геологические условия средней сложности из-за развития грядового эолового рельефа. Гидрогеологические условия на некоторых участках неблагоприятные из-за неглубокого залегания агрессивных на бетон грунтовых вод.

Район IK_2. Кумсебшен-Карашорский. После регрессии верхнеплиоценового моря в бессточных впадинах Кумсебшен и Карашор сохранились огромные водоемы озерного типа, в которых в раннечетвертичное время отлагались осадки кумсебшенской свиты (IQ_I). Состав их определялся переотложением дочетвертичных пород и отложением пролювиального материала, сносившегося с окружающих возвышенностей. Они состоят из глин, суглинков и песков с прослоями хорошо окатанных галечников. Мощность свиты 25—30 *м*. В настоящее время эти отложения подвергаются дефляции.

Район представляет собой две впадины. Карашор — вытянутая с юго-востока на северо-запад впадина, поперечный профиль которой характеризуется асимметрией: северо-восточный и восточный борта очень крутые, осложненные многоярусными оползневыми блоками, выработанными в отложениях мела, палеогена и неогена; остальные борта пологие. Кумсебшен имеет округлую форму. Северный и южный чинки крутые, обрывистые. Вдоль южного чинка протягиваются два

террасовых уровня, поверхности которых равнинные. В юго-восточной части поверхность террас осложнена карстовыми формами рельефа.

Грунтовые воды, содержащиеся в озерных отложениях, залегают не глубже 5 *м* Их минерализация изменяется от 3 до 28 *г/л*, а состав от сульфатного натриево-магниевого до хлоридного натриевого Воды обладают сульфатной и выщелачивающей агрессивностью. На Карашоре установлен напорный водоносный горизонт в альбских отложениях. Величина напора 40—100 *м*, а дебит скважин при самоизливе до 100 *л/сек*. По составу воды хлоридные натриевые с минерализациеи около 35 *г/л*

Сейсмичность района 5—6 баллов Инженерно-геологические условия района неблагоприятные Развитие оползней, карста, дефляции, а также неглубокое залегание агрессивных на бетон грунтовых вод делают освоение этого района трудно осуществимым

РЕГИОН II. АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В состав региона входят четыре крупные геоструктурные единицы: Копетдагское горное складчатое сооружение и Малый Балхан, мегантиклиналь Большого Балхана; Предкопетдагский краевой прогиб, Западно-Туркменская впадина. Эти крупные единицы выделяются в качестве инженерно-геологических регионов второго порядка

Регион II_1. Копетдагское горное складчатое сооружение и Малый Балхан

По геоморфологическим особенностям в пределах региона выделены три области: с эрозионно-тектоническим, денудационно-тектоническим и эрозионно-аккумулятивным типами рельефа (речные долины).

Область А. С эрозионно-тектоническим типом рельефа В состав области входят два района. II_1A_1 — Горно-Бадхызский и II_1A_2 — Центрально-Копетдагский

Район II_1A_1. Горно-Бадхызский Горно-Бадхызский район представляет собой крайнюю восточную часть Копет-Дага, заходящую в пределы Туркмении В геологическом строении района принимают участие в основном меловые отложения, кое-где перекрытые четвертичными элювиально-делювиальными и пролювиальными образованиями.

Нижнемеловые отложения представлены плотными мергелями верхнего баррема (Cr_1b^2) мощностью около 90 *м*, мергелистыми глинами и мергелями апта (Cr_1ap) мощностью до 70 *м* и слоистыми глинистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками альба (Cr_1al) мощностью 180 *м*

Верхнемеловые отложения представлены мергелистыми глинами сеномана (Cr_2cm) мощностью 110 *м*, мергелями турона (Cr_2t), мергелями, сланцеватыми глинами и глинистыми песчаниками сенона мощностью до 850 *м* и красноцветными отложениями (глинистыми песчаниками и песчанистыми гипсоносными глинами) датского яруса (Cr_2d).

Четвертичные отложения имеют незначительную мощность и локальное распространение Морфологически район представляет собой ряд куэстовых гряд, выработанных в меловых отложениях

Подземные воды приурочены к верхнемеловым отложениям Воды преимущественно пресные гидрокарбонатно-сульфатные натриевые напорные

Породы, слагающие район, в большинстве своем полускальные, прочные, практически водонепроницаемые Глины, встречающиеся в меловых отложениях, обычно высокой степени литификации.

Район расположен в 6-балльной сейсмической зоне. Инженерно-геологические условия его неблагоприятные из-за сильной расчлененности рельефа и возможности осыпей, обвалов.

Район II_1A_2. Центрально-Копетдагский. В геологическом строении Центрального Копет-Дага принимают участие отложения юрской, меловой, палеогеновой и неогеновой систем, причем наибольшее распространение имеют меловые отложения.

Юрские отложения представлены плотными битуминозными известняками с мергелистыми прослоями, которые сменяются чередующимися известняками и мергелями с прослоями гипса и ангидрита. Затем следуют кристаллические известняки с мергелистыми прослоями. Эти породы относят к кимериджскому и титонскому (J_3km+t) ярусам. Мощность отложений до 430 *м*.

Нижнемеловые отложения представлены толщей неокомских известняков и мергелей с прослоями песчаников, глин и алевролитов мощностью до 1500 *м* и апт-альбской толщей песчаников, глин и алевролитов мощностью около 1400 *м*.

Верхнемеловые отложения состоят из глинистых песчаников с прослоями алевролитов и песчанистых глин турона, плотных мергелей и мергелистых известняков с прослоями глин сенона, мергелей и мергелистых глин датского яруса.

Палеогеновые отложения обнажаются нешироко и представлены песчаниками, глинистыми песчаниками, гипсоносными глинами и молассоидными отложениями.

Отложения неогена состоят из морских и континентальных образований. В низах разреза присутствуют конгломераты, песчаники и песчанистые глины континентального генезиса. На них залегают морские конгломераты с прослоями известняков и известковистых глин мощностью около 15 *м*. Еще выше залегает 400-метровая толща известняков, мергелей и известковистых глин и песчаников. Они перекрыты мощной (до 1000 *м*) толщей континентальных конгломератов и песчаников. Над этой толщей распространен морской песчано-мергелистый комплекс отложений акчагыла. Венчает разрез толща галечников континентального генезиса мощностью до 200 *м*.

Четвертичные отложения представлены галечниками, щебнем и супесями элювия, делювия и аллювия. Они имеют незначительную мощность.

В пределах района отмечается полное соответствие орографических единиц тектоническим структурам. Бо́льшая часть района характеризуется среднегорным рельефом с максимальной глубиной расчленения до 500 *м*. По северной окраине района развит адырный и бедлендовый рельеф. Для Центрального Копет-Дага характерно наличие многочисленных ущелий, некоторые из них являются долинами мелких рек. Долины почти прямые, короткие, неширокие. В долинах прослеживаются две аккумулятивные террасы и редко третья, эрозионная. Из физико-геологических процессов можно отметить деструкцию склонов. В некоторых долинах возможны сели.

Гидрогеологические условия района очень сложные. К речным долинам приурочены подрусловые потоки грунтовых вод, заключенных в аллювиальных отложениях. Воды преимущественно пресные. Несколько напорных водоносных горизонтов заключено в меловых и палеогеновых отложениях. Воды обычно пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

В инженерно-геологическом отношении в этом районе представляют интерес долины рек. Горное складчатое сооружение с резко расчлененным рельефом, наличием адыров и бедленда под строительство

использовать очень трудно. Следует отметить также высокую (8—9 баллов) сейсмичность района и возможность проявления осыпей, обвалов и селей.

Область В. С денудационно-тектоническим типом рельефа. Область состоит из трех районов: II_1B_1 — Восточно-Копетдагский, II_1B_2 — Западно-Копетдагский, II_1B_3 — Мало-Балханский.

Район II_1B_1. Восточно-Копетдагский. В восточном Копет-Даге обнажаются породы мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. На большей части территории распространены континентальные отложения неогена.

Нижнемеловые отложения состоят из двух комплексов: неокомского, представленного известняками, и апт-альбского, сложенного песчаниками, песчано-глинистыми породами и аргиллитами. Суммарная мощность отложений более 600 *м*. Верхнемеловые отложения состоят из песчаников, глин, мергелей и известняков. Глины и песчаники датского яруса огипсованы. Суммарная мощность отложений более 700 *м*.

Палеогеновые отложения представлены известняками, доломитами, гипсоносными глинами и песчаниками, а верхняя часть разреза — континентальными молассоидными отложениями. Мощность палеогена 1000 *м*.

Неогеновые отложения состоят из конгломератов, песчаников, песчанистых глин и суглинков суммарной мощностью более 1000 *м*.

Четвертичные отложения состоят из галечников, щебенки, супеси, суглинков элювиально-делювиального и аллювиального генезиса незначительной мощности.

Восточный Копет-Даг заходит в пределы Туркмении частично и его восточная оконечность характеризуется низкогорным рельефом. В части, примыкающей к Центральному Копет-Дагу, развит также среднегорный рельеф. Долины рек узкие, русла круто врезанные. В долины открываются короткие глубоко врезанные овраги. В долинах различают галечниковую пойму и две надпойменные террасы. Здесь имеются селеопасные участки, приуроченные к речным и сухим долинам.

Основной водоносный горизонт связан с отложениями палеогена. Он мало водообилен, источники имеют дебиты до 1 *л/сек*. Воды по составу сульфатно-хлоридные натриевые с сульфатной агрессивностью и минерализацией 3—28 *г/л*. Под руслами речек имеются подрусловые потоки грунтовых вод в аллювиальных галечниках. Минерализация вод до 5 *г/л*.

Сейсмичность района 7—8 баллов. В инженерно-геологическом отношении он неблагоприятный. Рельеф района расчлененный, низкогорный; долины рек короткие, круто врезанные, широко развита овражная сеть. Имеют место обвалы, осыпи и сели.

Район II_1 B_2. Западно-Копетдагский. В Западном Копет-Даге обнажаются меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Нижнемеловые отложения представлены известняками, мергелями, песчаниками, глинами и алевролитами суммарной мощностью до 2000 *м*.

Наиболее широко распространены палеогеновые отложения, которые представлены толщей глин, иногда опесчаненных и в большинстве случаев огипсованных, с прослоями мергелей. Мощность толщи более 1500 *м*.

Неогеновые отложения состоят из пород морского и континентального генезиса. Морские отложения представлены песками и глинами с прослоями мергелей и песчаников, а континентальные — конгломерато-песчано-глинистой толщей мощностью до 1300 *м*.

Четвертичные отложения представлены элювиально-делювиальным щебнем, супесями, суглинками, а по долинам рек — аллювиально-про-

лювиальными галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами. Мощность элюво-делювия незначительная. На водоразделах и склонах гор встречаются лёссовидные породы, генезис которых в настоящее время не выяснен.

Район характеризуется прямым и инверсионным рельефом, в основном низкогорным, встречаются также бедлендовые и адырные формы рельефа. Речные долины приурочены к синклинальным понижениям. Они широкие, с поймой и тремя надпойменными террасами.

В районе имеется несколько водоносных горизонтов. Грунтовые воды приурочены к аллювиальным отложениям. Они вскрыты на глубинах от 2 до 24 *м*. По составу воды хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией от 24 до 86 *г/л* с сульфатной агрессивностью.

В акчагыльских отложениях содержатся напорные хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 50 *г/л*. Они обладают сульфатной агрессивностью. Кроме того напорные воды, пестрые по минерализации и химическому составу, приурочены к отложениям мела.

Сейсмичность района 7—8 баллов. С инженерно-геологической точки зрения интерес представляют речные долины, так как собственно Западный Копет-Даг характеризуется сильно расчлененным низкогорным рельефом, адырами и бедлендом. Широкие долины с поймой и надпойменными террасами пригодны для размещения сооружений. Определенную опасность представляют селевые потоки по долинам и возможные просадки в местах распространения лёссовидных пород.

Район II_1 B_3. Мало-Балханский. В Малом Балхане на поверхности обнажаются отложения мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Эти отложения по литологии сходны с соответствующими породами Западного Копет-Дага.

Нижнемеловые отложения представлены известняками, песчаниками, песками, глинами и аргиллитами, верхнемеловые — глинами, глинистыми мергелями и песчаниками.

Палеогеновые отложения — это мощная толща загипсованных глин с прослоями песчаников.

Неогеновые отложения состоят из морских глин, песчаников и мергелей и континентальных конгломерато-песчано-глинистых пород.

Четвертичные отложения представлены элювиально-делювиальными и пролювиальными породами небольшой мощности.

Орографически Малый Балхан представляет собой относительно высокий асимметричный хребет. Узкий сглаженный гребень его к северу обрывается крутым уступом, южный склон более пологий. Водораздельная часть хребта — древняя денудационная поверхность, представляющая собой холмисто-увалистый рельеф с амплитудой расчленения до 30 *м*. У подножия Малого Балхана имеются суффозионно-карстовые формы рельефа.

Подземные воды заключены в пролювиальных отложениях. Глубина залегания вод 20—25 *м*. Воды пресные хлоридного натриевого состава.

Район характеризуется неблагоприятными инженерно-геологическими условиями из-за резкой расчлененности рельефа, высокой сейсмичности (9 баллов и более), проявлений суффозионно-карстового процесса у подножия хребта.

Область Г. Эрозионно-аккумулятивными формами рельефа (речные долины). В пределах Копет-Дага имеется одна крупная долина р. Атрек с притоками Сумбар и Чандыр и несколько долин более мелких рек. Последние рассмотрены при описании геоморфологии Копет-Дага. Здесь рассматриваются инженерно-геологические условия долины Атрека с притоками.

В долине Атрека на поверхности распространены верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения, состоящие из галечников, песков, супесей, суглинков и глин с типичными для аллювия условиями залегания и переменной мощностью. Долина приурочена к синклинальным понижениям. Она широкая с тремя эрозионно-аккумулятивными террасами.

Водообильность пород низкая. Глубина залегания грунтовых вод, содержащихся в аллювиальных отложениях, составляет 3—5 *м*. По составу воды хлоридные натриевые с минерализацией 50—90 *г/л*, они характеризуются сульфатной агрессивностью. В виде небольших линз встречаются пресные воды.

Долина Атрека разработана, имеет террасовые уровни, на которых может осуществлять строительство. Свойства аллювиальных пород изучены недостаточно. К неблагоприятным факторам можно отнести: селевые паводки, неглубокое залегание агрессивных на бетон грунтовых вод, высокую сейсмичность (7—8 баллов).

Регион II_2. Мегантиклиналь Большого Балхана

Большой Балхан представляет собой самостоятельную структурную единицу. В его геологическом строении принимают участие палеозойские, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. По геоморфологическим особенностям можно выделить несколько геоморфологических областей.

Породы палеозойского возраста представлены магматическим комплексом, состоящим из биотитовых гранитов и кварцевых порфиров.

Юрские породы состоят из песчаников и известняков, а выше по разрезу из известняков и доломитов. Мощность до 300 *м*.

Нижнемеловые отложения представлены известняками неокома, глинами и песчаниками апта и альба. Их мощность до 1200 *м*.

Верхнемеловые отложения имеют незначительное распространение и представлены песчаниками, мергелями и известняками мощностью 500 *м*.

Палеогеновые отложения также имеют незначительное распространение на северном крыле антиклинали Большого Балхана. Они представлены песчаниками, трепеловидными сланцами, бентонитовыми глинами, гипсоносными глинистыми песчаниками и песчанистыми глинами. Их мощность до 400 *м*.

Неогеновые отложения представлены континентальными конгломератами, гравийными песчаниками, суглинками и глинами мощностью 200—250 *м* и морскими отложениями акчагыльского (N_2^3ak) и апшеронского (N_2^3ap) ярусов. Акчагыльские отложения состоят из известняков, мергелей и известковистых глин, реже из песков и песчаников. Их мощность варьирует от 10 до 100 *м*. Апшеронские отложения состоят из глин, песчаников, мергелей и известняков мощностью около 10 *м*.

Четвертичные отложения представлены морскими хвалынскими (Q_3hv) песками, песчаниками и галечниками мощностью 10—20 *м*, континентальными пролювиальными галечно-песчано-глинистыми породами, элювиально-делювиальными отложениями незначительной мощности и современными эоловыми песками, которые являются продуктом переработки более древних пород.

В орографическом плане выделяются собственно Большой Балхан, Огланлинская гряда и заключенные между ними холмогорья Курт-Любиль. Большой Балхан — высокий горный хребет, водораздельная поверхность которого наклонена к югу и сильно расчленена на склонах. С севера и северо-запада хребет обрывается крутым уступом. Денуда-

ционные формы рельефа окаймлены аккумулятивными пролювиальными наклонными равнинами Огланлинская гряда и Курт-Любиль характеризуются низкогорным холмисто-грядовым рельефом

В пределах Большого Балхана подземные воды содержатся во всех стратиграфических комплексах, обнажающихся на поверхности Большинство из них имеет локальное распространение Для всех водоносных горизонтов, заключенных в юрских, меловых и неогеновых отложениях, характерно наличие пресных (до 2 *г/л*) вод преимущественно сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава Имеются и другие модификации состава Наиболее водообильны среднеюрские отложения Подземные воды выклиниваются в виде источников

В целом Большой Балхан находится в неблагоприятных инженерно-геологических условиях Это определяется расчлененностью горного рельефа и высокой сейсмичностью (более 9 баллов) Строительство возможно на предгорной равнине, где условия оптимальные

Регион II_3. Предкопетдагский краевой прогиб

Предкопетдагский краевой прогиб представляет собой глубокую депрессию, расположенную между Копетдагским складчатым сооружением и эпигерцинской платформой Он выполнен толщей кайнозойских отложений На поверхности залегает мощная (более 100 *м*) толща четвертичных пролювиальных отложений, которые представлены валунами, галькой, гравием, песками и супесчано-суглинистыми породами Наблюдается дифференциация пород по площади По мере удаления от гор крупность материала уменьшается На поверхности, как правило, залегают супесчано-суглинистые породы, подстилаемые галечниками

Геоморфологически регион представляет собой наклонную к северо-западу равнину Продольный профиль равнины имеет волнистый характер Конусы выноса рек, стекающих с Копет-Дага, образуют повышения с пологими склонами, а межконусные понижения занимают пространства между ними Из современных физико-геологических процессов можно отметить суффозионно-карстовые и просадочные Здесь происходит разгрузка селевых потоков, возникающих в Копет-Даге По границе с Каракумами идет процесс эолового наноса песков на равнину

К пролювиальным отложениям приурочен поток грунтовых вод с уклоном в сторону Каракумов Глубина залегания грунтовых вод уменьшается от 8 *м* у гор до 3—5 *м* на границе с Каракумами Минерализация вод повышается в том же направлении от 0,5 до 10—15 *г/л* Значительное влияние на гидрогеологическую обстановку оказывают Каракумский канал и ирригационные воды, пополняющие запасы грунтовых вод и, наоборот, водоснабжение городов и поселков, уменьшающие их

Предгорная равнина Копет-Дага является наиболее заселенной частью республики Здесь сосредоточены города и поселки, многочисленные колхозы и совхозы с разнообразным комплексом промышленных, гражданских, дорожных, гидротехнических и ирригационных сооружений Основанием для всех них служат пролювиальные отложения, свойства которых приведены в табл 79 Свойства пород удовлетворительные для возведения на них сооружений Однако на некоторых участках, особенно у Западного Копет-Дага, связные грунты вплоть до глин просадочны Рельеф региона (пологонаклонная равнина) также благоприятствует размещению сооружений Сейсмические условия характеризуются разнообразием в центральной части сейсмичность 9 баллов и более, в восточной и западной частях 7—8 баллов Из неблагоприятных факторов следует отметить суффозионно-просадочные явле

Таблица 79

Свойства пролювиальных отложений (средние значения)

Показатели свойств	Гравий и галька	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси легкие	Супеси тяжелые	Суглинки	Глины
Удельный вес	2,65	2,69	2,70	2,71	2,71	2,74	2,73
Объемный вес:							
в плотном сложении	—	1,61	1,63	1,57	—	—	—
в рыхлом сложении	—	1,38	1,31	1,21	—	—	—
скелета грунта	2,13	—	—	1,48	1,44	1,53	1,63
Пористость, %:							
в плотном сложении	—	39	39	42	—	—	—
в рыхлом сложении	—	48	51	55	—	—	—
естественная	19,8	—	—	46	46	44	40
Влагоемкость, %:							
полная	—	28—31		—	30	29	—
максимальная молекулярная	—	14—17		—	15	16	16
капиллярная	—	—	—	—	25	26	—
водоотдача	—	14		—	15	13	—
Коэффициент трения	—	—	—	—	0,560	0,521	0,371
Сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	—	0,10	0,12	0,30
Коэффициент сдвига:							
при 2 *кГ/см²*	—	—	—	—	0,609	0,580	0,517
„ 3 „	—	—	—	—	0,593	0,570	0,470
Нагрузки предела пропорциональности по С. П. Шеляпину, *кГ/см²*	—	—	—	—	2,8	2,3	2,15

ния (у ст. Баба-Дурмаз и у Западного Копет-Дага), селевые потоки, стекающие с Копет-Дага на равнину. Инженерно-геологические условия региона можно считать благоприятными.

Регион II_4. Западно-Туркменская впадина

По геоморфологическим особенностям регион делится на две области: морскую равнину и дельтовую равнину р. Атрек.

Область Е. Морской равнины. В геологическом строении области принимают участие бакинские (Q_1b), хазарские (Q_2hz), хвалынские (Q_3hv) и новокаспийские (Q_4nk) морские отложения. Из них наиболее широко распространены морские хвалынские отложения, которые представлены преимущественно песками, галечниками, реже супесями, суглинками, глинами, песчаниками и известняками. Остальные отложения обнажаются в виде отдельных небольших пятен. Суммарная мощность отложений около 80 *м*.

Геоморфологически — это плоская равнина с эоловыми накоплениями в виде бугров. Отмечено несколько брахиантиклинальных структур, на которых развит холмисто-грядовый, иногда куэстовый рельеф. Вдоль побережья Каспийского моря расположено несколько грязевых вулканов с хорошо выраженным вулканическим конусом и пологими склонами. На некоторых участках развиты солончаки и шоры.

Подземные воды заключены в хвалынских и новокаспийских отложениях. Глубина их залегания изменяется от 1 до 30 *м*. Воды высокоминерализованные (10—100 *г/л* и более), по составу преимущественно хлоридные натриевые и обладают сульфатной агрессивностью.

Свойства морских четвертичных отложений приведены в табл. 80.

Таблица 80

Свойства хвалынских отложений (средние значения)

Показатели свойств	Пески разнозернистые	Пески среднезернистые	Пески мелкозернистые	Пески тонкозернистые	Супеси тяжелые	Суглинки легкие	Суглинки тяжелые	Глины
Удельный вес	2,66	2,72	—	—	2,74	2,72	2,74	2,75
Объемный вес:								
в плотном сложении	1,81	1,78	1,75	1,78	—	—	—	—
в рыхлом сложении	1,32	1,35	1,36	1,26	—	—	—	—
скелета грунта	—	1,42	1,60	—	1,60	1,69	—	—
Коэффициент пористости:								
в плотном сложении	0,431	0,499	0,523	0,494	—	—	—	—
в рыхлом сложении	1,015	1,013	0,984	1,106	—	—	—	—
естественный	—	0,915	0,668	—	0,704	0,608	—	—
Пределы пластичности, %:								
верхний	—	—	—	—	35,3	36,3	39,2	44,5
нижний	—	—	—	—	20,1	20,8	21,6	23,1
число пластичности	—	—	—	—	15,2	15,7	17,6	21,4
Сопротивление сдвигу:								
коэффициент внутреннего трения	—	—	—	—	0,497	0,555	—	—
сцепление, *кГ/см²*	—	—	—	—	0,401	0,100	—	—

Инженерно-геологические условия области средней степени благоприятны. Они усложняются непостоянной сейсмичностью, изменяющейся от 6 до 9 баллов, наличием участков с неглубоким залеганием уровня агрессивных на бетон грунтовых вод и наличием солончаков и шоров.

Область 3. Дельтовая равнина р. Атрек. Дельтовая равнина сложена верхнечетвертичными и современными дельтовыми отложениями р. Атрек, в которых иногда встречаются прослои новокаспийских морских отложений. Дельтовые отложения состоят преимущественно из супесей и суглинков с прослоями песков и глин. Залегание отдельных разностей пород линзовидное, с частым замещением по площади и разрезу. Мощность отложений изменчива, подстилаются они морскими средне- и верхнечетвертичными отложениями.

Морфологически дельта представляет собой плоскую слаборасчлененную равнину, наклоненную на запад. Западная часть дельты переработана морем и относится уже к морской равнине. В западной части дельты развит песчаный грядовый рельеф. Высота гряд достигает 40—60 *м*, склоны их асимметричны. На западных склонах развита овражная сеть. В центральной части дельты сохранились неглубокие староречья и русла.

Грунтовые воды в дельтовых отложениях залегают на глубине 2—16 *м*. Они хлоридного натриевого состава с минерализацией более 50 *г/л* и сульфатной агрессивностью.

Сейсмичность области 6—7 баллов. Инженерно-геологические условия ее в целом благоприятные. Свойства отложений изучены недостаточно. Известно, что объемный вес глин в естественном сложении в среднем равен 1,89, тяжелых суглинков 1,72, легких суглинков 1,55; соответственно объемный вес скелета грунта равен 1,53; 1,50 и 1,39. Удельный вес песков 2,71, объемный вес скелета грунта 1,50 и пористость 44,6%. Коэффициент фильтрации связных грунтов равен 0,01—0,08 м/сутки, супесей легких — 0,6 *м/сутки*, песков 1,6 *м/сутки*. Грунты в основном непросадочные. На некоторых участках неглубокое (около 2 *м*) залегание грунтовых вод.

РЕГИОН III. ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕНИЧЕСКИЙ

В этом регионе выделено два региона второго порядка: III_1 — складчатое поднятие отрогов Гиссарского хребта и III_2 — Кушкинская складчатая зона.

Регион III_1. Складчатое поднятие отрогов Гиссарского хребта

По геоморфологическому строению регион делится на две области с эрозионно-тектоническим типом рельефа и аллювиально-пролювиальную равнину.

Область А. С эрозионно-тектоническим типом рельефа. Эта область включает Гаурдак-Кугитангские горы, являющиеся отрогами Гиссарского хребта. В пределах области на поверхности обнажаются юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения.

Верхнеюрские отложения представлены келловей-оксфордской толщей известняков с прослоями мергелей и мергелистых глин, кимеридж-титонской пачкой гипсов и каменной соли. В верхах титонских отложений имеется пачка песчаников и глин. Общая мощность отложений верхней юры 1600—1700 *м*.

Нижнемеловые отложения представлены переслаивающейся толщей глин, известняков, красноцветных глин и аргиллитов, в середине разреза есть гипсы и известняки, в верхней части — глины. Общая мощность до 800 *м*.

Верхнемеловые отложения сложены преимущественно известняками и глинами с прослоями мергелей, гипсов и песчаников мощностью до 1700 *м*.

Палеогеновые отложения представлены известняково-гипсовой толщей бухарского яруса мощностью около 150 *м*. Выше залегают сланцеватые известковистые гипсоносные глины мощностью более 100 *м*. Над морскими глинами залегает пачка песчанистых глин и песчаников континентального генезиса. Нижние горизонты этой пачки соответствуют олигоцену, а верхние, по-видимому, имеют неогеновый возраст.

Четвертичные отложения представлены элювиально-делювиальными чехлом и аллювиально-пролювиальными отложениями речек, стекающих с гор. Отложения имеют незначительную мощность.

Геоморфологические особенности области заключаются в наличии нескольких ступеней рельефа. Наиболее высокой из них отвечает вершинная часть хребта Кугитангтау. Ниже идет среднегорный рельеф Гаурдакских гор. Третья ступень — это низкогорные куэсты, холмисто-грядовый и пологоувалистый рельеф.

Сложность геологического строения области обусловила и сложность гидрогеологических условий. Здесь имеется несколько водоносных горизонтов, приуроченных к неогеновым, меловым и юрским отложениям. Наиболее водообильны верхнеюрские породы. В них содержатся напорные воды, различные как по составу, так и по минерализации (от пресных гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых рассолов — 395 *г/л*). Грунтовые воды содержатся в неогеновых и меловых отложениях. Глубина их залегания изменяется от 1 до 25 *м*. Встречаются пресные сульфатные кальциевые воды и хлоридно-сульфатные натриевые соленые и рассольные воды с минерализацией 10—100 *г/л*, обладающие сульфатной агрессивностью.

Инженерно-геологические условия благоприятны лишь в предгорьях Гаурдак-Кугитанга, на остальной части рельеф резко расчлененный средне- и высокогорный. Породы преимущественно полускальные. Сейс-

мичность района 6 баллов. Возможны проявление карста в известняках и соляной карст.

Область И. Аллювиально-пролювиальной равнины. Аллювиально-пролювиальная равнина окаймляет юго-западные отроги Гиссарского хребта. Отложения этой равнины образовались в результате сноса с гор и отложения на равнине обломочного материала реками и ручьями. Различают средне- и верхнечетвертичные отложения. Первые слагают вторые и третьи надпойменные террасы горных рек, а также прилегающие к хребтам крутонаклонные участки предгорной равнины. Они представлены рыхлыми галечниками, перекрытыми лёссовидными отложениями мощностью до 2 *м*. Общая мощность отложений около 20 *м*. Верхнечетвертичные отложения слагают первую надпойменную террасу горных рек и слившиеся конусы выноса этих рек, образующих плоскую предгорную равнину. В состав этих отложений входят галечники, пески, супеси, суглинки и глины. Условия залегания аллювия — пролювия характеризуются уменьшением крупности материала по мере удаления от гор, а также линзовидностью, невыдержанностью и замещением пород по площади и глубине. На предгорной равнине мощность отложений достигает 40—60 *м*.

Морфологически равнина представляет собой плоскую поверхность, наклоненную на юго-запад. У места выхода на равнину р. Кугитангдарьи ее долина хорошо разработана и имеет четыре надпойменные террасы.

К аллювиально-пролювиальным отложениям приурочены подземные воды с глубиной залегания от 0,5 до 20 *м*. Воды хлоридные натриевые с сульфатной агрессивностью и минерализацией 11—76 *г/л*. В верховьях Кугитангдарьи имеются пресные воды.

Сейсмичность области 6 баллов. Инженерно-геологические условия ее в целом благоприятные как с точки зрения размещения сооружений, так и характера пород, свойства которых, правда, изучены недостаточно. Следует отметить отсутствие просадочных разностей. Имеются неблагоприятные участки с неглубоким залеганием агрессивных на бетон грунтовых вод.

Регион III_2. Кушкинская складчатая зона

В пределах региона на поверхности обнажаются палеогеновые отложения, представленные глинами, песчаниками, известняками и мергелями общей мощностью около 150 *м*. Кроме осадочных пород, встречаются эффузивные: андезиты, андезитовые туфы и туфобрекчии. Мощность эффузивного покрова 40 *м*.

Регион характеризуется низкогорным резкорасчлененным холмисто-грядовым рельефом. Гидрогеологические условия определяются наличием напорного водоносного горизонта в отложениях палеогена. Воды сульфатно-хлоридного натриевого состава с сульфатной агрессивностью и минерализацией около 10 *г/л*. Одна из скважин дала самоизлив этих вод.

Сейсмичность региона 6 баллов. Инженерно-геологические условия неблагоприятные из-за повсеместной резкой расчлененности рельефа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии впервые обобщен и проанализирован очень большой разносторонний материал по подземным водам Туркмении, полученный в результате многолетних исследований. Дана оценка значения подземных вод для народного хозяйства республики и намечены основные направления дальнейшего гидрогеологического изучения территории.

Приведена характеристика гидрогеологических условий по главнейшим гидрогеологическим структурам и установлены основные гидрогеологические закономерности, указывающие на большое разнообразие условий, определяемое совокупностью геологических и физико-географических факторов. Это дало основание в соответствии со структурно-тектоническим районированием выделить артезианские бассейны, типичные для эпипалеозойской платформы (восточная часть Среднекаспийского и Каракумский), артезианские бассейны, связанные с альпийскими геосинклинальными областями (Западно-Туркменский), бассейны трещинных вод, приуроченные к горноскладчатым сооружениям геосинклинального и переходного к платформенному типов, складчатые области (Копет-Даг, Большой Балхан, Гаурдак-Кугитангский район и др.).

В артезианских бассейнах платформенной области (Среднекаспийский и Каракумский) подземные воды разных типов приурочены к водопроницаемым толщам песков, трещиноватых песчаников и известняков мезозойских и кайнозойских отложений. Роль водоупоров играют толщи глин, мергелей, плотных известняков и галогенных пород. Региональным водоупором на большей части площади служит мощная палеогеновая мергелистая и глинистая толща, за исключением юго-восточной части Каракумского бассейна, где она включает водоносные горизонты. Для западной половины этого бассейна характерно развитие водоупорных карбонатных верхнемеловых отложений, а для юго-восточной части — верхнеюрских галогенных пород.

Выше регионального водоупора широко распространены терригенные четвертичные и неогеновые отложения с грунтовыми поровыми водами инфильтрационного питания. Они разгружаются за счет дренирования долинами и бессточными впадинами, испарения, погружения в подстилающие горизонты и подземного стока за пределы рассматриваемых бассейнов. Подземные воды в этой части разреза разнообразны по минерализации и составу, преобладают солоноватые и соленые хлоридные натриевые воды. Пресные воды распространены спорадически и располагаются обычно под такырными водосборами, крупными ирригационными каналами, в районах крупных массивов эоловых песков и в предгорных шлейфах. Водообильность пород изменяется от 5 до 20 *л/сек*, реже до 30 *л/сек*. Верхняя часть разреза мощностью в десятки и сотни метров характеризуется сравнительно интенсивным водообменом до глубины вреза гидрографической сети и бессточных впадин,

а ниже, особенно в периферийных частях бассейнов, — затрудненным водообменом.

Движение подземных вод в целом согласуется с рельефом поверхности и направлено от областей питания к областям разгрузки с уменьшением скорости с глубиной.

Ниже регионального водоупора на глубинах 350—3500 *м* и более распространены мезозойские водоносные отложения. Подземные воды трещинно-пластового типа приурочены к трещиноватым песчаникам, алевролитам и известнякам. Они преимущественно соленые и рассольные (35—540 *г/л*) хлоридные натриевые, кальциевые и магниевые, обогащенные йодом, бромом и другими компонентами. По составу газа воды азотные, азотно-метановые, а на отдельных участках углеводородные. Водообильность пород меняется от долей до единиц литра в секунду. Области питания и создания напоров подземных вод располагаются за пределами бассейна. Для подземных вод характерны мало подвижный режим и весьма затрудненный водообмен. Направления движения подземных вод весьма сложны и в целом мало изучены. Имеются предположения, с одной стороны, о движении вод от горных сооружений и периферических частей бассейнов к центральным, а с другой — о движении седиментационных вод от центральной области наибольшего прогибания с большим геостатическим давлением к бортам бассейнов.

В соответствии с гидродинамическими условиями для бассейнов в целом характерны закономерные, обычно зональные изменения минерализации и состава вод, выраженные в приуроченности пресных, солоноватых вод, а также вод разной минерализации и состава к областям с интенсивным водообменом, соленых вод — к плохо промытым толщам морских отложений, находящихся в условиях замедленного движения и удаленных от областей питания и подвергающихся процессам метаморфизации. Рассолы занимают наиболее глубокие части бассейнов мощностью от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

Температура подземных вод также увеличивается с глубиной, при этом на глубинах 1500 *м* характерны холодные и теплые воды, 800—2500 *м* — слабо горячие и горячие, 1200—3000 *м* — весьма горячие, а глубже — перегретые воды. Интенсивность увеличения температуры различна, что создает и неодинаковые по величине геотермические ступени в разных районах. Геотермические градиенты также неравномерны, но снижаются с глубиной.

Западно-Туркменский бассейн, приуроченный к глубокой депрессии геосинклинального типа, отличается тем, что в надпалеогеновой части его разреза находится мощная тектонически нарушенная толща неогеновых и четвертичных отложений с множеством гидравлически связанных между собой или местами экранированных тектоническими нарушениями водоносных и нефтегазоносных горизонтов. Поровые и трещинные подземные воды залегают на глубине от нескольких сотен до нескольких тысяч метров. Это в основном высоконапорные, термальные, хлоридные натриевые и кальциево-натриевые рассолы разной концентрации, содержащие йод и бром и дающие высокие дебиты скважин. Подпалеогеновая часть разреза этого бассейна не изучена. Характер изменения минерализации и состава подземных вод здесь очень сложен, но в целом отмечается снижение концентрации рассолов с глубиной и изменение солевого состава за счет увеличения содержания в их составе гидрокарбонатных ионов. По составу газов эти газоносные рассолы характеризуются преобладанием углеводородов, особенно на нефтегазоносных структурах, тогда как за их пределами чаще распространены азотные или метано-азотные воды. Основное движение подземных вод

глубоких частей разреза — от центра к периферии бассейна, что устанавливается по снижению гидростатических напоров.

Складчатые области, где мезозойские отложения обнажены (Копет-Даг, Малый Балхан, Туаркыр, Большой Балхан, Кугитангтау), образуют мощный водоносный комплекс трещинно-пластовых и трещинно-жильных вод, питающихся в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных водотоков, а в Копет-Даге и за счет подземного притока вод с высокогорных областей, расположенных за пределами республики. Разгружаются воды выходами источников и подземным стоком в пролювий предгорий. Дебиты источников изменяются от десятых долей до десятков и даже сотен литров в секунду. Многодебитные источники связаны с закарстованными карбонатными породами. В гидродинамическом отношении массивы трещинных вод представляют собой мощную (до 1000 *м* и более) зону интенсивного водообмена, определяемую глубиной вреза гидрографической сети, с которой в основном связаны пресные или разные по минерализации (до солоноватых) воды. В более глубоких частях разреза в разных массивах на разных глубинах отмечаются соленые воды и даже рассолы (Копет-Даг).

Артезианские бассейны разных типов и сопряженные с ними горные сооружения в гидрогеологическом отношении тесно связаны между собой. Эта связь обусловлена прежде всего тем, что горные массивы являются областями питания прилегающих артезианских бассейнов, особенно для верхних водоносных комплексов, определяя в основном их общий гидродинамический режим. Вместе с тем данными бурения установлено, что такое сооружение, как Копет-Даг, в настоящее время не является областью питания подземных вод глубоких частей разреза прилегающих Каракумского и Западно-Туркменского артезианских бассейнов, будучи отделенным от них экраном зон крупных тектонических нарушений. Однако это явление еще мало изучено, его нельзя считать установленным окончательно.

Формирование подземных вод характеризуется длительной и сложной историей геологического развития. Палеогидрогеологические условия отличались неоднократной сменой инфильтрационных и седиментационных этапов с очевидным преобладанием последних. Вероятно, это и привело к более широкому распространению в разрезе седиментационных вод и рассолов по сравнению с инфильтрационными пресными и солоноватыми водами. Наличие в разрезе мощных водоупорных толщ препятствовало гидравлической связи между различными водоносными толщами и обеспечивало сохранение соленых и рассольных седиментационных вод до последнего времени. Однако отмечается и их существенное изменение. Так, подземные рассолы высокой концентрации в юрских отложениях Юго-Восточной Туркмении могут быть связаны с наличием в разрезе соленосных пород, из которых под влиянием геостатических нагрузок соли могли отжиматься в ниже- и вышележащие проницаемые толщи и вместе с процессами метаморфизации увеличивать концентрацию седиментационных рассолов с соответствующим изменением их солевого состава.

Формирование крепких рассолов в неогеновых отложениях Западно-Туркменского бассейна могло иметь аналогичную природу, если предположить наличие соленосных пород в глубоких частях разреза бассейна и поступление снизу вверх по тектоническим нарушениям под влиянием больших геостатических давлений связанных с соленосными породами рассолов. Однако формирование этих рассолов разными исследователями трактуется по-разному. Одни рассматривают их как седиментационные, другие объясняют их концентрирование за счет обмен-

ных реакций с поглощенным комплексом пород и дегазацией пластов с испарением воды в газовую атмосферу в условиях скоплений нефти и газа, третьи объясняют формирование рассолов за счет поверхностного испарения в условиях неоднократных морских регрессий и т. п. Снижение минерализации вод с глубиной объясняется также по-разному: за счет интенсивной циркуляции вод в незасоленных породах, разбавлением рассолов конденсационными водами и т. п. Однако роль этих явлений может оцениваться лишь предположительно и требует дальнейшего изучения.

Формирование несколько опресненных вод по сравнению с седиментационными в палеогеновых и неогеновых отложениях, вероятно, связано с послемиоценовыми инфильтрационными этапами, вызванными интенсивными тектоническими движениями разного знака, которые привели к разности гидростатических напоров, движению вод, их смешению и частичной смене седиментационных вод инфильтрационными.

Формирование пестрых по составу и минерализации грунтовых вод происходило под влиянием различных факторов. В самой верхней части разреза на территории пустыни главную роль играет резко континентальный аридный климат, благодаря которому грунтовые воды подвергаются внутригрунтовому испарению и концентрированию. При этом интенсивность концентрирования зависит от активности водообмена, условий питания, влияния состава и фильтрационных свойств пород, их водорастворимого комплекса, смешения вод разных типов и воздействия на них мелиоративных мероприятий. Имеются предположения, что повышенная в целом соленость грунтовых вод связана с миграцией хлористого натрия из соленосных юрских отложений.

На участках бессточных впадин формируются рассолы под влиянием интенсивного испарения при близком залегании уровня грунтовых вод к поверхности. В районах, близких к областям питания, отмечаются значительно опресненные грунтовые воды.

О происхождении линз пресных вод, плавающих на соленых, также нет единого мнения. Большинство исследователей считает их сформированными за счет атмосферных осадков, интенсивно инфильтрирующихся в определенные сезоны на участках больших массивов эоловых песков в зоне аэрации, обладающих хорошими фильтрационными свойствами, при условии отсутствия внутригрунтового испарения (на глубинах более 20 *м*). Формирование крупных линз связывают с реликтовыми водами в древних долинах больших рек. Существует мнение и о глубинном происхождении пресных вод.

Различие состава и минерализации трещинных вод горных массивов вызвано разным составом водовмещающих и перекрывающих пород и различной длиной путей инфильтрации вод.

Температурные условия подземных вод территории Туркмении в целом показывают, что она расположена в поясе перегретых и отчасти весьма горячих вод. Установлено, что на формирование тепловых полей в осадочной толще артезианских бассейнов оказывают влияние геолого-структурные, литологические и гидродинамические факторы распределения тепла. Так, максимальные температуры наблюдаются на крупных поднятиях, минимальные — в прогибах, при этом чем ближе к фундаменту бассейна, тем более четко проявляется эта связь. Наибольшая величина геотермического градиента связана с глинистой водоупорной толщей, обладающей низкой теплопроводностью и являющейся теплоизолятором. Возрастание температур наблюдается по ходу движения подземных вод. Гидродинамический фактор играет большую роль в формировании термоаномалий на очагах разгрузки подземных вод.

Режимные наблюдения, проводившиеся на орошаемых территориях в предгорьях Копет-Дага, в дельтах и долинах крупных рек, показали, что для предгорий характерен тип круглогодичного режима преимущественно зимне-весеннего питания грунтовых вод с двумя подтипами. Особенности режима на дельтах и в долинах Амударьи, Мургаба и Теджена определяются активным влиянием орошения, слабой естественной дренированностью территории и влиянием искусственной дренажной сети. Здесь формируется типичный дельтовый класс режима, характеризующийся преобладанием процессов аккумуляции и испарения грунтовых вод над их оттоком. Соотношение между ними зависит от глубины залегания грунтовых вод и в основном определяет направленность гидрогеологических процессов. Выявление характера режима грунтовых вод имеет большое значение для определения мелиоративных мероприятий с целью увеличения плодородия почв.

Анализ существующего водоснабжения в Туркмении показал, что для его улучшения имеются потенциальные возможности, связанные с рациональным использованием подземных и поверхностных вод. Прогнозные эксплуатационные запасы пресных и слабосолоноватых подземных вод по всей Туркмении составляют 26,6 *м*^{3}/*сек*. Из них эксплуатируется 11 *м*^{3}/*сек* при среднем водоотборе около 7—7,5 *м*^{3}/*сек*, т. е. всего 65—70%. Увеличение резервов может быть достигнуто за счет улучшения службы эксплуатации питьевых вод, так как, к сожалению, эксплуатация часто ведется без учета гидрогеологических особенностей месторождений подземных вод, без научно разработанной основы.

На территории Туркмении развиты минеральные (лечебные), термальные и промышленные воды.

Инженерно-геологическое районирование территории учитывает ее тектоническую структуру, характер и степень расчленения рельефа, преобладающие типы грунтов, современные физико-геологические явления, сейсмичность и другие факторы. По совокупности этих данных дается оценка всех выделенных районов (горные, предгорья, холмогорья и плато, приморские низменные равнины, аллювиальные дельтовые равнины, впадины, речные долины) для строительства различного типа инженерных сооружений.

Неравномерная степень гидрогеологической и инженерно-геологической изученности Туркмении со слабым освещением глубоких частей разреза, с одной стороны, и насущная потребность быстро развивающегося народного хозяйства в подземных водах — с другой, определяют задачи дальнейшего изучения подземных вод.

В республике необходимо:

1. В целях поисков новых источников водоснабжения пресными и слабосолоноватыми водами проводить дальнейшее изучение гидрогеологических условий, выявленных линз пресных и солоноватых вод в Каракумах и поиски новых линз.

2. Для выявления дополнительных ресурсов питьевых вод в Копет-Даге, Большом Балхане и их предгорьях провести там детальные гидрогеологические исследования.

3. Поставить специальные гидрогеологические исследования по фабрикации поверхностного стока в различных условиях и в первую очередь в низменных Каракумах и западных районах Туркмении. Опытные работы по магазинированию временного поверхностного стока с такырных площадей, проведенные в Западно-Туркменской низменности и в Центральных Каракумах, показали целесообразность использования этого метода с целью получения дополнительного источника водоснабжения для отгонного животноводства.

4. В целях борьбы с истощением и загрязнением подземных вод, используемых для водоснабжения, а также для улучшения службы по их эксплуатации необходимы разработка специальных мероприятий по охране вод и научное обоснование условий их эксплуатации.

5. Поставить специальные гидрогеологические и гидрохимические исследования по выявлению и оценке месторождений минеральных, промышленных и термальных (теплофикационных) подземных вод с выявлением участков для постановки разведочных работ.

6. Для обеспечения правильной оценки ресурсов месторождений питьевых, минеральных (лечебных) и промышленных вод необходимо разработать уточненную методику гидрогеологического опробования скважин.

7. Поставить специальные гидрогеологические исследования для изучения условий обводнения месторождений полезных ископаемых и борьбы с ним.

8. Расширить сеть региональных режимных наблюдений для уточнения условий формирования подземных вод, изучения их баланса, ресурсов и разработки мероприятий для рациональной эксплуатации водоносных горизонтов.

В орошаемых и перспективных районах республики, характеризующихся весьма слабой естественной дренированностью, усилить режимные наблюдения и организовать исследования баланса грунтовых вод для разработки прогноза изменения гидрогеологических условий под влиянием развития орошаемого земледелия. На основе баланса и прогноза разрабатывать рекомендации мелиоративных мероприятий, направленных на предотвращение и устранение вторичного засоления и заболачивания почв.

9. Развивать изучение инженерно-геологических условий:

а) в Каракумах под строительство нефтегазопроводов, водоводов, дорог и эксплуатационных объектов;

б) в долине Амударьи под строительство гидроэлектростанций;

в) в районах высокой сейсмичности в целях детализации инженерно-геологического районирования;

г) на участках существующих инженерных сооружений для выявления воздействия на них современных физико-геологических явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акмамедов А Пластовые воды Окареша В кн «Вопросы геологии и эксплуатации нефтяных месторождений Туркменин» Тр Туркм фил ВНИИ, вып V М, Гостоптехиздат, 1962

Акмамедов А О происхождении вод красноцветной толщи Юго Западной Туркмении «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964а, № 8

Акмамедов А Особенности гидрогеологии и гидрохимии месторождения Котур Тепе «Изв АН ТССР, серия физ-техн, хим и геол наук», вып 1, 1964б

Акмамедов А К характеристике пластовых вод отложений подстилающих красноцветную толщу на площади Челекен В кн «Вопросы геологии и гидрогеологии нефтегазоносных районов Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып VII М, изд-во «Недра», 1965

Акмамедов А Гидрохимическая характеристика вод нижней части красноцветной толщи месторождения Котур-Тепе В кн «Вопросы геологии и гидрогеологии нефтегазоносных районов Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып VII М, изд-во «Недра», 1965

Акмамедов А Некоторые особенности геотермических условии месторождения Котур Тепе В кн «Вопросы геологии, бурения, разработки нефти и газа Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып IX, М, изд-во, «Недра», 1967

Акмамедов А, Ткаченко А А Гидрогеологические особенности красноцветной толщи Юго Западной Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1965, № 3

Александров В В От Дойруна до долины Дивана (Гидрогеологические исследования летом 1928 г в Туркменской ССР) Тр ВГРО, вып 170, Л—М, 1932

Александров В В Душакские сернистые источники Мат-лы ЦНИГРИ Региональная геология и гидрогеология, сб 2 Л, 1933

Александров В В, Никитюк Л А, Смолко Г И Геологические и гидрогеологические исследования в Прикаспиискои равнине Туркменской ССР в 1929 г Тр ЦНИГРИ Л—М, вып 3, 1934

Александров Д А Грунтовые воды неоген четвертичных отложений Северо Восточной Туркмении В кн «Гидрогеология и инженерная геология», Мат лы юбил научн-техн конфер геол службы ТССР Ашхабад, 1969

Алехин С Н Особенности миграции бария в подземных водах Западного Копет-Дага Изв АН ТССР, серия физ-техн, хим и геол наук, 1969 № 1

Алехин С Н и Мальцев Л М Динамика грунтовых вод реки Теджен в вертикальном направлении Изв АН ТССР серия физ-техн, хим и геол наук, 1962, № 3

Альтовский М Е, Быкова Е Л, Кузнецова З И, Швец В М Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтеобразования М, Гостоптехиздат, 1962

Андрусов Н Н О геологических исследованиях в Закаспийской области, произведенных в 1887 г Тр Арало Каспийской эксп Изд во тип тов-ва «Общественная польза», вып VI, 1889

Антонов Г И и др Нефтяное месторождение Боядаг Изв АН ТССР, серия физ-техн, хим и геол наук, 1966, № 4

Аскоченский А Н Орошение и обводнение в СССР М, изд во «Колос», 1967

Атанасянц В А Петрография красноцветной толщи Челекена Бюро техн-эконом информ ЦИМТнефти М, 1942

Аширов К Б Йодо-бромные воды Челекена Тр Азерб индустр ин та Сб статей молодых научн работн № 1/21, Баку 1940

Бабушкин В Д, Глазунов И С, Шевченко Н Г К методике определения эксплуатационных запасов для водозаборов на крупных линзах пресных вод «Разведка и охрана недр», 1958, № 8

Бабушкин В Д, Глазунов И С, Шевченко Н Г Методы эксплуатации крупных линз пресных вод спаренными скважинами и оценка эксплуатационных запасов водозаборов В кн «Проблемы гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960

Балашова Е Н, Житомирская О М, Семенова О А Климатическое описание республик Средней Азии М, Гидрометеоиздат, 1960

Батыршин М М Гидрогеологические условия и перспективы использования пресных подземных вод района Чильмамедкумов В кн «Геология и полезные ископаемые Туркмении» Тр Гос произв геол комитета ТССР, вып 2 Ашхабад, 1964

Батыршин М М Подземные воды плиоценовых отложений северо-восточной части Западно-Туркменской впадины В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Батыршин М М, Антонов Г И, Гумаров К С Нефтяное месторождение Боя-Даг Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1966, № 4

Бедер Б А Воды нефтяных месторождений Средней Азии (Некоторые результаты изучения нефтяных вод) Тр Ин та геол АН Уз ССР, вып 3 Ташкент, изд-во АН УзССР, 1949

Бедер Б А Воды артезианских бассейнов Средней Азии «Узб геол журнал», 1959, № 5

Бедер Б А Артезианские воды Юго Западного Узбекистана Тр Средне-Аз научн-исслед ин та геол и мин сырья, вып 2 Ташкент, изд во «ФАН», 1961

Бедер Б А Высокотермальные артезианские воды Средней Азии В сб «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли», т 2, М, Изд-во АН СССР, 1961б

Беленицкая Г А, Гуревич М С, Содлецкий В И К палеогидрогеологии соляного карста Гиссарского калиеносного бассейна В сб «Методика палеогеографических исследований» Ашхабад, 1970

Бердыев Г Четвертичные отложения Туркменистана В кн «Вопросы геологии Туркмении» Туркменгиздат, 1965

Бескровный Н С, Гемп С Д, Шварц Т В Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей М, Гостоптехиздат, 1963

Биндеман Н Н Оценка эксплуатационных запасов подземных вод М, Госгеолтехиздат, 1963

Биндеман Н Н и Бочевер Ф М Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод «Советская геология», 1964, № 1

Богданович К И Орогеологические наблюдения в надгорной части Закаспийской области и в северных провинциях Персии Изв Геолкома, 1887

Борзасеков В Ф Термальные воды Туркменской ССР В сб «Материалы Всесоюз научн-техн совещ по использованию подз вод и искусств пополнению их запасов» М, изд-во «Наука», 1964

Борзасеков В Ф Геотермические условия и термальные воды Центральной и Восточной Туркмении В сб «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР» М, изд во «Наука», 1967

Борзасекова Л Г О скрытой разгрузке глубинных вод Каракумского артезианского бассейна Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1962, № 2

Борщевский Г А Некоторые данные о гидрогеологических условиях западно туркменской части Южно Каспийского нефтегазоносного бассейна Матер к IV конф мл научн сотр и аспирантов АН СССР М, Изд во АН СССР, 1959

Борщевский Г А Гидрогеологические исследования на нефть и газ в комплексе с геологоразведочными работами В кн «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в Западных районах Средней Азии» М, Гостоптехиздат, 1960

Бурштар М С и Машков И В Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа М, Гостоптехиздат, 1963

Варенцов П А Материалы к познанию Закаспийской области Зап отд РГО, т XXVI, вып 1, 1907

Васильевский П М К вопросу об использовании вод Большого Балхана «Вестник ирригации», 1924 № 12

Васильевский П М Водные ресурсы Карабугаза В сб «Карабугазская проблема» Изд во треста Карабугазсульфат, 1931

Васильевский М М О гидрогеологическом районировании территории СССР «Природа», 1940, № 4

Вебер В Н и Калицкий К П Остров Челекен Изв Геолкома, т XXVIII, 1909, № 158

Вебер В Н и Калицкий К П Челекен Тр Геолкома, нов серия, вып 63, 1911

Висковский Ю А Гидрогеологические условия Прикарабогазья в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности Тр Комплексной южной геологической экспедиции АН СССР, вып 8 М, Изд во АН СССР, 1962а

Висковский Ю А О водонапорных и водоупорных комплексах Прикарабогазья и Степного Мангышлака «Новости нефтяной и газовой техники», серия геол, 1962б, № 9

Выдумкина В П, Ивашенко О Я, Шевченко Н Г, Моргунов Г Г Пресные подземные воды Туркмении В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Вялов О С Заметка о подземных водах крайней западной части системы гор Коша—Сейра—Порсух «Вестник ирригации», 1925а, № 1

Вялов О С Гидрогеологический очерк Устюрта ОНТИ НКТП СССР, 1925б

Габриэлянц Г А и Соколовский Л Г Гидрогеологическая характеристика мезозойских отложений центральной части Каракумов Изв АН ТССР, серия физ-техн, хим и геол наук, 1962, № 5

Габриэлянц Г А и др. Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение «Геология нефти и газа», 1962, № 11

Гатальский М А Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтеносности В сб НТО ВНИГРИ «Геология и геохимия», № 3 (IX) Гостоптехиздат, 1960

Геллер С Ю Гидрогеологический очерк Центральных Каракумов В кн «Каракумы», сб № 4 Тр СОПС, вып 8, М, Изд-во АН СССР, 1934

Гоголь Б В Химизм грунтовых вод и засоленность грунтов дельты Теджена В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительства Каракумского канала», вып V Изд-во АН ТССР, 1959

Горбунова О Г Гидрогеология дельты Мургаба В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып IV Изд во АН ТССР, 1958

Горбунова О Г Гидрогеологические условия дельты Теджена В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып V Изд во АН ТССР, 1959

Гуревич М С Гидрогеохимические и гидрогеологические показатели нефтегазоносности В сб «Проблемы нефтегазоносности запада Средней Азии» Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 46, вып 2 Гостоптехиздат, 1961

Гуревич М С, Беленицкая Г А, Померанц Л Б Палеогидрогеологические условия образования Гаурдакского серного месторождения В сб «Методика палеогеографических исследований» Ин та геологии упр геологии СМ ТССР Ашхабад, 1970

Гуревич М С, Померанц Л Б, Поспелов А П Биогидрохимическая аномалия Гаурдакского серного месторождения В сб «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии», Вильнюс, 1967, № 2

Давыдов Л К Гидрография СССР, ч 2 Л, изд-во ЛГУ, 1955

Давыдов И Я Условия формирования химизма грунтовых вод и засоленности грунтов дельты Мургаба В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып I Ашхабад, Изд-во АН СССР, 1958

Джибути С С Геотермические условия подземных вод Западно Туркменского нефтегазоносного бассейна Изд-во АН СССР, 1962

Дикенштейн Г Х и др Газлинское газонефтеносное месторождение Гостоптехиздат, 1959

Добров Ю В Происхождение вод нефтяных месторождений Юго Западной Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1960, № 5

Добров Ю В Пластовые воды гаурдакской свиты Керкидага Тр Туркменфил ВНИИ, вып 2 Гостоптехиздат, 1961

Добров Ю В, Колодий В В и Гирдюк О П Пластовые воды Небит-Дага Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1959, № 6

Дорошенко В П О методике гидрогеологических исследований в орошаемых районах Туркменской ССР Изв АН ТССР, серия физ-техн, хим и геол наук, 1962, № 4

Дорошенко В П Перспективы использования грунтовых вод в Ташаузском оазисе Туркменской ССР Изв АН ТССР, серия биол наук, 1964, вып 4

Еременко Н С Гидрогеологические условия Карлюкского месторождения калийных солей Мат-лы юбилейной научн-техн конфер геол службы ТССР Ашхабад, 1967

Ермилов И Я Тектонически экранированные пластовые воды неогеновых отложений структуры Небит-Даг в Западной Туркмении «Азербайджанское нефтяное хозяйство», 1954, № 7

Ермилов И Я К методике приведения статических уровней минерализованных вод в буровых скважинах к пресным водам Тр ВНИГРИ, № 3 Гостоптехиздат, 1955

Ефимов Г С Водный баланс Теджанского оазиса Ашхабад, изд во «Ылым», 1966

Жуковский Л Г, Каеш Ю В и Зайдельсон М И Газлинское нефтегазоносное месторождение Гостоптехиздат, 1959

Заицев И К Вопросы классификации и генезиса промышленных вод и рассолов Тр научн техн совещ по гидрогеол и инжен геол Вып 2 «Минеральные, термальные и промышленные воды», М, изд во «Недра», 1968

Зайцев И. К и Толстихин Н И Основные черты гидрогеологии СССР В сб «Проблемы гидрогеологии» М, Госгеолтехиздат, 1960

Зайцев И К и Толстихин Н И Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР Материалы по регион и поисков гидрогеол Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 101 М, Госгеолтехиздат, 1963

Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т 1, Средняя Азия Под ред А А Бакирова Гостоптехиздат 1963

Запрометов Е Г К характеристике гидрологии окрестности Ашхабада В кн «Исследование подземных вод СССР», вып 1 Л, Изд во Гос гидрологич ин та, 1932

Зерчанинов И К О методике расчета приведенных напоров пластовых вод В кн «Вопросы нефтегазопромысловой геологии» Тр ВНИИ, вып 30 Гостоптехиздат, 1960

Иванчук П П О роли дизъюнктивной тектоники и глубинных вод в формировании бессточных впадин и карста Бюлл техн экон информ ГНТК ТССР, 1961, № 9

Иванчук П П О значении разрушения сводов антиклиналей палеоводами при оценке перспектив газонефтеносности запада Средней Азии «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 8

Иванчук П П и Колотушкина А Ф Региональная гидрогеологическая характеристика Бухаро Хивинской нефтегазоносной области «Новости нефтяной и газовой техники», 1962, № 3

Иомудский К Н О себестоимости питьевой воды в Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1965, № 3

Иомудский К Н Этапы развития гидрогеологических исследований и основные задачи гидрогеологов Туркмении В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Исаева Петрова Л С О находках плиоценовых растений в Западной Туркмении и Азербайджане В сб «Геология и нефтегазоносность юга СССР Закаспий и Северный Прикаспий», вып 8 Гостоптехиздат, 1962

Казаков В Ф Сероводородные воды Туркмении и перспективы их использования в бальнеологии В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Казаков В Ф, Седлецкий В И и Соколовский Л Г О подземных водах Гаурдак Кугитангского района Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1963, № 6

Калицкий К П Об условиях залегания нефти на о Челекен Тр геолкома, нов серия, вып 59, 1910

Калицкий К П Нефтяная гора (Закаспийская область) Тр Геолкома, нов серия, вып 95, 1914а

Калицкий К П Кум Даг и Монжуклы (Закаспийская область) Изв Геолкома, т XXXIII, 1914б, № 10

Калицкий К П Боя Даг (Закаспийская область) Изв Геолкома, т XXXIII, 1914в, № 3

Калицкий К П Нефтяные месторождения Закаспийской области «Естественные производительные силы России», т IV, вып 22, 1918

Калицкий К П Закаспийская область «Нефтяное и сланцевое хозяйство», т 2, 1922, № 7—8

Калугин П И Схема тектоники Передового хребта Копет Дага Тр Туркм. фил АН СССР, т II Ашхабад, 1942

Калугин П И О диагональных разрывах Центрального Копет Дага Тр Туркменского геол упр, № 1 Ашхабад, 1945

Калугина О Я К вопросу о водном балансе и подземном стоке Центрального Копет Дага В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Каменский Г Н и др Гидрогеология СССР Госгеолтехиздат, 1959

Карцев А А Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений Гостоптехиздат, 1963

Карцев А А, Вагин С Б Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья) «Советская геология», 1962, № 8

Карцев А А и др Главнейшие черты гидрогеологии мезозойских отложений Туранской плиты В кн «Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР», т 1 Гостоптехиздат, 1963

Карцев А А, Кудряков В А и Ходжакулиев Я А Основные черты гидродинамики северной части Каракумского артезианского бассейна Докл АН СССР, т 157, 1964, № 5

Келембет Г Р О геологическом строении и гидрогеологических условиях Каахкинского участка предгорий Восточного Копет-Дага В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Кенесарин Н А, Султанходжаев А. Н К вопросу о расчленении и классификации артезианских бассейнов Средней Азии Узбекский геологический журнал, 1963, № 2

Кесь А С О древних и современных трансгрессиях Аральского моря Тр ин та геол АН СССР, т 79 М, Изд во АН СССР, 1960

Кирста Б Т Агроклиматический справочник по Туркменской ССР, ч III, Гидрография (Ашхабадская гидрометеорологическая обсерватория) 1958

Кирста Б Т Мутность воды рек Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1961, № 4

Кирста Б Т Средний многолетний сток основных рек Туркмении и его внутригодовое распределение Зап Туркм госунив, вып XXIV, 1963

Киссин И Г О методике изучения напоров в глубоких водоносных горизонтах «Новости нефтяной техники», серия геол, 1961, № 4

Ковалевский С А Красноводск—Узбой—Нефтедаг (К познанию нефтяных месторождений Закаспия) «Нефтяное хозяйство», 1926, т X, № 6

Ковалевский С А Монжуклы «Нефтяное хозяйство», 1930, № 8—9

Ковалевский С А Нефтяные и газовые месторождения Туркмении Азнефтеиздат, 1934

Колодий В В Гидрогеологические и гидрохимические аномалии и их связь с нефтеносностью красноцветной толщи плиоцена Закаспийской впадины Гостоптехиздат, 1961а

Колодий В В О химической характеристике пластовых вод разведочной площади Фараб Изв АН ТССР, серия физ техн хим и геол наук, 1961б, № 1

Колодий В В К гидрохимии мезозойских отложений Каракумской платформы Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1963а, № 1

Колодий В В Опыт гидрохимического районирования мезозойских отложений Каракумской платформы В кн «Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных месторождений Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып 6 М, Гостоптехиздат, 1963в

Колодий В В Подземные воды мезозойских отложений Амударьинского вала В кн «Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных месторождений Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып VI, М, Гостоптехиздат, 1963б

Колодий В В Подземные воды разведочной площади Овал Товал Банкала в Юго Западной Туркмении «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», 1965а, № 3—4

Колодий В В К вопросу о происхождении подземных вод аномального химического состава на нефтегазоносных площадях Юго Западной Туркмении Тр Туркм фил ВНИИ, вып VII М, изд во «Недра», 1965б

Колодий В В Гидрогеологические особенности залегания хлоркальциевых рассолов красноцветной толщи и их происхождение Тр Туркм фил ВНИИ, вып VII М, изд во «Недра» 1965в

Колодии В В Гидродинамические и палеогидродинамические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины «Советская геология», 1966, № 2

Колодий В В и Каграманов Ю Р Геотермические исследования на Зеагли Дарвазинском газовом месторождении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1964, № 3

Коншин А М Предварительный отчет о результатах геологических и физико-географических исследований Туркменской низменности Изв ИРГО, т XXIII, вып 4, 1886

Корсаков С П Характеристика коллекторских свойств основных продуктивных горизонтов центральной части Бухаро Хивинской провинции В сб «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии Изд во АН УзССР, 1962

Косыгин А И Воды грязевых вулканов Западной Туркмении Изв АН СССР, VII серия, отд матем и естеств наук 1935 № 8—9

Корценштейн В Н Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья Гостоптехиздат, 1960

Корценштейн В Н Гидрогеология Газлинского газового месторождения и прилегающих к нему районов Тр ВНИИГаз, вып 15, (23к) Гостоптехиздат, 1962

Корценштейн В Н Гидрогеология Бухаро Хивинской газонефтеносной области Л, изд во «Недра» 1964

Кошкуль Ф Г Отчет по геологическим работам, произведенным с ноября 1869 по март 1873 г в местностях у Красноводского залива и на полуострове Челекен Зап Кавказ отд ИРГО, т VIII, 1870

Кравчинский З Я О водах грязевулканических озер Челекена Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1960а, № 3

Кравчинский З Я О химической характеристике вод красноцветной толщи Челекена «Новости нефтяной техники», 1960б, № 1

Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод». М., Изд-во МГУ, 1960.

Кудельский А. В. О формировании сероводородных вод в межгорных впадинах Западного Копет-Дага. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1963, № 3.

Кудельский А. В. Особенности гидрогеологии горных стран на примере Западного Копет-Дага. Тр. Гос. производ. геол. ком-та Туркм. ССР. Ашхабад, вып. 2, 1964.

Кудельский А. В. Сероводород в подземных водах Западного Копет-Дага. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966. № 3.

Кудельский А. В. О новой разновидности подземных вод. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968, № 1.

Кудельский А. В. Минеральные воды Западного Копет-Дага. Изв. высш. учебн. заведений. «Геология и разведка», 1969, № 10.

Кудельский А. В. и Барташевич О. В. О перспективах нефтегазоносности Западного Копет-Дага. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 3.

Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Минск, изд-во «Наука и техника», 1970.

Кудельский А. В., Кукуева Н. С., Мрыхин А. А., Милькис М. Р. Газы подземных вод Копет-Дага. В кн. «Гидрогеология и инженерная геология». Ашхабад, 1969.

Кузьмин А. А., Акмамедов А. Воды красноцветной толщи Кеймиро-Чикишлярского района. В кн. «Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных месторождений». Тр. Туркм. фил. ВНИИ, вып. VI. М., Гостоптехиздат, 1963.

Кульджаев Н. К. О происхождении и формировании линз пресных и слабо минерализованных грунтовых вод Центральных Каракумов. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962, № 6.

Кунин В. Н. Гидрогеологический очерк Юго-Восточных Каракумов. В сб. «Каракумы», т. IV. Тр. СОПС, вып. 8. Изд-во АН СССР, 1934.

Кунин В. Н. Гидрогеологический очерк Низменных каракумов. В сб. «Каракумы», т. IV, № 1, Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Кунин В. Н. Происхождение подземных вод Каракумов. Изв. Всесоюзн. геогр. общ-ва, 1947, т. 79, вып. 1.

Кунин В. Н. Очерки природы Каракумов. Изд-во АН СССР, 1955.

Кунин В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. Изд-во АН СССР, 1959.

Кунин В. Н. Линзы пресных вод пустыни. Методы исследования, оценки ресурсов и эксплуатации. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кунин В. Н. Водные ресурсы пустынь и их использование. В сб. «Земельно водные ресурсы пустынь и их использование». Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1963.

Кунин В. Н. Об аридной гидрогеологии. «Советская геология», 1963, № 11.

Кунин В. Н., Козловский Д. А. Отчет о работах произведенных летом 1930 г. в районе Келифского Узбоя в Юго-Восточных Каракумах. В кн. «Исследование подземных вод СССР», вып. I. Л., изд-во Гос. гидролог. ин-та, 1932.

Кунин В. Н. и Лещинский Г. Т. Временный поверхностный сток и искусственное формирование грунтовых вод в пустыне. Изд-во АН СССР, 1960.

Курбанмурадов А. Некоторые особенности пластовых вод нефтяного месторождения Кум-Даг. Изв. АН ТССР, 1958, № 5.

Курбаимурадов А. Некоторые гидрогеологические особенности Юго-Западного Туркменистана в связи с его нефтегазоносностью. Тр. 2-й Закавк. конфер. молодых научн. сотруди. АН АзССР. Баку, Изд-во АН АзССР, 1960.

Курбанмурадов А. Глубокие воды Юго-Западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Изд-во АН ТССР, 1963.

Курбанмурадов А. К., Аваесов А. А., Ходжакулиев Я. А. К методике расчета приведенных давлений пластовых вод в скважинах. Тр. Туркм. политехн. ин-та. Ашхабад, 1968.

Лавров А. П. Пояснения к схематической карте такыров Туркменской ССР. Тр. Туркм. геогр. об-ва, АН ТССР, вып. 2. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1961.

Лебедев Л. М. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена. Докл. АН СССР, т. 174, 1967, № 1.

Леонтьев Л. Н. О характере тектонического сопряжения Копет-Дага и Каракумов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII (5), 1953.

Лессар П. М. Пески Каракум (Пути сообщения Закаспийской области с Хивою, Мервом и Бухарою). Изв. Русск. геогр. общ-ва, т. XX, 1884.

Лещинский Г. Т. Временный поверхностный сток и подтакырные линзы. В кн. «Линзы пресных вод пустынь». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лещинский Г. Т., Кирста Б. Т. Водный баланс озера Ясхан. Изв. АН ТССР, 1955, № 4.

Лещинский Г Т и Балакоев Б К Размыв русла реки Теджен ниже плотины Тедженского водохранилища Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1961, № 5

Лисицин Г Н Древние земледельцы в дельте Теджена «Природа», 1963 № 10

Луппов Н П Геологический очерк Восточно Карабогазского района исследований 1929 и 1930 гг Тр ВГРО, М—Л—Новосибирск, вып 239, 1932

Львович М И Элементы водного режима земного шара Тр Научно исслед учрежд, серия 4, вып 18, Свердловск — М, Гидрометиздат, 1945

Маевский Ф Полезные ископаемые Закаспийской области Спб, изд-во Горного департамента, 1897

Макаренко Ф А и Бедер Б А Туркменская ССР В сб «Оценка ресурсов и перспектив использования термальных вод СССР как источника тепла», 2 доп изд М, Изд во АН СССР, 1959

Макаренко Ф А, Бедер Б А, Джибути С. С Туркменская ССР В сб «Термальные воды и вопросы их теплоэнергетического использования» Изд во АН СССР, 1963

Мальцев Л М Режим грунтовых вод Мургабского оазиса В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып V Изд-во АН ТССР, 1959

Мальцев Л М Пластовые воды плиоценовых отложений Небитдагской складки Тр Ин та геол, т III Изд-во АН ТССР, 1960

Мальцев Л М Влияние Каракумского канала на режим грунтовых вод дельты р Теджен В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Мальцев Л М Режим грунтовых вод Мургабского оазиса в связи с Каракумским каналом В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Мальцев Л М, Ефимов Г С К изучению промывок засоленных почв в Мургабском оазисе В кн «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып I Ашхабад, Изд во АН ТССР, 1958

Маркова Л П Стратиграфия плиоценовых отложений нефтяных районов Западной Туркмении Изд-во АН ТССР, 1962

Милькис М Р Особенности гидрогеологии мальм неокомской карбонатной толщи Центрального Копет-Дага Тр Гос произв геолкома ТССР, вып 2 Ашхабад, изд во «Ылым», 1964

Милькис М Р О формировании подземных вод в пределах пролювиальной предгорной равнины Центрального Копет-Дага Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1967а, № 2

Милькис М Р Минеральные и термальные воды Ашхабада и дальнейшие пути их использования Материалы юбил научн техн конф геол службы ТССР Ашхабад, 1967

Милькис М Р Основные черты режима и баланса подземных вод северного склона Центрального Копет Дага в связи с их прогнозными эксплуатационными запасами Ашхабад, 1967

Милькис М Р К эволюции представлений о подземном стоке с Центрального Копет-Дага в связи с проблемой водоснабжения В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Мильштейн Д М и др Сейсмическое районирование СССР Туркмения М, изд во «Наука», 1967

Минашина Н Г Распределение солей в почвах и грунтовых водах на массиве древнего орошения в центральной части Мургабской дельты В кн «Влияние орошения на почвы оазисов Средней Азии» Изд во АН СССР, 1963

Митгарц Б Б Гидрохимическая зональность и нефтепоисковое значение подземных вод Западной части Средней Азии Тр ВСЕГЕИ, нов серия, т 46, вып 1 Л, Гостоптехиздат, 1960

Митгарц Б Б, Толстихин Н И Гидрогеологическое районирование Средней Азии Тр ВСЕГЕИ нов серия, т 61, Л, ОНТИ ВСЕГЕИ, 1961

Михайлов Л Е Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна Тр ВСЕГЕИ, нов серия, вып 12, т 84 Л, Гостоптехиздат, 1962

Молчанов Л А Озера Средней Азии Ташкент Изд во Средне-Азиат гос уи-та, 1929

Мрыхин А А Минеральные воды верхнеюрских отложений Гяурс Дага В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Мушкетов Д И Геологический очерк Туркестана Изд во АН СССР, 1928

Мягков Н Я О суточном ходе атмосферных осадков на территории Туркмении Изв АН ТССР, 1959, № 4

Мягков Н Я Радиационный и тепловой баланс Туркменистана Тр Туркм географ общ-ва, вып 2 Ашхабад, 1961

Мягков Н Я Фенологический календарь Изв АН ТССР, серия биол Ашхабад, Изд во АН ТССР, 1962

Мягков Н Я и Оксенич И Г Климатические районы Туркмении Сб работ Ашхаб гидрометеор обсерв, вып 1 Ашхабад, 1958

Наливкин Д В Предгорный прогиб Копет-Дага Изв Туркм фил АН СССР, 1951, № 3

Нацкий А Д Заметка о Каракумских впадинах «Геологический вестник», т 2 П, 1916

Нацкий А Д Серные источники Закаспийской области В кн «Естественные производительные силы России», т IV, вып 40, П, Гос типогр, 1917

Нацкий А Д Материалы к познанию Каракумского серного месторождения Материалы по общей и прикл геол, вып 35 Л, Геол ком, 1926

Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии Под ред Г Х Дикенштейна М, изд-во «Недра», 1965

Никшич И И Копет-Даг Геологические и гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской области в 1923 г Изд во Управ вод хоз Туркест обл, 1924

Никшич И И Копетдагская линия термальных источников «Вестник ирригации», 1925, № 7

Никшич И И От Кизыл-Арвата до ст Арчмаи Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде Туркменской республики в 1924 г Материалы по гидрогеол Ср Азии, вып 3 Ташкент, 1926

Никшич И И Гидрогеологические исследования в районе источника Готур-Ата Изв Геол ком, т XLVI, 1927, № 5

Никшич И И Бассейн рек Сумбара и Чаидыра Тр ВГРО, вып 174, М—Л, геол изд-во, 1932

Никшич И И и Огнев В Н Джебельские источники Материалы по общей прикл геол, вып 78 Л, изд-во Геолкома, 1927

Ниязов О Режим грунтовых вод в зоне крупных магистральных каналов Теджженского оазиса В кн «Гидрогеология и инженерная геология» Ашхабад, 1969

Обручев В А Закаспийская низменность Записки РГО, т XX, 1890, № 3

Овпатанов Г Т Вскрытие и обработка пласта М, изд во «Недра», 1964

Овчинников А М Общая гидрогеология Госгеолтехиздат, 1955

Огильви Н А и Чубаров В Н Оценка современного питания грунтовых вод в пустынях В кн «Проблемы комплексного изучения засушливых зон СССР», М, Изд-во АН СССР, 1963

Огнев В Н От Ала Дага до Сундзо Гидрогеологические исследования в западной части Копет Дага в 1926 г Тр ВГРО, вып 247, 1933

Пересунько Д И Гидрогеология серных месторождений Средней Азии Научн труды Москов горн ин та, сб № 28, М, 1959

Пересунько Д И Сравнительная характеристика гидрогеологии серных месторождений Средней Азии и Предкарпатья Труды научн иссл инст горнохим сырья, вып 6 М, изд во «Недра», 1960

Полиенко Э Т Ярусность и возраст рельефа Копет-Дага В кн «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып 1 М, Гостоптехиздат, 1963

Польстер Л А и др Физико-химические особенности и гидрогеологические факторы миграции природных растворов (в связи с изучением нефтегазоносных бассейнов). Изд-во «Недра», 1967

Помераиц Л Б Микробиологические процессы в подземных водах Гаурдакского серного месторождения Докл АН СССР, 1968, т 179, № 4

Попов Г И Апшеронский ярус Юго-Западного Туркменистана Тр Ин та геологии Изд-во АН ТССР, 1956

Попов Г И Апшеронский ярус Туркмении Изд-во АН ТССР, 1961

Порфирьев В Б Йодо-бромные месторождения Туркмении и их хозяйственное значение Изд-во «Советская Азия», 1933

Порфирьев В Б Йодо-бромные месторождения Туркмении В сб «Проблемы Туркмении», т 1 Изд во АН СССР, 1934

Проскуряков А К Водный баланс р Амударьи на участке от г Керки до г Нукус Гидрометеоиздат, 1953

Рабочев И С Принципы мелиорации гидроморфных засоленных почв «Хлопководство», 1963, № 3

Растворова В А Новейшая тектоника Юго-Западной Туркмении «Советская геология», 1958, № 6

Резанов И А Тектоника и сейсмичность Туркмено Хорасанских гор Изд-во АН СССР, 1959

Роговская Н В О количественных гидрогеологических характеристиках массивов орошения В кн «Применение дренажа при освоении засоленных земель» Изд во АН СССР, 1958

Роговская Н В Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиорации Госгеолтехиздат, 1959а

Роговская Н В Гидрогеолого мелиоративное районирование дельты Теджена В сб «Материалы исслед в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», № 5 Изд во АН ТССР, 1959б

Роговская Н. В. Принцип гидрогеолого-мелиоративной оценки массивов орошения (на примере дельты р. Мургаб). Тр. ВСЕГИНГЕО, сб. 16. Госгеолтехиздат, 1959в.

Роговская Н. В., Дорошенко Н. А. Режим грунтовых вод средней части дельты Теджена. В кн. «Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала», вып. V. Изд-во АН ТССР, 1959.

Роговская Н. В., Морозов А. Т. Статистический гидродинамический анализ влияния орошения на грунтовые воды. М., изд-во «Недра», 1964.

Седлецкий В. И. Новые данные по тектонике Гаурдак-Кугитангского района. Тр. Гос. производ. геол. ком. ТССР, вып. 2, Ашхабад, изд-во «Илым», 1964.

Семенович В. В. Подземные воды Челекена. Изв. АН ТССР, серии физ.-техн. хим. и геол. наук, 1957, № 5.

Семенович В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена. Тр. комплексной южной геологической экспедиции, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1960.

Семенович В. В., Соколовский Л. Г. О зональности пластовых вод Туркмении. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 6.

Семенова О. А. Климатическое описание Каракумов. Тр. Среднеаз. науч.-исслед. гидромет. ин-та, вып. 6 (21). Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Семихатов А. Н. О гидрогеологических циклах. Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 6.

Силин-Бекчурин А. И. Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам. Тр. Лабор. гидрогеолпроблем, т. 1. Изд-во АН СССР, 1949.

Скоркина Н. М. Грунтовые воды долины среднего течения Амударьи. В кн. «Гидрогеология и инженерная геология». Ашхабад, 1969.

Смирнов С. И. О происхождении солености грунтовых вод Центральных Каракумов. Докл. АН СССР, т. 167, 1966, № 2.

Смолко Г. И. Боя-Даг, Монжуклы, Нефтедаг (йодистые источники Западной Туркмении). Тр. Всесоюзного геол. разв. объедин., вып. 175. М.—Л. Геолиздат ВГРО, 1932а.

Смолко Г. И. Воды северного склона Казаиджикского Кюрен-Дага (гидрогеологические исследования в ТССР 1928 г.), Тр. Всесоюзного геол. разв. объедин., вып. 172, М.—Л., Геолиздат ВГРО, 1932б.

Соколовский Л. Г. Йодо-бромные воды Туркменской ССР. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 1.

Соколовский Л. Г. и Давыдов И. Я. Некоторые особенности Каракумского артезианского бассейна. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн. хим. и геол. наук, 1963, № 1.

Соколовский Л. Г. и Ланге Л. Л. О динамике подземных вод отложений мезозоя платформенной части Туркменской ССР. В кн. «Геология и полезные ископаемые Туркмении». Тр. Гос. произв. геол. ком. ТССР, вып. 2. Ашхабад, 1964.

Соколовский Л. Г., Шабердыев С. Н. Перспективы поисков термальных вод Туркменской ССР. В сб. «Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР». Изд-во «Недра», 1967.

Соколовский Л. Г. и Федин В. П. Некоторые результаты изучения солей и межкристальных рассолов антропогена Туркмении. Тр. Упр. геол. ТССР, вып. 5. Ашхабад, изд-во «Ылым», 1968.

Стрепетов В. П. Некоторые особенности гидрохимической зональности водоносного комплекса верхнеюрской известняковой свиты Гаурдак-Тюбегатанского района. В кн. «Геохимия подземных вод некоторых районов Туркмении и Узбекистана». М., изд-во АН СССР, 1963.

Тагеева Н. В. О происхождении нефтяных вод. Тр. Ломоносовского ин-та геох крист. и минер. АН СССР, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1934.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. Изд-во АН СССР, 1962.

Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. Гостоптехиздат, 1963.

Фаворин Н. Н., Островная Н. Н. Режим и баланс грунтовых вод под орошаемыми массивами низовьев Амударьи. Тр. Арало-Каспийск. компл. эксп., вып. VII. Изд-во АН СССР, 1959.

Федорович Б. А. Гидрогеологический очерк Заузбойского складчатого района. В сб. «Каракумы». Изд-во АН СССР, 1934.

Федорович Б. А. Геоморфологическая характеристика и воды Туркменских Каракумов. В сб. «Проблемы Туркмении», т. 2. Изд-во АН СССР, 1935.

Фелькнер М. Геогностический обзор восточного берега Каспийского моря от Астрабадского залива до мыса Тюб-Карагана в 1836 г. «Горный журнал», т. 1, ч. 1, 1838

Ферсман А. Е. На острове Челекен. «Природа», 1929, № 7—8.

Хаджинуров Н., Акмамедов А. Некоторые особенности глубинных вод нефтяного месторождения Камышлджа. В кн. «Вопросы геологии и гидрогеологии неф-

тегазоносных районов Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып VII М, изд во «Недра», 1965

Ходжакулиев Я А Гидродинамические условия мезозойских отложений Каракумского свода Уч зап Туркм Госун та, вып 24 Ашхабад, 1964

Ходжакулиев Я А Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области Изд во «Туркменистан», 1966

Ходжакулиев Я А, Шугрин В П Воды мезозойских отложений Центрально-Каракумского свода Изв высш учебн завед «Нефть и газ», 1962, № 12

Чубаров В Н Влагообмен в зоне аэрации как фактор формирования пресных грунтовых вод в пустыне (на примере западной части низменных Каракумов) Бюлл МОИП, отд геол, 1963 т XXVIII, вып 2

Чубаров В Н О питании грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации Бюлл научн техн информ (ВИЭМС), тематич вып № 58 (1) М, 1965

Чуринов М В Формирование подземных вод юго западной части главной гряды Крымских гор Тр ВСЕГИНГЕО, № 16 М, Госгеолтехиздат, 1959

Шварц Л Я, Шварц Т В, Бабенко К К Тектоника Прибалханского района Юго Западной Туркмении В сб «Вопросы геологии и эксплуатации нефтяных месторождений Туркмении» Тр Туркм фил ВНИИ, вып 5 Гостоптехиздат, 1962

Шевченко Н Г О пресных водах Западных Каракумов Тр Ин-та геол, т 1 Изд-во АН ТССР 1956

Шевченко Н Г Подземные воды песков Чильмамедкум и возможность их использования для развития животноводства Западной Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1957, № 1

Шевченко Н Г Гидрогеологические условия Северо Западной Туркмении и условия использования подземных вод для водоснабжения Кара-Богаз Гола В сб «Проблемы комплексного использования минеральных богатств Кара Богаз Гола Изд во АН ТССР, 1959а

Шевченко Н Г Новые данные о подземных водах песков Чильмамедкум Бюлл научн техн информ Мин геол СССР ОНТИ ВИМС, № 1/18 Госгеолтехиздат, 1959б

Шевченко Н Г Сведения о палеогидрогеологических условиях территории Приузбойских Каракумов В кн «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып 1 Гостоптехиздат, 1963

Шевченко Н Г, Митгарц Б Б, Иомудский К Н Основные итоги региональных гидрогеологических исследований Туркмении Изв АН ТССР, серия физ техн, хим и геол наук, 1970, № 2

Шульц В Л Гидрография Средней Азии Тр Средн Аз Гос ун та, нов серия, вып 129 геогр науки, кн 13 Ташкент, 1958

Щеглова О П Питание рек Средней Азии Тр Ташк гос ун та нов серия, вып 167, географ науки, кн 17 Ташкент, 1960

Щербаков А В Гидрогеологические исследования подземных йодо бромных вод острова Челекен Изв ВГФ, вып 1 Госгеолиздат, 1946

Щербаков А В Основные закономерности распределения и формирования подземных минерализованных вод в Западной Туркмении Тр ВСЕГИНГЕО, сб 14 Госгеолтехиздат, 1956

Юргелянец Э Н Газовый состав подземных вод западной части Туркменской ССР Тр ВСЕГЕИ нов серия, т 46, вып 2 Гостоптехиздат, 1961

Ягодин В В К методике определения приведенного давления пластовой воды в скважинах Тр Всесоюз нефтегаз научн исслед ин та, вып XI Госгеолтехиздат, 1957

КАТАЛОГ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПРОБ ВОДЫ

(для опорных водопунктов)

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток *г/л*	CO_2 агр.	CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
				общая	постоянная														
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СРЕДНЕКАСПИЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА																			
1	88,75 N_1^2krq	1	—	90,0	88,0	—	—	13,4	—	—	*г/л* ***мг·экв*** ***экв*** %	0,15 2,0 0,8	1,26 22,0 9,4	7,46 210,0 89,4	—	—	0,55 28,0 11,9	0,76 62,0 26,4	3,33 145,0 61,7
	91,0 $N_1^2č$	2	—	116,0	114,0	—	—	17,56	—	—	То же	0,097 2,0 0,66	3,84 80,0 26,8	7,65 21,0 72,2	—	—	0,98 50,0 16,7	0,79 66,0 22,1	4,24 183,0 61,2
2	51,74 N_1^2	3	—	109,0	106,0	—	—	15,3	—	—	„	0,19 3,0 1,2	3,82 79,0 30,6	6,2 175,0 67,9	—	—	0,78 39,0 15,1	0,85 70,0 27,0	3,52 153,0 57,9
3	60,0 N_1^2	4	—	476,0	473,2	—	—	6,8	—	—	„	0,17 2,8 2,0	2,87 60,0 55,0	1,63 46,0 42,0	—	—	0,59 30,0 27,0	0,22 17,0 16,0	1,4 61,0 56,0
4	70,2 N_1^3	5	—	67,0	65,0	—	—	6,3	—	—	„	0,12 2,0 1,8	0,13 27,0 25,0	2,86 80,0 73,0	—	—	0,71 35,0 32,0	0,39 32,0 29,0	0,97 42,0 38,0
	117,02 N_1^2	6	—	67,0	65,0	—	—	11,1	—	—	„	0,09 2,0 1,2	4,22 88,0 49,0	3,16 89,0 49,0	—	—	0,7 35,0 19,0	0,4 32,0 17,8	2,6 113,0 63,0
5	40,0 N_1^2	7	—	52,5	50,5	6,7	—	7,7	—	—	„	0,12 2,0 1,6	2,55 53,0 41,0	2,59 73,0 57,0	—	—	0,50 25,0 19,0	0,34 28,0 22,0	1,74 73,0 59,0
	90,9 N_1^2	8	—	69,0	67,8	6,6	—	9,9	—	—	„	0,073 1,2 0,7	2,98 62,0 37,0	3,67 103,0 62,0	—	—	0,45 22,0 13,0	0,57 47,0 28,0	2,24 97,0 58,0
6	Самоизлив Cr_1	9	—	180,0	178,2	—	—	52,7	—	—	„	0,11 1,8 0,2	2,7 56,8 6,4	29,6 835,0 93,4	—	—	2,54 126,0 14,2	0,65 53,4 5,9	16,4 714,0 79,9
7	134,0 Cr_1	10	—	38,2	38,0	—	—	10,9	—	—	„	0,15 2,0 1,3	2,92 61,0 34,0	4,15 114,0 64,0	—	—	0,47 24,0 13,0	0,18 14,0 8,0	3,19 139,0 78,8
8	144,05 Cr_1al	11	—	11,7	6,0	—	—	60,4	—	—	„	0,13 2,2 1,1	2,87 59,7 30,0	4,66 134,0 68,0	—	—	0,66 33,0 17,0	0,33 27,0 14,0	3,12 1,35 69,0
9	2,5 plQ	12	—	6,35	6,3	—	—	8,62	—	—	„	0,14 2,3 2,0	3,13 65,0 46,0	2,61 74,0 52,0	—	—	0,65 32,0 23,0	0,38 31,0 22,0	1,78 77,0 55,0
	98,0 Cr_2cm	13	—	77,0	77,0	7,0	—	16,9	—	—	„	0,11 1,8 0,1	3,41 70,0 26,7	2,61 201,0 73,0	—	—	0,42 21,0 7,7	0,68 56,0 20,0	4,54 197,0 72,0
	300,0 Cr_1al	14	—	39,0	39,0	4,0	—	9,7	—	—	„	0,13 2,1 1,3	1,78 37,0 23,0	4,18 118,0 75,0	—	—	0,22 11,0 7,0	0,34 28,0 18,0	2,72 118,0 75,0
10	104,0—106,0 Cr_2cm	15	—	—	—	—	—	38,2	—	—	„	—	1,65 343,0	21,4 704,0	—	—	—	—	—

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
	142,0—146,0 $Cr_1al + Cr_2cm$	16	19,0	—	—	7,0	—	31,2	—
	196,0—198,5 Cr_1al	17	28,6	—	—	7,3	—	32,3	—
11	40,75 N_1^2	18	—	43,0	43,0	—	—	6,64	—
	96,0 N_1^2	19	—	47,0	47,0	—	—	8,22	—
12	21,80 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	20	—	17,3	9,1	6,8	—	1,05	—
	34,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	21	—	15,9	9,2	6,8	—	0,96	—
13	911,0—945,0 $Cr_1al + Cr_2cm$	21[а]	30,0	424,0	423,8	—	—	71,8	—
14	350,0 Cr_1al	22	—	33,0	33,0	—	—	16,7	—
15	62,25—71,15 N_2^3ak	23	21,0	3,6	3,6	—	—	0,97	—
	88,55—84,55 N_2^3ak	24	19,0	5,40	5,4	—	—	1,45	—
	245,6—250,6 Cr_2cm	25	18,0	4,5	—	—	—	5,77	—
16	80,0 $Cr_1пс$	26	—	9,5	9,5	7,1	—	2,7	—
	160,0 J_2	27	—	8,8	8,7	7,0	—	2,3	—
17	120,0 Cr_1ap	28	—	42,5	42,0	7,2	—	8,3	—
	175,0 $Cr_1пс$	29	—	22,0	17,9	7,3	—	5,9	—
18	257—320 Cr_1al	30	—	5,6	5,6	7,6	—	2,6	—
	352,0—400,0 Cr_1al	31	—	11,5	11,5	7,6	—	4,5	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	3,72	1,1	15,8	—	—	1,32	0,28	88,3
	мг·экв	47,5	17,8	34,7			1,6	0,5	99,7
	экв %								
—	То же	7,3	1,29	1,83	—	—	1,30	0,26	9,3
—	»	0,073	1,79	2,57	—	—	0,51	0,21	1,56
		1,2	37,3	72,4			25,7	17,3	67,9
		1,0	33,7	65,3			23,2	15,6	61,2
—	»	0,12	2,4	2,95	—	—	0,56	0,23	2,02
		2,0	50,0	83,0			28,0	19,0	88,0
		1,5	37,0	62,5			20,7	14,1	67,3
0,07	»	0,198	0,284	0,278	—	—	0,08	0,02	0,25
		3,24	5,92	7,84			4,08	2,1	10,82
		19,1	34,8	46,1			24,0	12,4	63,6
0,05	»	0,093	0,284	0,278	—	—	0,076	0,023	0,22
		1,52	5,92	7,84			3,78	1,90	9,60
		9,9	38,7	51,3			24,7	12,4	62,8
—	»	0,012	0,39	80,8	—	—	1,14	6,6	19,1
		0,2	8,22	2280,0			94,0	330,0	872
		—	0,4	99,0			0,9	25,0	68,7
—	»	0,12	1,82	9,06	—	—	0,33	0,007	5,38
		2,0	38,0	227,0			27,0	6,0	234,0
		0,7	14,0	85,0			12,0	2,0	86,0
—	»	0,22	0,24	0,25	—	—	0,06	0,01	0,28
		3,6	5,0	10,3			2,9	0,7	122,0
		23,0	32,0	45,0			18,0	4,5	77,0
—	»	0,34	0,37	0,36	—	—	0,08	0,02	0,42
		5,7	7,7	10,3			40,0	1,4	183,0
		24,0	33,0	43,0			17,0	5,9	77,0
—	»	0,19	1,15	2,54	—	—	0,46	0,27	1,24
		3,24	24,0	71,7			23,1	22,1	53,8
		3,3	24,0	72,0			23,0	22,0	54,0
—	»	0,09	0,77	0,93	—	—	0,10	0,05	0,78
		1,4	16,0	26,0			5,1	4,4	34,0
		3,3	37,0	60,0			12,0	10,0	78,0
—	»	0,09	0,63	0,82	—	—	0,10	0,05	0,66
		1,4	13,1	23,0			5,0	3,7	29,0
		3,7	35,0	62,0			13,0	10,0	77,0
—	»	0,30	2,70	2,62	—	—	0,44	0,25	2,13
		4,9	56,0	74,0			22,0	20,0	92,6
		3,6	42,0	55,0			16,0	15,0	68,0
—	»	0,25	1,80	1,91	—	—	0,05	0,24	1,69
		4,1	37,5	54,0			2,4	19,5	73,5
		4,0	39,0	57,0			2,6	20,4	77,0
17,6	»	0,18	0,8	0,72	—	—	0,05	0,4	0,8
		2,3	16,7	20,0			2,71	2,9	34,4
		7,3	41,7	51,0			6,87	7,2	86,0
17,6	»	0,23	0,9	1,8	—	—	0,2	0,04	1,4
		3,8	19,6	49,0			8,2	3,4	61,3
		5,3	27,0	68,0			11,0	4,6	84,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг·экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
19	210,0 Cr_1ap	32	—	77,0	77,0	7,4	—	21,8	—
	425,0 Cr_1pc	33	—	8,3	8,26	7,2	—	23,9	—
20	72,44 plQ_{I+II}	34	—	7,4	7,4	7,6	—	2,2	—
21	65,0 N_2^3ap	35	23,0	169,0	16,9	7,6	—	3,85	—
22	12,5 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	36	—	138,0	138,0	—	—	40,6	—
23	35,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	37	—	55,4	19,8	—	—	4,3	—
	18,3 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	38	—	58,4	20,86	—	—	3,7	—
	25,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	39	—	67,2	23,96	—	—	3,9	—
24	25,0 $Q_{IV}nk$	40	—	512,5	—	7,2	—	136,0	—
			СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ БОЛЬШОГО						
25	4,15 Cr_1v	41	17,6	13,4	—	7,2	—	3,1	—
26	— $J_3ox + c$	42	19,6	26,4	—	7,3	—	4,3	—
27	— $J_2bj + bt$	43	—*	6,6	—	—	—	11,58	—
	— $J_2bj + bt$	44	—	9,0	—	—	—	13,57	—
28	3,17 J_2bj	45	18,0	8,5	—	7,2	—	1,05	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,2	4,75	9,07	—	—	0,64	0,55	6,42
	мг·экв	3,3	99,0	254,0			32,0	45,0	279,0
	экв%	0,9	28,0	71,0			9,0	13,0	78,0
—	То же	0,27	4,97	10,0	—	—	0,73	0,56	7,09
		4,4	103,0	283,0			3,66	4,6	308,0
		1,2	26,0	72,0			9,4	12,0	79,0
17,6	»	0,24	0,75	0,54	—	—	0,07	0,05	0,63
		4,0	15,6	15,3			3,6	3,8	27,5
		11,5	45,0	44,0			10,0	11,0	79,0
13,2	»	0,22	0,88	1,45	—	—	0,16	0,10	1,06
		3,6	18,0	41,0			8,0	8,9	45,9
		6,0	29,0	65,0			13,0	14,0	73,0
—	»	0,220	7,968	18,1	—	—	0,72	1,24	12,46
		4,0	166,0	510,0			36,0	102,0	542,0
		0,58	24,4	75,02			5,28	15,0	79,6
—	»	0,29	1,29	1,29	—	—	0,2	0,12	1,11
		4,80	26,85	36,3			10,2	9,6	48,35
		7,08	39,38	53,54			14,96	14,1	70,94
—	»	0,17	1,23	1,17	—	—	0,19	0,14	0,93
		2,9	25,57	33,0			9,5	11,36	40,61
		5,3	40,9	53,8			15,4	18,6	66,0
—	»	0,45	1,27	1,5	—	—	0,29	0,13	1,2
		7,42	26,45	42,4			13,4	10,56	52,31
		9,9	34,6	55,5			18,8	12,72	68,5
0,04	»	0,22	8,02	77,12	—	—	1,55	5,29	42,16
		3,7	167,1	2175,0			47,5	435,0	1833,3
		0,2	7,1	92,7			3,3	18,6	78,1

БАЛХАНА И КУБА-ДАГА

0,01	*г/л*	0,27	0,81	1,01	—	—	0,13	0,08	0,81
	мг·экв	4,5	23,0	21,1			6,7	6,7	35,2
	экв%	9,3	47,3	43,4			13,8	13,8	72,4
0,01	То же	0,23	1,53	1,18	—	—	0,28	0,15	0,98
		3,8	31,9	33,2			14,0	12,4	42,5
		5,5	46,3	48,2			20,2	18,0	61,8
0,02	»	0,41	0,74	6,13	—	—	0,10	0,02	0,43
		6,7	15,42	173,0			4,8	1,8	188,5
		3,44	7,9	88,66			2,46	0,92	96,62
—	»	0,04	2,31	5,81	—	—	0,15	0,02	4,83
		6,2	48,22	164,0			7,4	1,6	210,02
		2,83	22,02	74,88			3,38	0,73	95,89
0,03	»	0,24	0,47	0,09	—	—	0,11	0,04	0,18
		4,02	9,75	2,48			5,4	3,1	7,75
		24,7	60,0	15,3			33,2	19,1	47,7

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
29	14,0 N_{1-2}	46	—	11,8	—	7,2	—	1,32	—
30	— J_2bt	47	20,5	10,52	—	—	—	0,9	—
31	— J_2b	48	14,0	8,9	—	7,3	—	0,8	—
32	— J_2bt	49	12,2	5,98	—	—	—	1,1	—
33	26,1 Cr_1v	50	—	29,3	—	—	—	34,4	—
	130,0 Cr_1v	51	—	8,8	—	—	—	67,0	—
34	— $Cr_1b + h$	52	—	3,0	—	—	—	0,24	—
35	2,5 Cr_1b	53	—	60,2	—	—	—	0,4	—
36	— J_3cl	54	—	8,6	—	—	—	0,7	—
37	— Cr_1b	55	—	4,65	—	7,0	—	0,6	—
38	— Cr_1h	56	—	2,7	—	—	—	0,4	—
									ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКИЙ
39	5,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	57	—	28,1	—	7,0	—	55,1	—
	20,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	58	—	51,2	—	7,0	—	75,9	—
40	5,0 $Q_{IV}nk$	59	—	40,4	—	7,0	—	74,9	—
	23,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	60	—	37,64	—	7,0	—	71,4	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
0,02	*г/л*	0,23	0,65	0,14	—	—	0,12	0,07	0,21
	мг·экв	3,72	13,47	3,88			6,1	5,7	9,27
	экв%	17,7	63,9	18,4			29,0	27,0	44,0
—	То же	0,30	0,45	0,04	—	—	0,05	0,03	0,12
		4,98	9,41	1,26			7,66	2,86	5,13
		31,8	60,2	8,0			48,9	18,3	32,8
0,03	»	0,28	0,36	0,03	—	—	0,12	0,03	0,10
		4,62	7,44	1,0			6,2	2,7	4,26
		35,4	57,0	7,6			46,7	20,7	32,6
0,02	»	0,23	0,22	0,14	—	—	0,37	0,05	0,15
		3,8	4,68	3,99			1,85	4,13	6,49
		30,5	37,5	32,0			14,8	33,1	52,1
—	»	0,158	2,075	18,96	—	—	0,38	0,12	12,65
		2,6	43,1	534,0			19,2	10,1	550,4
		0,44	7,44	92,13			3,32	1,74	94,94
—	»	0,158	2,18	38,66	—	—	0,108	0,04	25,94
		2,6	45,3	1089,0			5,4	3,4	1128,0
		0,22	3,98	94,8			0,44	0,24	99,32
—	»	0,15	0,04	0,03	—	—	0,03	0,02	0,03
		2,5	0,92	0,8			1,6	1,4	1,22
		59,2	21,8	19,0			37,9	33,2	28,9
—	»	0,18	0,11	0,06	—	—	0,08	0,03	0,02
		3,0	2,25	1,59			3,85	2,17	0,82
		43,8	33,0	23,2			56,3	31,7	12,0
—	»	0,24	0,26	0,08	—	—	0,06	0,06	0,07
		4,0	5,5	2,16			3,21	5,4	3,05
		34,3	47,2	18,5			27,5	46,3	26,2
—	»	0,13	0,23	0,08	—	—	0,03	0,04	0,11
		2,2	4,79	2,32			1,65	3,00	4,66
		23,6	50,4	25,0			17,7	32,2	50,1
—	»	0,13	0,12	0,05	—	—	0,02	0,02	0,08
		2,2	2,55	1,54			1,21	1,49	3,59
		35,0	40,5	24,5			19,2	23,7	57,1

АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

52,8	*г/л*	0,21	3,16	31,7	—	—	2,43	1,05	15,7
	мг·экв	34,0	66,0	894,0			12,1	16,0	631,0
	экв%	0,4	7,0	93,0			13,0	17,0	70,0
—	То же	0,10	2,49	45,1	—	—	4,31	3,62	18,7
		1,7	52,0	1272,0			215,0	29,7	81,3
		0,1	3,0	96,0			16,0	22,0	61,0
35,6	»	0,82	16,4	32,8	—	—	0,76	4,45	20,12
		13,0	34,1	924,0			38,0	36,6	87,5
		1,0	27,0	72,0			3,0	29,0	63,0
—	»	19,4	4,11	0,76	—	—	15,2	31,8	0,38
		843,0	338,0	38,0			317,0	896,0	6,0
		69,0	28,0	3,0			26,0	73,0	0,5

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
41	100,0—103,0 N_2^3	61	—	1195,0	1194,3	5,2	—	271,88	—
	300,0—400,0 N_2^3ap	62	28,0	904,0	—	—	—	147,9	—
	370,0—375,0 N	63	—	345,1	342,0	6,4	—	84,83	—
	530,0 N	64	—	675,0	672,6	5,6	—	187,79	—
	542,0—581,0 N	65	—	337,5	331,0	5,7	—	107,76	—
	802,0 N	66	—	158,0	153,0	7,0	—	71,41	—
	1300 N	67	—	32,6	22,8	7,2	—	35,19	—
	— N_2^2	68	69,0	—	—	—	—	40,5	—
41a	2623,0—2638,0 N	69	—	7,0	—	—	—	26,0	—
42	17,6 Q_{III}^{hv}	70	—	7,8	—	7,5	—	9,6	—
43	58,0 pIQ	71	—	15,6	—	7,2	—	47,7	—
	64,0 pIQ	72	—	17,6	—	7,3	—	53,9	—
44	543,0 Q_1b	73,0	—	—	—	—	—	48,2	—
	727,0 N_2^3ap	74	25,0	—	—	—	—	50,0	—
	1009,0 N_2^2	75	—	—	—	—	—	123,6	—
	2860,0 N_2^2	76	—	—	—	—	—	110,0	—
	4225,0—4231,0 N_2^2	77	—	—	—	—	—	88,2	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,104	0,049	167,36	—	—	17,84	2,49	82,93
	мг·экв	1,70	1,02	4720,0			890,0	205,0	3627,8
	экв %	0,04	0,02	97,79			18,83	4,32	76,71
—	То же	0,08	0,17	124,8	—	—	14,2	2,38	5,98
		1,0	4,0	3500,0			0,71	0,19	260,0
		0,04	0,1	99,7			20,0	5,6	74,0
—	»	0,189	0,007	52,3	—	—	4,03	1,75	26,15
		3,1	0,15	1475,0			201,1	144,0	1131,3
		0,29	0,01	99,55			13,59	9,72	76,41
—	»	0,146	0,009	115,25	—	—	10,82	1,64	59,5
		2,4	0,19	3250,0			540,0	135,0	2578,57
		0,09	0,005	99,78			16,58	4,15	79,16
—	»	0,396	0,001	65,6	—	—	5,21	0,94	34,99
		6,5	—	1850,0			260,0	77,5	1515,6
		0,34	—	99,52			13,98	4,17	81,52
—	»	0,305	0,005	43,83	—	—	1,164	0,608	24,95
		5,0	0,11	1236,0			108,0	50,0	1081,99
		0,4	0,009	99,45			8,69	4,0	87,06
—	»	0,578	0,01	20,28	—	—	0,392	0,158	12,66
		9,8	0,21	572,0			19,6	13,0	549,55
		1,67	0,03	98,07			3,37	2,23	94,21
—	»	0,27	0,25	23,93	—	—	0,85	0,17	14,47
		4,40	5,14	675,0			42,5	14,0	627,49
		0,6	0,8	98,6			6,2	2,0	91,7
—	»	0,49	1,16	0,014	—	—	0,08	0,036	9,89
		8,0	29,0	400,0			4,0	3,0	430,0
		1,82	6,74	91,54			0,92	0,70	98,38
8,8	»	0,14	3,62	7,52	—	—	0,77	0,49	4,85
		2,3	75,0	212,0			38,0	41,0	211,0
		0,8	26,0	73,0			13,0	14,0	73,0
35,8	»	0,34	5,76	23,9	—	—	1,13	1,27	14,8
		5,6	120,0	673,0			5,46	10,5	612,0
		0,7	15,0	84,0			14,0	25,0	61,0
17,6	»	10,15	6,1	27,5	—	—	1,16	1,43	16,8
		2,5	127,0	775,0			5,8	11,7	729,0
		0,3	14,0	86,0			6,4	13,0	81,0
—	»	0,18	—	29,9	—	—	1,82	1,25	14,9
		3,0		840,0			91,0	104,0	648,0
		0,4		99,6			10,8	12,3	76,9
—	»	0,147	0,044	31,0	—	—	2,02	1,18	15,5
		2,0	1,0	870,0			101,0	98,0	674,0
		0,2	0,1	99,7			11,6	11,2	77,2
—	»	0,073	—	75,5	—	—	7,0	1,8	38,0
		1,0		2155,0			350,0	150,0	1656,0
		0,05		99,25			16,3	6,9	76,8
—	»	0,097	0,575	67,5	—	—	5,52	1,08	35,64
		2,0	12,0	1900,0			274,0	89,0	1551,0
		0,1	0,62	99,28			14,32	4,64	81,04
—	»	0,37	1,44	52,6	—	—	3,19	0,49	30,35
		6,0	30,0	1485,0			159,0	40,0	1322,0
		0,4	1,9	97,7			1,0	2,6	86,8

Продолжение

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л: общая	Жесткость, мг·экв/л: постоянная	pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.	CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
45	29,8 $Q_{II}hz$	78	—	176,0	—	7,2	—	45,9	—	—	г/л мг·экв экв%	0,13 2,1 0,3	5,46 114,0 14,5	23,5 664,0 85,0	—	—	1,24 62,0 8,0	1,39 114,0 14,5	13,88 604,0 77,5
46	13,35 alQ_{III}	79	—	180,0	—	5,0	—	57,3	—	39,4	То же	0,13 2,2 0,2	7,95 185,0 19,0	28,1 793,0 81,0	—	—	1,50 75,0 7,7	1,28 105,0 10,7	18,4 800,0 82,0
47	235,0—278,0 $Q_{II}hz + Q_{III}hv$	80	—	67,2	—	—	—	21,7	—	—	»	0,19 3,0 0,8	0,13 3,0 0,8	13,2 382,0 94,0	—	—	12,6 63,0 16,0	0,51 4,2 11,0	6,51 283,0 73,0
	700,0 N_2^3ap	81	—	85,02	—	—	—	126,0	—	—	»	0,06 1,0 0,04	0,79 17,0 0,7	81,6 300,0 99,0	—	—	10,0 50,0 21,0	4,2 35,0 15,0	33,8 1468,0 63,0
48	17,0 $Q_{III}hv$	82	—	24,0	—	7,0	—	60,78	—	—	»	0,27 4,5 0,4	8,89 185,0 17,9	29,9 844,0 82,0	—	—	1,0 50,0 4,8	2,31 190,0 13,4	18,2 793,0 77,0
	СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ КОПЕТ-ДАГА И МАЛОГО БАЛХАНА																		
49	29,5 alQ_{I+II}	83	19,0	30,9	—	7,1	—	3,7	—	19,8	г/л мг·экв экв%	0,23 3,4 6,2	0,84 1,7 28,0	1,42 40,0 65,0	—	—	0,09 7,8 13,0	0,46 23,0 38,0	0,69 30,0 49,0
50	18,2 alQ_{I+II}	84	—	50,0	—	7,5	—	14,4	—	11,0	То же	0,41 6,7 2,9	3,69 77,0 33,0	5,25 148,0 64,0	— 0,25 0,1	—	0,49 24,0 11,0	0,31 26,0 11,0	4,18 182,0 78,0
51	17,4 alQ_{I+II}	85	—	202,0	—	—	—	67,8	—	—	»	0,18 2,9 0,2	12,22 254,0 23,0	30,7 865,0 77,0	—	—	2,70 135,0 12,0	0,82 67,0 6,0	21,2 920,0 82,0
52	34,85 plQ_{III+IV}	86	—	41,4	—	—	—	8,1	—	17,43	»	0,21 3,5 2,8	3,14 65,5 52,0	2,03 57,3 45,0	—	—	0,16 13,4 11,0	0,56 28,0 22,0	1,95 84,5 67,0
53	Излив Cr_2cm	87	23,5	4,5	—	7,2	—	0,96	—	—	»	0,26 4,2 27,0	0,32 6,8 43,0	0,17 4,8 30,4	—	—	0,06 3,0 20,0	0,02 1,5 9,5	0,26 11,0 71,0
54	— plQ_I	88	—	8,4	—	—	—	1,3	—	—	»	0,28 4,6 20,0	0,26 5,5 24,0	0,46 12,9 56,0	—	—	0,09 4,8 21,0	0,04 3,6 15,0	0,34 14,7 64,0
55	— $Cr_2sn + d$	89	15,0	22,6	—	—	—	1,71	—	—	»	0,05 7,5 26,0	0,53 1,1 40,0	0,34 9,51 34,0	—	—	0,01 0,6 2,1	0,52 22,0 80,0	0,06 5,0 18,0
56	300,0 Cr_2cm	90	—	5,0	—	7,5	—	9,51	—	—	»	0,67 11,0 6,8	—	5,35 151,0 92,7	—	—	0,05 2,4 1,5	0,03 2,6 1,6	3,63 157,7 96,9
	1390,0—1420,0 Cr_1ap	91	—	10,6	—	7,4	—	17,21	—	—	»	0,62 10,2 3,5	0,08 1,58 0,5	9,91 279,5 96,0	—	—	0,14 7,2 2,5	0,04 3,4 1,2	6,45 280,6 96,3
	1820—1920,0 Cr_1ap	92	—	16,4	—	7,0	—	24,56	—	—	»	0,69 11,4 2,8	0,31 6,4 1,5	14,07 396,8 95,7	—	—	0,22 11,2 2,7	0,18 5,2 1,3	9,16 398,09 96,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
57	141,0—145,0 Cr_2	93	28,5	10,65	—	—	—	1,6	—
	540,0—1070,0 Cr_1al	94	—	55,0	—	—	—	17,2	—
	1070,0—1276,0 Cr_1al	95	—	36,7	—	—	—	13,4	—
58	1169,0—1152,0 Cr_1b	96	—	38,0	—	7,0	—	6,9	—
59	1,9 plQ_{III+IV}	97	—	17,5	—	7,0	—	92,7	—
60	— Cr_1ap	98	—	8,7	—	—	—	0,95	—
61	1,7 alQ_{I+II}	99	22,0	31,9	—	7,5	—	9,9	—
62	27,0 plQ_{III+IV}	100	—	21,3	—	7,6	—	7,0	—
63	50,0 Cr_1ap	101	18,2	8,2	—	6,8	—	1,22	—
	200,0 Cr_1ap	102	—	27,75	—	6,8	—	19,0	—
64	plQ	103	17,0	—	—	—	—	0,56	
65	34,0 plQ_{III+IV}	104	18,5	3,0	—	7,8	—	2,99	—
66	523,0—672,0 J_3	105	—	48,6	—	7,0	—	5,8	—
	656,0—881,0 J_3	106	—	59,0	—	7,2	—	8,2	—
67	22,3 alQ_{I+II}	107	19,0	16,1	—	7,3	—	37,66	—
68	— Pg_1b	108	23,0	21,0	—	7,2	—	3,1	—
69	4,5 plQ_{III+IV}	109	—	13,5	—	7,4	—	32,4	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,32	0,59	0,31	—	—	0,13	0,05	0,36
	мг·экв	5,2	12,32	8,7			6,6	4,05	15,51
	экв %	19,8	47,0	33,2			25,4	15,4	59,4
—	То же	0,18	—	10,35	—	—	0,76	0,21	5,52
		3,6		292,0			38,0	17,0	240,0
		1,0		99,0			12,9	5,7	81,4
—	»	0,16	0,01	7,98	—	—	0,52	0,13	4,4
		2,6	0,21	225,0			26,0	10,7	191,11
		1,1	0,1	98,8			11,4	4,7	83,9
—	»	0,45	2,7	1,5	—	—	0,50	0,16	1,59
		7,8	57,0	43,0			25,0	13,0	69,0
		7,2	53,0	40,0			23,0	12,0	64,0
35,2	»	0,18	6,66	50,5	—	—	1,07	1,49	31,9
		3,0	4139,0	142,0			5,3	12,2	138,9
		0,2	8,9	91,0			3,4	7,8	89,0
—	»	1,86	5,04	0,28	—	—	1,40	0,21	1,29
		3,05	10,4	0,8			7,0	1,7	5,6
		21,0	73,0	5,5			49,0	12,0	39,0
35,2	»	0,26	1,99	4,25	—	—	0,35	0,18	3,08
		4,2	42,0	120,0			17,0	15,0	134,0
		2,5	25,0	72,0			10,0	9,0	81,0
Ме-	»	1,34	2,13	1,71	—	—	0,1	0,2	2,15
шает		22,0	44,0	48,0			5,0	16,0	93,3
H_2S		19,0	39,0	42,0			4,4	14,0	82,0
8,8	»	0,26	0,31	0,34	—	0,01	0,08	0,05	0,28
		4,2	6,48	9,6			4,0	4,2	12,23
		20,5	31,7	47,0			19,6	20,5	59,9
17,6	»	0,15	3,29	8,51	—	—	0,32	0,14	6,5
		2,4	68,44	240,0			15,75	12,0	282,62
		0,8	22,0	77,2			5,2	3,8	90,9
0,8	»	0,70	0,96	0,58	—	—	0,02	0,03	1,03
		1,1	2,0	1,6			0,9	2,1	45,0
		24,0	42,0	34,0			1,9	4,4	94,0
—	»	0,54	3,02	0,72	—	—	0,57	0,24	0,99
		8,8	62,92	20,2			28,6	20,0	43,3
		9,6	68,4	22,0			31,1	21,7	47,3
—	»	0,42	3,36	1,99	—	—	0,63	0,34	1,70
		6,9	70,0	56,0			31,2	27,8	73,9
		5,2	52,7	42,1			23,5	20,9	55,6
17,6	»	0,16	8,15	16,17	—	—	0,78	1,48	10,7
		2,6	170,0	456,0			3,9	12,2	46,7
		0,4	27,0	73,0			6,7	19,0	74,0
17,6	»	0,21	1,41	3,60	—	—	0,17	0,14	0,67
		3,4	29,0	17,0			8,7	12,0	29,0
		7,0	59,0	34,0			17,0	24,0	59,0
17,6	»	0,24	9,66	11,6	—	—	0,58	1,29	9,16
		3,9	20,1	32,8			2,9	10,6	39,8
		0,8	38,0	62,0			5,4	20,0	75,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
70	На поверхности N_2^3	110	18,0	11,98	—	7,6	—	0,96	—
71	7,2 plQ_{III+IV}	111	—	13,7	—	—	—	83,4	—
72	62,5—122,4 $Pg_3 + N_1$	112	—	1,56	—	—	—	1,5	—
			КАРАКУМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН						
73	49,7 Cr_2d	113	—	69,0	—	—	—	14,2	—
	200,0 Cr_2cm	114	—	84,0	—	—	—	20,2	—
74	140,0 Cr_2cm	115	—	68,5	—	7,1	—	13,7	—
	310,0 Самоизлив Cr_2cm	116	—	47,5	—	7,0	—	13,7	—
75	23,0 N_1^3s	117	—	—	—	7,2	—	12,4	—
76	80,0 N_1^2t	118	—	80,0	—	—	—	14,2	—
	220,0 N_1^2t	119	—	107,0	—	6,2	—	35,9	—
77	4,5 alQ_{III+IV}	120	—	674,0	—	—	—	157,8	—
78	72,0 N_1^2t	121	—	69,0	—	6,8	—	14,0	—
79	25,0 N_1^3s	122	—	—	—	7,0	—	40,1	—
	60,0 N_1^3s	123	—	25,0	—	—	—	24,7	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,28	0,44	0,03	—	—	0,14	0,06	0,08
	мг·экв	4,52	9,26	0,81			6,99	4,99	3,49
	экв %	31,0	63,5	5,5			45,2	32,3	22,5
16,5	То же	0,15	10,3	41,8	—	—	0,87	8,13	28,9
		2,5	21,4	118,0			4,4	9,3	126,0
		1,0	15,0	84,0			3,4	6,6	90,0
—	„	0,24	0,84	0,10	—	—	0,17	0,09	0,21
		4,0	1,75	2,8			0,85	0,7	0,87
		17,0	72,0	11,0			35,0	29,0	36,0

(ЧЕЛЮНКЫР, УЧТАГАН, КАПЛАНКЫР)

—	*г/л*	0,11	0,40	5,25	—	—	0,65	0,44	3,77
	мг·экв	1,8	83,0	148,0			32,0	36,0	164,0
	экв %	0,8	36,0	63,0			14,0	16,0	70,0
—	То же	0,13	3,81	9,15	—	—	0,80	0,54	5,88
		2,2	79,0	258,0			40,0	44,0	255,0
		0,6	23,0	76,0			12,0	13,0	75,0
—	„	0,18	3,64	5,18	—	—	0,76	0,37	3,59
		3,0	76,0	146,0			38,0	31,0	156,0
		1,0	34,0	65,0			17,0	14,0	69,0
—	„	0,11	4,44	4,45	—	—	0,49	0,28	3,96
		1,8	82,0	125,0			25,0	23,0	172,0
		0,8	42,0	57,0			11,0	10,0	78,0
—	„	0,16	4,21	3,97	—	—	0,67	0,5	2,951
		2,6	88,0	112,0			33,0	41,0	128,0
		1,2	43,0	55,0			16,0	20,0	63,0
—	„	0,12	2,13	6,95	—	—	0,9	0,43	3,74
		2,0	44,0	196,0			45,0	36,0	164,0
		0,9	18,0	81,0			18,6	14,0	67,0
—	„	0,10	2,31	20,1	—	—	1,0	0,69	11,76
		1,8	48,0	568,0			50,0	57,0	511,0
		0,3	7,8	92,0			8,1	9,2	82,7
—	„	—	1,61	94,3	—	—	8,28	3,17	46,4
			34,0	2659,0			413,0	261,0	2019,0
			1,2	99,0			15,0	9,7	75,0
—	„	0,11	3,52	5,57	—	—	0,64	0,46	3,74
		1,8	73,0	157,0			32,0	37,5	162,0
		0,7	32,0	68,0			14,0	16,0	70,0
—	„	0,19	5,45	19,5	—	—	1,36	14,2	11,0
		3,2	1,13	549,0			68,0	117,0	480,0
		0,4	17,0	82,0			10,0	18,0	72,0
—	„	0,13	4,33	1,91	—	—	1,08	1,421	5,91
		—	—	—			—	—	—
		—	21,0	79,0			13,0	27,0	60,0

Продолжение

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг·экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.	CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
				общая	постоянная														
80	25,0 N_1^3s	124	—	114,0	—	—	—	28,0	—	—	*г/л* *мг·экв* *экв %*	0,21 3,5 11,0	259,0 54,0 11,0	15,6 439,0 88,0	—	—	0,92 46,0 9,3	0,83 68,0 19,0	8,79 382,0 77,0
	105,0 N_1^2t	125	—	142,0	—	—	—	32,5	—	—	То же	0,43 7,0 1,2	3,10 64,0 11,5	1,73 489,0 87,0	—	—	1,21 605,0 11,0	0,99 815,0 15,0	9,63 418,0 75,0
											ДЕЛЬТА АМУДАРЬИ								
81	20,85 $a1Q_{III+IV}$	126	—	70,8	—	7,1	—	54,2	—	—	*г/л* *мг·экв* *экв %*	0,58 9,0 1,0	11,8 246,0 31,0	18,58 524,0 67,0	1,2	—	0,84 42,0 5,0	3,50 29,0 4,0	0,84 708,0 91,0
82	33,0 $a1Q_{III+IV}$	127	—	14,7	—	7,1	—	2,6	—	—	То же	0,75 12,3 26,0	0,48 10,0 22,0	0,85 24,0 52,0	—	6000,0	0,03 1,34 3,0	0,15 13,4 28,9	0,73 3,15 68,0
83	36,60 $a1Q_{III+IV}$	128	—	62,6	—	6,8	—	9,48	—	—	»	0,38 6,23 4,0	4,85 101,0 59,0	2,26 63,7 37,0	—	—	0,23 11,6 6,8	0,52 51,0 30,0	2,42 105,0 63,0
84	Самоизлив с глубины 531 *м* Cr	129	38,0	133,0	—	7,4	—	35,5	—	—	»	0,085 1,4 0,2	3,409 71,0 12,0	18,87 532,0 88,0	—	—	1,512 76,0 12,0	0,7 58,0 10,0	10,83 471,0 78,0
85	25,03 $a1Q_{III+IV}$	130	—	14,6	—	7,6	—	15,2	—	—	»	0,59 11,0 4,0	1,29 27,0 11,0	7,666 216,0 85,0	—	—	0,86 43,0 17,0	1,25 103,0 40,0	2,48 108,0 43,0
86	5,8 $a1Q_{IV}$	131	—	8,6	—	7,1	—	0,95	—	—	»	0,25 4,0 30,0	0,26 5,3 42,0	0,13 3,6 28,0	—	—	0,11 5,6 42,0	0,04 3,0 24,0	0,1 4,33 34,0
87	3,20 $a1Q_{III}$	132	—	7,78	—	7,45	—	10,4	—	44,0	»	0,54 8,8 5,0	3,19 66,5 38,0	3,52 99,0 57,0	—	—	0,68 3,4 20,0	0,53 4,4 25,0	2,22 96,6 55,0
88	— $a1Q_{III+IV}$	133	—	5,2	—	—	—	5,2	—	—	»	0,51 8,3 9,0	1,89 39,0 45,0	1,42 40,0 46,0	—	—	0,41 21,0 23,0	0,88 31,0 35,0	0,83 3,6 41,0
89	21,51 N_{1-2}	134	—	13,0	—	7,6	—	25,4	—	—	»	0,38 6,3 1,5	3,03 63,0 16,0	11,9 337,0 83,0	—	—	0,88 4,4 11,0	1,04 8,6 21,0	6,36 276,0 68,0
90	2,0 $a1Q_{III}$	135	—	24,0	—	6,8	—	2,5	83,0	—	»	0,51 8,4 20,0	1,18 24,0 57,0	0,33 9,4 23,0	—	—	0,16 8,0 18,0	0,19 16,0 38,0	0,42 18,2 44,0
											СЕВЕРНЫЕ КАРАКУМЫ								
91	58,0 N_1t	136	—	10,2	—	6,8	—	21,2	—	—	*г/л* *мг·экв* *экв %*	0,06 1,0 0,3	4,18 87,0 25,0	9,22 260,0 75,0	—	—	0,83 44,0 13,0	0,71 5,8 17,0	5,66 24,6 71,0
92	27,0 N_{1-2}	137	16,0	8,0	—	7,0	—	43,3	—	26,4	То же	0,23 3,8 0,7	1,9 40,0 0,7	18,79 530,0 92,0	—	—	0,44 22,0 3,8	0,7 58,0 10,0	11,36 49,4 86,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг·экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
93	11,95 N_{1-2}	138	—	8,0	—	7,2	—	21,4	—
94	23,0 N_{1-2}	139	16,0	5,3	—	7,6	—	16,9	—
95	1804,0—1799,0 $Cr_1пс$	140	—	1040,0	—	—	—	168,3	—
	2149,0—2168,0 J_3	141	—	837,5	—	—	—	154,3	—
96	287,0—282,0 $Cr_1пс + ар$	142	—	—	—	—	—	17,48	—
	440,0—430,0 $Cr_1пс + ар$	143	—	—	—	—	—	54,9	—
	920,0—916,0 J_{1+2}	144	—	—	—	—	—	66,5	—
	1081,0—1060,0 J_{1+2}	145	—	—	—	—	—	70,6	—
	1559,0—1556,0 J_{1+2}	146	—	—	—	—	—	86,1	—
	2334,0—2324,0 J_{1+2}	147	—	—	—	—	—	222,4	—
97	23,0 N_{1-2}	148	—	136,0	—	—	—	36,6	—
98	34,0 N_{1-2}	149	—	38,0	—	—	—	9,9	—
99	21,2 N_{1-2}	150	—	139,0	—	—	—	20,4	—
100	27,9 N_{1-2}	151	—	10,1	—	—	—	25,4	—
101	21,0 N_{1-2}	152	—	4,5	—	—	—	0,4	—
	— N_{1-2}	153	—	—	—	—	—	0,34	—

Продолжение

CO_2 свобод.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
44,9	*г/л*	0,13	2,59	10,9	—	—	0,60	0,61	6,58
	мг·экв	2,2	5,4	31,0			3,0	5,0	28,6
	экв%	0,6	15,0	85,0	0,1		8,2	14,0	78,0
13,2	То же	0,09	0,48	6,03		—	0,6	0,25	0,50
		1,6	1,01	17,0			3,2	2,1	2,2
		0,6	37,0	62,0			12,0	7,0	81,0
—	»	0,82	0,73	103,54	—	—	14,32	3,95	44,31
		13,46	15,10	2920,0			715,0	325,0	1910,43
		0,45	0,52	99,03			24,24	64,79	10,97
—	»	0,04	0,75	95,2	—	—	13,53	1,82	42,91
		2,3	15,6	2685,3			675,0	162,5	1865,78
		0,09	0,56	99,33			24,96	6,01	69,03
—	»	0,17	0,07	10,15	—	—	0,14	0,09	6,35
		2,8	1,47	286,5			7,19	7,69	275,89
		1,0	0,5	98,5			2,5	2,6	94,9
—	»	0,08	0,02	32,92	—	—	2,98	0,55	16,95
		1,3	0,44	929,16			149,0	44,99	737,71
		0,2	—	99,8			16,0	5,0	79,0
—	»	0,05	0,12	37,6	—	—	4,05	0,81	18,28
		0,8	2,39	1060,3			202,0	66,41	795,1
		—	—	100,0			19,0	6,0	75,0
—	»	0,01	0,02	43,03	—	—	3,34	1,54	21,31
		0,8	0,77	1213,3			166,67	126,26	922,0
		—	—	100,0			14,0	10,0	76,0
—	»	0,01	0,21	52,9	—	—	9,66	1,36	20,76
		0,2	4,3	1491,8			482,0	111,46	902,8
		—	—	100,0			32,0	8,0	60,0
—	»	—	0,05	13,7	—	—	28,66	2,95	50,68
		—	1,0	3864,7			1425,0	242,6	2198,0
		—	—	100,0			36,9	6,3	56,8
22,0	»	0,1	6,68	16,81	—	—	1,04	1,02	11,0
		1,8	13,9	474,0			52,0	84,0	479,0
		0,3	23,0	77,0			8,4	14,0	78,0
22,0	»	0,38	2,10	4,08	—	—	0,27	0,29	2,93
		6,3	44,0	115,0			14,0	24,0	12,7
		3,8	26,0	70,0			8,2	15,0	77,0
26,4	»	0,13	1,05	3,55	—	—	1,06	1,04	4,2
		2,2	21,9	100,0			53,0	86,0	183,0
		0,6	68,0	31,0			16,0	27,0	57,0
8,8	»	0,15	4,72	11,3	—	—	0,7	0,75	7,30
		2,4	98,0	318,0			3,9	6,2	318,0
		0,6	23,0	76,0			9,4	15,0	76,0
8,8	»	0,274	0,042	0,07	—	—	0,02	0,41	0,07
		4,5	0,9	2,0			1,1	3,4	2,9
		61,0	12,0	27,0			15,0	46,0	39,0
8,8	»	0,24	0,04	0,05	—	—	0,02	0,01	0,10
		4,0	0,8	1,4			1,2	0,7	4,3
		65,0	12,3	22,7			19,5	11,7	69,8

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
102	28,0 N_{1-2}	154	—	1,8	—	—	—	0,94	—
103	30,0 N_{1-2}	155	—	0,7	—	7,5	—	0,4	—
104	1618,0—1600,0 $Cr_1nc + ap$	156	—	156,0	—	—	—	38,3	—
	— J_3	157	—	—	—	—	—	45,6	—
105	24,2 N_{1-2}	158	—	12,1	—	—	—	19,5	—
106	25,55 N_{1-2}	159	—	10,7	—	—	—	1,6	—
107	— $N + Q$	160	—	—	—	—	—	46,62	—
	474,0—470,0 486,0—482,0 Cr_2cm	161	—	—	—	—	—	15,52	—
	—	162	—	—	—	—	—	26,3	—
	774,0—781,0 Cr_1al	163	—	—	—	—	—	69,0	—
	977,0—982,0 Cr_1ap	164	—	—	—	—	—	127,7	—
	1386,0—1362,0 Cr_1nc	165	—	—	—	—	—	128,3	—
	1403,0—1407,0 J_3	166	—	—	—	—	—	139,5	—
	1553,0—1575,0 J_{1-2}	167	—	—	—	—	—	157,3	—
108	36,0 N_{1-2}	168	—	16,2	—	7,0	—	37,7	—
109	37,0 N_{1-2}	169	14,0	29,0	—	7,2	—	6,47	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
8,8	*г/л*	0,49	0,11	0,21	—	—	0,02	0,01	0,33
	мг·экв	8,1	2,2	5,8			0,85	0,95	14,0
	экв%	50,0	14,0	36,0			5,3	5,9	89,0
8,8	То же	0,3	0,06	0,05	—	—	0,01	0,003	0,16
		4,9	1,2	1,5			0,5	0,22	6,8
		65,0	15,0	20,0			6,6	2,9	90,5
—	»	0,16	22,3	21,53	—	—	12,46	0,41	11,5
		2,7	48,0	606,0			123,0	34,0	500,0
		0,4	7,3	92,0			19,0	5,1	76,0
—	»	0,16	2,30	21,53	—	—	2,46	4,08	11,51
		—	—	—			—	—	—
		0,4	7,3	92,3			18,7	5,1	76,2
—	»	0,08	3,52	8,65	—	—	1,01	0,74	4,76
		1,3	73,0	244,0			50,0	61,0	207,0
		0,4	23,0	77,0			16,0	19,0	65,0
—	»	0,18	0,42	0,54	—	—	0,97	0,72	0,37
		3,0	8,8	15,0			4,8	5,9	16,0
		11,0	33,0	56,0			18,0	22,0	60,0
—	»	0,12	2,67	26,24	—	—	1,86	0,51	15,22
		1,9	55,6	740,0			93,0	42,0	661,94
		0,2	6,9	92,7			11,8	5,2	82,9
—	»	0,12	1,69	7,80	—	—	0,36	0,13	5,24
		2,0	35,3	220,0			17,9	10,85	228,08
		0,8	13,7	85,5			7,0	4,2	88,7
—	»	0,09	0,26	15,85	—	—	0,75	0,38	8,85
		1,5	5,38	447,0			37,25	31,0	383,52
		0,3	1,2	98,4			8,2	6,9	84,5
—	»	0,09	0,33	43,1	—	—	42,1	1,17	20,95
		1,0	7,0	1210,0			211,0	96,0	911,0
		0,08	0,56	99,36			17,38	7,9	74,72
—	»	0,04	1,15	78,0	—	—	9,5	1,84	37,03
		1,0	24,0	2200,0			465,0	151,0	1610,0
		0,04	1,08	98,88			20,8	6,9	72,3
—	»	0,1	1,01	76,59	—	—	9,04	1,75	36,47
		1,6	21,11	2160,0			451,0	144,0	1585,9
		0,2	1,0	98,9			16,0	6,6	78,4
—	»	0,09	0,49	83,12			12,66	1,50	36,88
		1,4	14,46	2334,0			632,0	123,0	1603,0
		0,1	0,6	99,3			26,8	5,2	67,9
—	»	0,11	0,27	93,54	—	—	16,99	0,81	39,56
		1,8	5,72	2638,0			848,0	67,0	1719,8
		0,1	0,2	99,7			32,1	2,5	65,0
39,6	»	0,11	7,3	21,3	—	—	1,14	1,28	6,68
		1,8	150,0	301,0			57,0	105,0	291,0
		0,4	33,0	66,0			13,0	23,0	64,0
8,8	»	0,18	1,32	2,72	—	—	0,27	0,19	1,79
		3,0	27,0	77,0			14,0	15,0	78,0
		3,0	26,0	71,0			13,0	14,0	73,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
110	41,5 N_{1-2}	170	—	5,0	—	7,3	—	2,27	—
111	35,0 N_{1-2}	171	—	14,0	—	7,0	—	0,6	—
112	7,0 N_{1-2}	172	—	84,0	—	7,2	—	26,52	—
113	42,5 N_{1-2}	173	—	31,0	—	7,2	—	7,0	—
114	31,0 N_{1-2}	174	—	22,5	—	7,3	—	5,36	—
115	1240,0—1236,0 Cr_2cm	175	—	70,5	—	—	—	37,0	—
	1318,0—1309,0 Cr_2cm	176	—	—	—	—	—	40,0	—
	1683,0—1647,0 Cr_1al	177	75,0	452,5	—	—	—	114,6	—
	1734,0—1695,0 Cr_1al	178	76,0	480,0	—	—	—	117,0	—
	1832,0—1793,0 Cr_1al	179	—	485,6	—	—	—	117,0	—
	2882,0—2876,0 $J_3cl + ox$	180	—	2361,5	—	—	—	316,2	—
116	56,0 N_{1-2}	181	—	1,5	—	—	—	0,5	—
117	37,0 N_{1-2}	182	—	1,6	—	—	—	0,6	—
									ЦЕНТРАЛЬНЫЕ
118	31,2 alQ_{I-II}	183	21,0	3,4	—	—	—	0,69	—
119	775,0—1028,5 $Cr_1al + Cr_2cm$	184	—	—	—	—	—	82,3	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na K
2,23	*г/л*	0,26	0,54	0,7	—	—	0,04	0,04	0,69
	мг·экв	4,3	11,0	20,0			1,8	3,2	30,0
	экв %	12,0	32,0	56,0			5,1	9,1	86,0
0,73	То же	0,39	0,09	0,04	—	—	0,01	0,01	0,19
		6,4	1,9	1,2			0,6	0,8	8,1
		67,5	20,0	12,7			6,3	8,5	85,0
16,5	„	0,16	4,56	2,23	—	—	0,76	0,56	8,25
		2,7	95,0	345,0			38,0	46,0	359,0
		0,7	21,0	78,0			8,6	10,0	81,0
7,74	„	0,09	1,75	3,19	—	—	0,29	0,20	2,22
		1,4	36,0	90,0			15,0	17,0	96,0
		1,4	28,0	70,0			12,0	13,0	75,0
5,4	„	0,19	1,13	2,17	—	—	0,23	0,14	1,50
		3,0	*24,0*	*61,0*			*11,0*	*11,0*	*65,0*
		3,6	26,8	69,6			13,0	13,0	74,4
—	„	0,22	0,55	21,75	—	—	1,09	0,19	12,97
		3,60	11,45	613,5			54,6	15,9	556,98
		0,6	1,8	97,6			8,7	2,5	88,6
—	„	0,14	0,68	23,56	—	—	1,28	0,23	12,89
		2,3	14,1	664,5			63,8	18,7	597,71
		0,3	2,1	97,6			9,4	2,8	87,8
—	„	0,12	0,31	68,08	—	—	7,19	1,14	34,09
		2,0	6,44	1920,0			359,0	93,5	1473,3
		0,1	0,3	99,6			18,6	4,8	76,5
—	„	0,10	0,26	70,48	—	—	7,21	1,46	34,82
		1,7	5,31	1987,8			360,0	120,0	1514,16
		—	0,4	99,6			18,2	6,6	75,8
—	„	0,13	0,26	71,81	—	—	7,21	1,52	35,59
		2,2	5,31	2025,0			360,0	125,6	1547,22
		0,1	0,3	99,6			17,7	6,2	76,1
—	„	0,46	0,22	195,03	—	—	39,08	4,95	74,6
		7,5	4,64	5500,0			1954,0	407,5	3138,34
		0,12	0,12	99,56			35,37	7,37	57,0
8,8	„	0,34	0,13	0,18	—	—	0,02	0,01	0,28
		5,6	2,7	5,2			1,0	0,5	12,0
		41,4	20,0	38,0			7,4	3,7	88,0
8,8	„	0,27	0,13	0,16	—	—	0,02	0,01	0,13
		4,4	2,7	4,3			0,87	0,73	9,85
		38,0	24,0	38,0			7,6	6,4	86,0

КАРАКУМЫ

12,32	*г/л*	0,31	0,13	0,13	—	—	0,04	0,02	0,19
	мг·экв	5,2	2,7	3,6			2,1	1,3	8,2
	экв %	45,0	24,0	31,0			18,0	11,0	71,0
—	То же	0,16	0,58	50,7	—	—	7,32	1,17	22,5
		2,7	12,0	1430,0			365,0	96,0	979,0
		0,2	0,8	99,0			25,0	6,6	68,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
119а	— alQ_{I+II}	185	19,5	5,6	—	7,5	—	0,7	—
120	24,65 alQ_{I+II}	186	—	2,5	—	—	—	0,28	—
121	31,0 alQ_{I+II}	187	21,0	1,9	—	7,4	—	0,41	—
	153,5 N_2^3ak	188	—	18,8	—	—	—	53,3	—
122	17,30 alQ_{I+II}	189	—	27,6	—	7,0	—	82,5	—
123	12,2 alQ_{I+II}	190	—	24,4	—	7,2	—	55,9	—
124	13,65 alQ_{I-II}	191	—	11,5	—	7,3	—	30,2	—
125	15,74 alQ_{I-II}	192	22,0	9,5	—	8,0	—	18,5	—
126	16,3 alQ_{I+II}	193	—	16,4	—	7,2	—	35,8	—
127	2041,0—2010,0 Cr_1ap	194	—	755,0	—	—	—	136,76	—
	1534,0—1495,0 Cr_1al	195	—	648,9	—	—	—	131,73	—
	2630,0—2511,0 $J + Cr_1nc$	196	—	822,6	—	—	—	153,17	—
	3008,0—2802,0 J_3	197	—	686,0	—	—	—	141,41	—
128	14,65 alQ_{I+II}	198	19,0	13,3	—	7,1	—	25,7	—
129	14,3 alQ_{I+II}	199	—	12,9	—	7,2	—	24,8	—
130	17,9 alQ_{I+II}	200	20,0	10,9	—	7,2	—	21,8	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,22	0,24	0,13	—	—	0,03	0,04	0,16
	мг·экв	3,8	4,9	3,6			1,9	3,6	6,8
	экв %	29,2	40,0	31,0			15,6	29,6	54,8
17,6	То же	0,19	0,04	0,03	0,3	—	0,02	0,01	0,05
		3,1	0,8	0,9			1,3	1,1	2,3
		65,0	16,0	19,0			28,0	23,0	48,0
—	„	0,23	0,05	0,03	—	—	0,02	0,01	0,09
		3,7	1,1	1,1			1,1	0,8	3,9
		64,0	19,0	17,0			18,0	14,0	67,0
—	„	0,30	7,04	26,1	—	—	1,23	1,54	16,1
		5,0	146,0	736,0			62,0	126,0	699,0
		0,6	16,0	83,0			7,0	14,0	79,0
39,6—	„	0,17	8,49	42,8	—	—	1,25	2,59	25,6
52,8		2,8	177,0	1208,0			6,3	21,3	1112,0
		0,2	13,0	87,0			4,5	15,0	80,0
17,6	„	0,18	8,04	27,4	—	—	1,02	2,38	16,0
		3,0	167,0	774,0			5,1	19,6	697,0
		0,3	18,0	82,0			5,4	21,0	74,0
13,2	„	0,25	6,38	12,8	—	—	0,53	1,08	8,78
		4,1	133,0	360,0			2,7	8,8	382,0
		0,8	27,0.	73,0			5,3	18,0	77,0
61,6	„	0,24	1,66	10,0	—	—	0,78	0,68	5,22
		4,0	34,0	283,0			39,0	56,0	227,0
		1,2	11,0	88,0			12,0	17,0	71,0
22,0	„	0,18	6,23	16,6	—	—	0,85	1,42	10,04
		2,9	129,0	468,0			47,0	117,0	436,0
		0,5	22,0	78,0			8,0	19,0	73,0
—	„	0,073	0,636	84,2	—	—	13,0	1,28	37,5
		1,0	13,0	2373,0			650,0	105,0	1632,0
		0,04	0,54	99,42			27,24	4,38	68,38
—	„	—	0,15	81,65	—	—	10,11	1,75	38,06
			3,18	2302,53			504,69	144,17	1655,82
			0,1	99,9			21,8	6,3	71,9
—	„	0,06	0,24	94,89	—	—	13,56	1,8	42,62
		0,983	4,99	2675,92			674,6	147,9	1853,97
		—	0,2	99,8			25,2	5,6	69,2
—	„	0,18	0,43	86,97	—	—	11,78	1,19	40,85
		2,998	9,02	2452,69			587,97	98,02	1776,88
		—	0,4	99,6			23,9	4,0	72,1
17,6	„	0,17	4,8	11,45	—	—	0,87	1,09	6,74
		2,8	101,0	323,0			43,0	90,0	293,0
		0,7	24,0	76,0			10,0	21,0	69,0
17,6	„	0,23	5,24	10,6	—	—	0,86	1,05	6,52
		3,8	109,0	300,0			43,0	86,0	283,0
		1,0	26,0	73,0			10,0	21,0	69,0
22,0	„	0,16	4,21	9,58	—	—	0,74	0,88	5,23
		2,6	5,6	270,0			3,7	7,2	249,0
		0,7	24,0	75,0			10,0	20,0	69,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
131	15,35 a^1Q_{I+II}	201	—	9,45	—	7,2	—	18,6	—
132	17,45 a^1Q_{I+II}	202	20,0	20,7	—	7,3	—	40,3	—
133	14,8 a^1Q_{I+II}	203	20,0	16,5	—	7,2	—	31,5	—
134	25,15 a^1Q_{I+II}	204	20,0	20,5	—	7,0	—	50,1	—
135	15,0 a^1Q_{I-II}	205	—	7,8	—	7,2	—	12,5	—
136	19,6 a^1Q_{I-II}	206	20,0	21,4	—	7,2	—	58,4	—
137	15,5 a^1Q_{I+II}	207	—	10,3	—	7,1	—	23,7	—
138	14,0 a^1Q_{I+II}	208	—	19,5	—	—	—	3,1	—
139	18,50 a^1Q_{I+II}	209	—	5,5	—	7,2	—	13,04	—
140	12,8 a^1Q_{I+II}	210	—	18,0	—	7,0	—	55,4	—
141	18,0 a^1Q_{I+II}	211	18,0	138,0	—	7,5	—	32,6	—
142	— a^1Q_{I+II}	212	10,0	32,8	—	—	—	10,9	—
143	18,9 a^1Q_{I+II}	213	—	10,0	—	7,7	—	16,9	—
144	23,0 a^1Q_{I+II}	214	—	8,3	—	7,2	—	1,44	—
145	12,7 a^1Q_{I+II}	215	—	14,7	—	7,2	—	26,7	—
146	17,0 a^1Q_{I+II}	216	—	4,6	—	7,2	—	0,6	—

Продолжение

CO_2 своб	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
8,8	*г/л*	0,18	3,79	8,01	—	—	0,07	0,7	4,91
	мг·экв	3,0	79,0	226,0			3,6	5,85	213,0
	экв%	1,0	25,6	73,4			11,4	19,0	69,6
35,2	То же	0,19	8,66	17,7	—	—	0,84	2,01	10,95
		3,2	180,0	500,0			4,2	16,5	476,0
		0,4	26,0	73,0			6,0	24,0	70,0
8,8	»	0,17	16,48	14,0	—	—	0,89	1,47	8,49
		2,8	135,0	397,0			4,4	12,1	369,0
		0,5	25,0	74,0			8,3	23,0	69,0
17,6	»	0,19	10,5	21,7	—	—	0,80	2,01	14,46
		3,2	219,0	612,0			4,0	16,5	629,0
		0,4	26,0	73,0			4,8	20,0	75,0
8,8	»	0,13	2,55	5,57	—	—	0,69	0,52	3,1
		2,2	53,0	157,0			3,5	4,3	135,0
		1,0	25,0	74,0			16,0	20,0	64,0
17,6	»	0,16	11,8	26,1	—	—	0,74	2,15	17,52
		2,6	246,0	727,0			3,7	17,7	762,0
		0,3	25,0	74,0			3,8	18,0	78,0
8,8	»	0,16	5,59	9,79	—	—	0,72	0,81	6,72
		2,6	116,0	276,0			36,0	67,0	292,0
		0,6	29,0	70,0			9,1	17,0	74,0
—	»	1,31	1,69	0,40	—	—	0,25	0,09	0,67
		2,2	35,0	11,0			12,0	7,1	29,0
		4,4	73,0	23,0			25,0	15,0	60,0
—	»	0,15	4,6	3,9	—	—	0,55	0,34	3,51
		2,4	96,0	110,0			27,0	28,0	153,0
		1,2	46,0	53,0			13,0	13,0	73,0
17,6	»	0,16	12,2	23,5	—	—	0,08	1,77	17,1
		2,6	256,0	664,0			34,0	146,0	742,0
		0,3	28,0	72,0			3,7	16,0	81,0
19,8	»	0,23	4,45	15,8	—	—	1,13	0,99	9,27
		3,8	92,5	444,0			56,0	81,5	403,0
		0,7	17,1	82,2			10,4	15,1	74,5
—	»	0,26	2,04	4,71	—	—	0,52	0,09	3,36
		4,2	42,0	133,0			26,0	7,1	146,0
		2,2	24,0	74,0			14,0	4,0	82,0
12,0	»	0,15	4,05	6,89	—	—	0,79	0,74	4,17
		2,5	84,4	194,0			3,94	6,06	181,0
		0,8	31,0	69,0			14,0	21,0	65,0
36,8	»	0,36	0,48	0,32	—	—	0,06	0,06	0,37
		5,9	10,0	8,9			3,2	5,4	16,0
		24,0	40,0	36,0			13,0	21,0	66,0
13,37	»	0,22	6,49	9,56	—	—	0,77	1,33	6,26
		3,6	135,0	281,0			3,84	10,9	272,0
		0,9	32,0	67,0			9,1	26,0	65,0
8,8	»	0,24	0,13	0,13	—	—	0,04	0,03	0,13
		4,0	2,7	3,7			2,2	2,4	5,8
		38,0	26,0	36,0			21,0	23,0	56,0

Продолжение

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв/л: общая	Жесткость, мг-экв/л: постоянная	pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.	CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
147	12,10 alQ_{I+II}	217	—	13,9	—	7,0	—	32,3	—	8,8	г/л мг-экв экв%	0,18 3,0 0,5	9,13 190,0 36,5	11,6 328,0 63,0	—	—	0,62 31,0 6,0	1,33 109,0 21,0	8,76 381,0 73,0
148	17,15 alQ_{I+II}	218	—	4,2	—	7,0	—	0,4	—	8,8	То же	0,21 3,4 42,0	0,07 1,4 18,0	0,11 3,2 40,0	—	—	0,04 1,9 23,0	0,03 2,3 29,0	0,08 3,9 48,0
149	1,75 alQ_{III+IV}	219	—	17,3	—	7,4	—	2,28	—	12,4	»	0,22 3,6 10,0	0,72 15,0 41,0	0,63 18,0 49,0	—	—	0,20 10,0 28,0	0,09 7,0 20,0	0,44 19,0 52,0
150	12,0 alQ_{I+II}	220	—	42,9	—	7,2	—	24,0	—	32,7	»	0,36 6,0 1,5	5,66 118,0 31,0	9,17 259,0 68,0	—	—	6,97 35,0 9,0	0,96 7,9 21,0	6,19 269,0 70,0
151	6,35 alQ_{I+II}	221	—	4,2	—	7,0	—	0,5	—	9,3	»	0,138 2,3 27,0	0,149 3,1 27,0	0,109 3,1 36,0	—	—	0,481 2,4 29,0	0,219 1,7 20,0	0,973 4,23 51,0
152	8,8 alQ_{I+II}	222	—	16,4	—	7,2	—	20,8	—	46,0	»	1,87 31,0 9,4	5,37 58,0 18,0	8,40 237,0 73,0	—	—	1,01 5,0 16,0	1,39 11,4 35,0	3,69 161,0 49,0
153	— alQ_{I+II}	223	—	3,35	—	—	—	10,9	—	17,6	»	0,21 3,5 2,0	3,56 74,0 43,0	3,37 94,0 55,0	—	—	0,29 1,5 9,0	0,23 1,9 11,0	3,19 139,0 81,0
154	9,45 alQ_{I+II}	224	—	14,5	—	6,8	—	20,5	—	54,3	»	2,11 35,0 12,0	6,99 75,0 25,0	6,70 189,0 63,0	—	—	1,15 5,7 19,0	1,07 8,8 29,0	0,35 15,4 52,0
155	5,30 alQ_{I+II}	225	—	3,4	—	7,2	—	4,7	—	47,5	»	0,15 2,4 3,3	1,44 3,0 41,0	1,42 40,0 55,0	—	—	0,51 2,5 35,0	0,11 0,89 12,0	0,87 3,8 53,0
156	— alQ_{I+II}	226	—	7,2	—	7,7	—	17,1	—	—	»	0,23 3,8 1,4	6,08 171,0 63,4	4,56 95,0 35,2	—	—	0,62 3,1 11,5	0,49 4,1 15,2	4,55 198,0 73,0
	ДОЛИНА И ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. АМУДАРЬИ																		
157	20,0 Q	227	—	496,1	—	6,8	—	1,64	—	23,8	г/л мг-экв экв%	0,38 6,18 8,7	2,06 43,0 60,9	0,76 21,53 30,4	—	—	0,30 15,1 21,4	0,19 15,92 22,5	0,92 39,69 56,1
	29 N + Q	228	—	64,0	—	7,1	—	20,9	—	50,2	То же	0,37 6,12 2,0	4,51 94,0 29,4	7,77 219,22 68,6	—	—	0,59 29,5 9,2	0,42 34,5 10,8	5,97 255,34 80,0
	320,0—248,0 $Pg_1 + Cr_2d$	229	—	44,0	—	—	—	8,0	—	—	»	0,13 2,0 1,66	3,36 70,0 57,92	1,72 49,0 40,42	—	—	0,53 27,0 22,24	0,20 17,0 14,04	1,77 77,0 63,72
	652,0—546,0 Cr_2sn	230	—	21,0	—	—	—	13,0	—	—	»	0,24 4,0 1,8	3,70 70,0 34,4	4,63 130,0 63,8	—	—	0,30 15,0 7,4	0,08 6,0 2,9	4,23 183,0 89,7
	921,0—845,0 Cr_2t	231	—	32,0	—	—	—	20,0	—	—	»	0,27 4,0 1,26	3,47 86,0 20,6	9,14 250,0 78,14	—	—	0,44 22,0 6,88	0,12 10,0 3,12	7,08 308,0 90,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
157	1298,0—1215,0 Cr_2cm	232	—	140,0	—	—	—	54,3	—
	1426,0—1346,0 Cr_1al	233	—	305,0	—	—	—	76,0	—
	1748,0—1641,0 Cr_1ap	234	—	610,2	—	—	—	162,5	—
	1882,0—1790,0 Cr_1nc	235	—	780,0	—	—	—	158,0	—
	2524,0—2450,0 $J_3cl + ox$	236	—	490,0	—	—	—	121,5	—
	2798,0—2743,0 J_{1+2}	237	—	895,0	—	—	—	143,0	—
158	— Pg_1	238	—	103,8	—	7,3—7,5	—	17,6	—
	495,0—301,0 Cr_2sn	239	—	19,74	—	—	—	16,1	—
	801,0—743,0 Cr_2t	240	—	82,5	—	—	—	49,9	—
	1198,0—1287,0 Cr_2cm	241	—	410,0	—	—	—	99,1	—
	1369,0—1408,0 Cr_1al	242	—	844,0	—	—	—	88,0	—
	— Cr_1ap	243	—	314,25	—	—	—	104,4	—
	2104,0—2061,0 $J_3 + Cr_1b$	244	—	117,8	—	—	—	95,3	—
	3202,0—2706,0 J_{1+2}	245	—	343,6	—	—	—	104,0	—
159	1,75 alQ_{III+IV}	246	—	89,0	—	7,2	—	10,9	—
160	180,0 Pg_1	247	—	38,68	—	—	—	7,55	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	1,28	0,52	32,2	—	—	21,2	0,41	18,35
	мг·экв	21,0	11,0	906,0			106,0	34,0	798,0
	экв %	2,24	1,18	96,58			11,3	3,62	85,08
—	То же	0,1	0,82	46,1	—	—	4,61	0,91	23,29
		1,6	17,08	1300,0			230,0	75,0	1012,75
		0,1	1,30	98,6			17,4	5,8	76,8
—	„	0,1	1,34	97,44	—	—	12,22	—	45,61
		1,4	27,9	2748,0			610,2		2167,1
		—	1,0	99,0			22,0		78,0
—	„	0,06	0,59	92,55	—	—	12,63	1,82	42,37
		1,0	12,37	2610,6			630,0	150,0	1842,08
		—	0,5	99,5			24,0	5,7	70,2
—	„	0,22	0,93	74,02	—	—	7,82	1,28	37,24
		4,0	19,0	2085,0			384,0	106,0	1619,0
		0,18	0,9	98,92			18,2	5,0	76,8
—	„	0,05	0,22	90,99	—	—	17,03	0,55	31,92
		0,8	4,51	2284,0			850,0	45,0	1387,81
		—	0,2	99,8			37,1	2,0	60,6
—	„	0,16	4,06	9,50	—	—	0,57	0,75	6,10
		2,7	84,61	268,03			28,4	61,8	265,27
		0,76	23,8	75,4			8,0	17,38	74,62
—	„	0,22	4,47	5,58	—	—	0,27	0,07	5,32
		3,6	93,04	157,39			13,6	6,14	234,2
		1,42	36,63	61,95			5,37	2,4	92,23
—	„	0,15	0,68	20,68	—	—	1,0	0,4	17,74
		2,4	14,22	837,09			50,0	32,5	771,21
		0,28	1,67	98,05			5,86	3,80	90,34
—	„	0,01	0,95	60,0	—	—	6,31	1,16	30,0
		0,1	19,86	1692,13			315,0	95,0	1299,31
		—	1,2	98,8			18,4	5,5	75,9
—	„	—	0,3	55,91	—	—	9,08	4,75	16,95
			6,0	1575,0			453,0	391,0	737,0
			0,36	99,64			28,64	24,72	46,64
—	„	0,11	0,26	63,9	—	—	4,33	1,20	34,34
		0,18	5,35	1802,0			216,35	97,9	1496,33
		—	0,3	99,5			11,9	5,4	82,7
—	„	1,06	1,17	61,93	—	—	1,94	0,26	38,43
		17,8	24,3	1746,66			96,8	21,0	1670,96
		0,99	1,36	97,55			5,41	1,17	93,42
—	„	0,06	0,05	63,2	—	—	5,42	0,89	33,4
		1,0	10,07	1782,0			270,5	73,1	1453,0
		0,06	0,56	99,16			15,1	4,1	80,8
—	„	0,49	1,90	4,89	—	—	4,03	0,46	2,20
		8,1	39,0	138,0			38,0	515,0	958,0
		4,4	21,0	74,0			28,0	21,0	52,0
—	„	0,12	2,61	4,11	—	—	0,94	0,24	2,43
		—	—	—			—	—	—
		1,14	31,59	67,34			27,22	11,46	61,3

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
160	— Pg_1b	248	—	33,76	—	—	—	12,3	—
	457,0 Cr_2sn	249	—	32,44	—	—	—	12,97	—
	— Cr_2sn	250	—	12,88	—	—	—	21,14	—
	— Cr_2sn	251	—	13,76	—	—	—	17,73	—
161	634,0—580,0 Cr_2sn	252	—	361,9	—	—	—	106,8	—
	1216,0—1135,0 $Cr_2cm + t$	253	—	733,0	—	—	—	150,0	—
	1455,0—1312,0 Cr_2cm	254	—	603,7	—	—	—	120,0	—
	1818,0—1750,0 Cr_1al	255	—	548,0	—	—	—	154,0	—
	2252,0—2224,0 Cr_1ap	256	—	800,0	—	—	—	186,0	—
	— Cr_1nc	257	—	988,9	—	—	—	202,0	—
	2908,0 J_3	258	—	9890,7	—	—	—	540,0	—
162	2,85 alQ_{III+IV}	259	—	39,0	—	—	—	3,05	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,12	3,34	4,6	—	—	0,28	0,9	3,06
	мг·экв	0,98	34,54	64,48			22,32	11,44	66,24
	экв%	—	—	—			—	—	—
—	То же	0,07	3,23	4,56	—	—	0,83	0,27	3,05
		0,58	34,26	65,16			21,12	11,32	67,56
		—	—	—			—	—	—
—	»	0,15	5,01	8,36	—	—	0,69	0,16	6,77
		—	—	—			—	—	—
		0,72	30,42	68,86			10,04	2,84	86,12
—	»	0,01	5,26	6,09	—	—	0,55	0,14	5,61
		—	—	—			—	—	—
		0,7	38,64	60,66			9,7	4,06	86,24
—	»	0,08	1,69	63,83	—	—	4,65	1,6	32,8
		1,3	35,0	1 799,0			232,0	129,9	1473,4
		—	2,0	98,0			12,6	7,1	80,3
—	»	0,09	0,22	92,3	—	—	11,89	1,69	42,83
		—	4,7	2 603,0			594,0	139,0	1876,1
		—	0,2	99,8			23,0	5,2	71,8
—	»	0,06	0,37	73,06	—	—	9,12	1,82	33,68
		0,98	7,74	2 062,0			454,0	149,7	467,02
		—	0,4	99,6			21,9	7,2	70,9
—	»	0,26	2,06	92,2	—	—	9,9	0,66	48,24
		4,2	43,0	2 600,7			494,0	54,0	2099,0
		0,1	1,7	98,2			18,7	3,0	79,3
—	»	0,07	1,45	11,32	—	—	13,82	1,34	55,71
		1,2	30,29	3 192,0			690,0	110,0	2422,2
		0,1	0,9	99,0			21,4	3,4	75,2
—	»	—	0,38	125,0	—	—	17,4	1,47	57,87
			7,9	3 530,0			868,0	120,9	2549,0
			0,2	99,8			24,5	3,5	72,0
—	»	—	—	362,6	—	—	108,4	54,51	5,67
				10 206,0			5408,7	4482,0	213,07
				100,0			52,8	43,1	2,1
—	»	0,14	1,86	0,14	—	—	0,59	0,12	0,13
		2,3	39,0	4,0			29,0	9,8	5,9
		5,0	86,0	9,0			65,0	22,0	13,0

И ТЕДЖЕНА

—	*г/л*	0,11	6,05	2,48	—	—	0,39	0,88	2,56
	мг·экв	1,7	126,0	70,0			22,0	72,0	111,0
	экв%	0,9	64,0	35,0			10,6	35,0	54,3
—	То же	0,18	8,61	14,3	—	—	0,71	1,22	10,3
		3,0	179,0	403,0			35,5	100,0	449,0
		0,5	30,0	69,0			6,0	17,0	77,0
—	»	0,13	3,76	9,17	—	—	0,81	0,84	5,28
		2,3	78,3	259,0			40,5	69,0	229,0
		0,6	23,0	76,0			12,0	20,0	69,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
166	15,0 alQ_{IV}	263	—	431,0	—	—	—	56,6	—
167	1051,0—1155,0 Pg + N	264	—	10,0	—	7,6	—	13,36	—
168	15,9 alQ_{II+III}	265	—	148,0	—	7,1	—	33,4	—
169	15,2 alQ_{III+IV}	266	—	125,0	—	7,4	—	28,99	—
170	30,0—559,5 N	267	—	140,0	—	—	—	24,96	—
	1044,0—998,0 Pg_1	268	—	21,0	—	7,4	—	10,668	—
	1235,0—1295,0 Cr_2sn	269	—	45,75	—	7,4	—	24,2	—
	1328,0—1225,0 Cr_2t	270	—	45,0	—	—	—	22,0	—
	1557,0—1288,0 $Cr_2cm + t$	271	—	65,0	—	—	—	27,7	—
	1641,0—1588,0 Cr_1al	272	—	174,0	—	7,4	—	65,8	—
	3362,0 J_3	273	—	6830,0	—	2,7	—	443,7	—
171	— alQ	274	—	9,0	—	—	—	2,0	—
172	18,5 alQ_{III+IV}	275	—	13,2	—	—	—	2,3	—

ЮГО-ВОСТОЧНЫЕ

173	32,1 alQ_{II+III}	276	—	84,0	—	7,6	—	13,08	—
174	42,0 $alplQ_{I+II}$	277	—	9,6	—	7,0	—	1,8	—

Продолжение

CO_2 своб	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
18,5	*г/л*	0,28	10,5	25,9	—	—	1,59	4,28	12,0
	мг·экв	4,7	219,0	731,0			79,0	352,0	524,0
	экв%	0,2	23,0	77,0			8,0	37,0	55,0
8,8	То же	0,39	1,04	7,0	—	—	0,12	0,05	4,95
		6,4	22,0	197,0			6,0	4,3	215,0
		2,8	9,6	88,0			3,0	2,0	95,0
69,7	»	0,35	13,7	8,41	—	—	0,54	1,48	8,78
		5,7	285,0	239,0			27,0	122,0	382,0
		1,0	54,0	45,0			5,0	23,0	72,0
28,2	»	0,29	8,5	10,45	—	—	0,73	1,08	8,08
		4,9	177,0	295,0			36,5	88,6	352,0
		1,0	37,0	62,0			7,6	18,4	74,0
—	»	0,16	6,99	9,53	—	—	0,71	1,28	6,37
		2,7	145,6	268,8			35,3	105,0	276,8
		0,6	35,0	64,4			8,4	25,0	66,5
8,8	»	0,26	0,33	3,46	—	—	0,24	0,11	3,43
		4,3	68,5	97,5			12,2	8,8	149,3
		2,6	40,2	57,2			7,2	5,1	87,7
26,4	»	0,12	0,24	14,45	—	—	0,65	0,16	8,48
		2,0	4,99	407,5			32,6	13,15	368,74
		0,5	1,2	98,3			7,8	3,2	89,0
—	»	0,098	0,96	12,42	—	—	0,87	0,02	7,52
		2,0	20,0	350,0			43,0	2,0	327,0
		0,54	5,38	94,08			11,54	0,54	87,92
—	»	0,24	0,16	16,68	—	—	0,99	0,19	9,48
		4,0	3,0	470,0			49,0	16,0	412,0
		0,84	0,62	98,54			10,27	3,36	86,37
—	»	0,38	0,52	39,7	—	—	2,5	0,59	22,29
		6,3	10,83	1120,0			125,0	49,0	960,09
		0,5	1,0	98,5			11,0	4,3	84,4
—	»	—	—	285,7	—	—	90,38	28,21	32,49
				8056,2			4510,0	2320,0	1125,77
				99,63			55,84	28,71	13,93
40,0	»	0,32	0,60	0,37	—	—	0,06	0,07	0,43
		5,3	12,0	10,0			3,0	6,0	19,0
		19,0	43,0	38,0			11,0	21,0	68,0
15,8	»	0,44	0,75	0,53	—	—	0,1	0,1	0,57
		7,2	15,6	15,0			5,1	8,1	25,0
		19,0	41,2	40,0			14,0	21,0	65,0
КАРАКУМЫ									
52,3	*г/л*	0,24	6,05	2,76	—	—	0,50	0,72	2,86
	мг·экв	4,0	126,0	79,0			25,0	59,0	124,0
	экв%	1,9	60,0	38,0			12,0	28,0	60,0
22,0	То же	0,15	0,55	0,55	—	—	0,08	0,07	0,45
		2,4	114,0	155,0			4,2	5,4	197,0
		8,5	39,0	53,0			14,0	18,0	68,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг-экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
175	23,0 $al - plQ_{I+II}$	278	—	4,85	—	7,2	—	0,48	—
176	— alQ_{I+II}	279	—	94,0	—	6,9	—	22,5	—
177	23,35 $al - plQ_{II}$	280	—	4,3	—	7,8	—	1,4	—
178	68,0 $al - plQ_{II}$	281	—	6,1	—	—	—	6,1	—
179	88,1 $al - plQ_{I+II}$	282	—	22,5	—	6,9	—	4,1	—
180	115,7 $al - plQ_{I+II}$	283	—	8,2	—	7,0	—	1,4	—
181	*143,4* $al - plQ_{I+II}$	*284*	—	*8,7*	—	*6,8*	—	*1,5*	—
182	26,89 alQ_{III+IV}	285	—	77,0	—	7,0	—	13,7	—
183	37,0 $al-plQ_{II}$	286	—	58,0	—	6,8	—	10,1	—
184	Акар-Чешме 3,0 Pg_2	287	—	27,8	—	—	—	4,39	—
	Акар-Чешме 10,0 Pg_2	288	—	12,3	—	7,6	—	2,65	—
185	89,0 $N + Q_{I+II}$	289	—	32,8	—	6,9	—	6,2	—
186	258,2 $al - plQ_{I+II}$	290	—	11,0	—	7,1	—	1,95	—
187	120,3 $N + Q_{I+II}$	291	—	55,1	—	—	—	9,7	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
8,0	*г/л*	0,16	0,18	0,06	—	—	0,05	0,03	0,08
	мг·экв	2,7	3,6	1,8			2,6	2,3	3,4
	экв %	32,0	46,0	22,0			31,0	28,0	41,0
26,4	То же	0,26	6,25	0,83	—	—	0,69	0,72	6,34
		4,2	132,0	233,0			35,0	59,0	275,0
		1,0	33,0	54,0			8,7	15,0	69,0
23,0	»	0,27	0,47	0,33	—	—	0,018	0,04	0,44
		4,5	9,9	9,2			0,9	3,4	192,0
		19,0	42,0	39,0			3,8	14,0	82,0
24,8	»	0,21	0,24	0,39	—	—	0,04	0,05	0,31
		3,4	5,0	11,0			2,1	3,98	13,0
		17,0	26,0	57,0			11,0	20,0	69,0
18,0	»	0,15	1,26	1,36	—	—	0,19	0,16	1,02
		2,4	26,2	38,4			9,1	13,4	44,5
		3,5	39,0	57,5			13,0	20,0	67,0
18,0	»	0,14	0,41	0,45	—	—	0,07	0,06	0,35
		2,3	8,4	13,0			3,6	4,6	15,2
		9,0	36,0	55,0			16,0	19,0	65,0
—	»	0,07	0,45	0,55	—	—	0,74	0,61	0,39
		1,2	9,3	15,5			3,7	5,0	17,0
		4,0	36,0	60,0			14,0	19,0	67,0
35,0	»	0,22	4,94	4,09	—	—	0,65	0,54	3,34
		3,6	11,5	10,3			32,0	44,0	14,5
		1,5	52,0	46,5			14,5	20,0	65,5
18,0	»	0,10	3,39	3,29	—	—	0,51	0,40	2,46
		1,7	71,0	93,0			25,2	33,0	107,0
		1,0	43,0	56,0			15,0	20,0	65,0
—	»	0,39	2,12	0,53	—	—	0,26	0,18	0,86
		6,3	44,0	14,8			12,8	15,0	37,4
		10,0	67,5	22,5			19,5	23,0	57,5
—	»	0,52	1,17	0,19	—	—	0,19	0,03	0,59
		8,5	24,4	5,4			10,0	2,38	26,0
		22,0	64,0	14,0			26,0	6,0	68,0
18,0	»	0,15	2,55	1,57	—	—	0,29	0,23	1,53
		2,54	53,2	44,2			14,2	18,7	66,7
		3,0	53,0	44,0			14,0	19,0	67,0
13,0	»	0,12	0,65	0,59	—	—	0,11	0,07	0,49
		2,0	135,0	166,0			5,5	5,6	21,0
		6,2	42,4	51,4			17,0	17,0	66,0
—	»	0,09	3,71	2,30	—	—	0,64	0,28	2,03
		1,4	77,2	64,9			32,0	23,3	88,0
		0,9	54,0	45,0			22,0	16,0	62,0

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, *мг·экв/л*		pH	Окисляемость	Сухой остаток, *г/л*	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
188	147,7 $N + Q_{I+II}$	292	—	63,9	—	7,4	—	12,6	—
189	202,0 $al — plQ_{I+II}$	293	—	48,9	—	7,1	—	9,14	—
190	83,5 $N + Q_{I+II}$	294	—	92,0	—	7,5	—	16,97	—
191	22,9 N_2^3	295	—	128,0	—	7,2	—	3,5	—
192	Самоизлив	296	—	—	—	7,4	—	12,9	—
193	68,0 N_2^3	297	—	48,0	—	7,1	—	8,5	—
194	31,5 $N + Q_{I+II}$	298	—	72,0	—	7,7	—	14,5	—
195	26,0 N_2^3	299	—	65,0	—	7,0	—	13,96	—
196	150,0 Pg_2	300	—	90,0	—	6,8	—	17,9	—
197	7,0 $al — plQ$	301	—	12,5	—	7,7	—	1,98	—
198	41,0 N_2^3	302	—	25,5	—	7,2	—	6,8	—
199	103,9 alQ	303	—	69,0	—	—	—	8,5	—
200	282,0—231,0 при изливе Pg_2	304	35,0	1,6	—	—	—	6,6	—
	— $Cr_2sn + Pg_1$	305	—	—	—	7,0	—	7,3	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г л*	0,11	3,85	3,90	—	—	0,67	0,37	2,94
	мг·экв	1,8	80,0	110,0			33,0	31,0	128,0
	экв %	2,0	42,0	57,0			17,0	16,0	67,0
17,0	То же	0,079	4,61	1,57	—	—	0,52	0,28	2,13
		1,3	95,9	44,2			25,9	23,1	92,4
		1,0	68,0	31,0			18,5	16,5	65,0
17,0	„	0,14	4,48	6,40	—	—	0,77	0,66	4,23
		2,2	93,0	181,0			38,0	53,0	184,0
		1,0	33,0	66,0			14,0	19,0	67,0
8,8	„	0,32	1,03	1,08	—	—	0,13	0,08	1,02
		5,2	21,0	30,0			6,3	6,5	44,0
		9,2	37,0	53,0			11,0	12,0	77,0
—	„	0,13	3,99	4,31	—	—	0,36	0,15	4,07
		2,2	83,0	122,0			18,0	12,0	177,0
		1,1	40,0	59,0			9,0	6,0	85,0
7,0	„	0,15	2,60	2,68	—	—	0,44	0,32	1,93
		2,5	54,0	76,0			22,0	26,0	84,0
		1,8	41,0	57,0			16,0	20,0	64,0
13,0	„	0,13	5,49	4,15	—	—	0,65	0,49	3,71
		2,2	114,0	117,0			32,4	39,9	161,0
		1,0	49,0	50,0			14,0	17,0	69,0
12,0	„	0,14	4,45	4,66	—	—	0,69	0,37	3,72
		2,3	93,0	131,0			34,0	31,0	162,0
		1,0	41,0	58,0			15,0	14,0	71,0
12,4	„	0,08	4,84	6,34	—	—	0,71	0,66	4,39
		1,3	100,0	179,0			35,0	55,0	190,0
		0,5	36,0	64,0			13,0	19,0	68,0
8,1	„	0,53	0,65	0,34	—	—	0,09	0,09	0,44
		8,7	13,0	9,6			4,4	8,0	19,0
		28,0	42,0	30,0			14,0	25,0	60,0
4,4	„	0,16	3,37	1,0	—	—	0,29	0,31	1,73
		2,4	70,0	28,0			15,0	11,0	75,0
		2,4	69,6	28,0			15,0	10,0	75,0
—	„	0,13	2,89	2,47	—	—	0,73	0,41	1,43
		2,0	60,0	69,6			36,0	33,0	62,0
		1,2	46,0	53,0			28,0	25,0	47,0
—	„	0,96	2,38	0,15	—	—	0,01	0,01	2,36
		16,0	47,0	41,0			0,6	1,0	102,0
		15,0	46,0	39,0			0,6	1,0	98,0
—	„	0,93	2,52	1,61	—	—	0,03	0,01	2,6
		15,3	52,31	45,4			1,6	1,1	112,53
		13,3	45,4	39,4			1,4	0,9	97,7

№ водопункта по карте	Глубина опробования и геологический индекс водосодержащих пород	№ химического анализа	Температура воды, °С	Жесткость, мг·экв/л		pH	Окисляемость	Сухой остаток, г/л	CO_2 агр.
				общая	постоянная				
200	761,4 Cr_2sn	306	—	22,0	—	7,5	—	12,6	—
	710,0—780,0 Cr_2cm	307	—	—	—	—	—	42,2	—
	2890,0—2703,0 J_{1+2}	308	—	—	—	—	—	140,0	—
201	— al — plQ	309	—	—	—	—	—	322,0	—
	— al — plQ	310	20,0	—	—	—	—	2,0	—
	— $Cr_1v + al_1$	311	—	—	—	—	—	0,7	—
	— $Cr_1v + al_1$	312	30,5	—	—	—	—	320,0	—
	1100,0—1149,0 J_3	313	—	—	—	—	—	345,6	—
	131,0—147,0 J_3	314	21,0	—	—	—	—	6,5	—
	— J_3	315	13,0	—	—	—	—	0,15	—
	— J_3	316	21,5	—	—	—	—	0,3	—
	840,0—860,0 J_{1+2}	317	—	—	—	—	—	65,5	—
	— $C_2 + P$	318	16,0	—	—	—	—	0,2	—
	— $C_2 + P$	319	14,0	—	—	—	—	0,2	—

Продолжение

CO_2 своб.	Форма выражения анализа	HCO_3	SO_4	Cl	NO_2	NO_3	Ca	Mg	Na + K
—	*г/л*	0,17	4,26	3,80	—	—	0,09	0,21	4,08
	мг·экв	2,7	89,0	107,0			9,4	17,5	177,0
	экв %	1,0	45,0	54,0			2,3	8,8	89,0
44,0	То же	0,36	5,32	20,57	—	—	0,92	0,36	14,26
		6,0	110,7	580,0			46,0	30,0	619,9
		0,9	15,9	88,2			6,6	4,3	89,0
—	»	0,0	0,01	85,55	—	—	12,15	0,84	40,54
		—	0,3	2412,5			606,25	68,75	1737,31
		—	—	100,0			25,7	9,8	72,0
—	»	0,146	4,596	190,6	—	—	1,506	0,578	123,35
		2,39	95,68	5374,8			75,15	47,55	5365,68
		—	2,0	98,0			1,0	1,0	98,0
—	»	0,195	0,45	0,706	—	—	0,19	0,03	0,47
		3,2	9,42	19,91			9,56	2,63	30,35
		10,0	29,0	61,0			29,0	8,0	63,0
—	»	0,16	0,27	0,07	—	—	0,1	0,02	0,10
		2,65	5,53	2,0			4,88	1,89	4,52
		24,0	59,0	17,0			44,0	17,0	39,0
—	»	0,01	0,32	191,84	—	—	18,84	3,47	97,22
		0,09	6,59	5409,8			931,01	284,19	4229,0
		—	—	100,0			17,0	5,0	78,0
—	»	1,05	0,35	206,99	—	—	28,3	9,12	90,35
		17,3	7,2	5837,3			1412,4	749,99	4229,0
		—	—	100,0			24,0	13,0	63,0
—	»	1,26	2,70	1,05	—	—	0,69	0,34	1,07
		20,69	29,28	29,5			34,41	27,95	46,63
		19,0	53,0	28,0			32,0	26,0	42,0
—	»	0,16	—	0,01	—	—	0,04	0,005	0,005
		2,7		0,31			2,25	0,41	0,22
		90,0		10,0			75,0	15,0	10,0
—	»	0,21	0,06	0,01	—	—	0,05	0,02	0,03
		3,39	1,29	0,19			2,49	1,4	1,17
		67,0	29,0	4,0			49,0	28,0	23,0
—	»	—	—	—	—	—	—	—	—
		—	—	—			—	—	—
		5,0	—	95,0			24,0	4,0	72,0
—	»	0,15	0,01	0,004	—	—	0,05	0,004	0,002
		2,49	0,17	0,11			2,34	0,33	0,09
		90,0	6,0	4,0			84,0	13,0	3,0
—	»	0,23	0,02	0,01	—	—	0,05	0,015	0,015
		3,69	0,42	0,2			2,49	1,23	0,65
		86,0	9,0	5,0			58,0	28,0	14,0

КАТАЛОГ ОПОРНЫХ СКВАЖИН К ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
Восточная часть среднекаспийского артезианского бассейна						
1/1	Прикарабогазье, 6 км С кол. Джанорфа	135,0	Песок мелкозернистый с примесью разнозернистого Q	0,0/3,0	–/88,75	0,1/2,05
			Известняк светло-серый, с прослоями известняка-ракушняка N$_1^3$s	3,0/24,0		
			Глина темно-серая с обилием фауны и прослоями известняка-ракушняка N$_1^3$s	24,0/60,5		
			Глина темно-серая, с глубины 77,5 м известняки голубовато-серые	60,5/78,0		
			Известняк голубовато-серый плотный с обилием фауны N$_1^2$kg	78,0/107,3		
			Переслаивание гипсов кристаллических желтовато-белых и известняков голубовато-серых N$_1^2$ĕ	107,3/125,5		
			Глина зеленовато-серая песчанистая P$_3$	125,5/135,0		
2/3	Южный Мангышлак, 10 км ЮВ кол. Моллахалы	143,0	Суглинок светло-коричневый легкий Q	0,0/0,5	–/51,7	0,1/4,26
			Переслаивание известняков светло-желтых с известняком-ракушняком N$_2^3$s	0,5/22,0		

			Известняк светло-серый с прослоями ракушняка и мергеля светло-коричневого N_2^2s	22,0 / 51,5		
			Глина голубовато-серая N_2^2s	51,5 / 72,4		
			Мергель светло-серый с прослоями глинистого известняка и глины N_2^2s	72,4 / 100,0		
			Переслаивание мергелей серых, известняков, глин и гипсов N_2^2kg	100,0 / 108,0		
			Глина известковистая, голубовато-серая, с глубины 125 м темно-серая $N_2^2č$	108,0 / 143,0		
3 / 4	Прикарабогазье, 13 км С кол. Атаманяз	150,0	Суглинок светло-желтый Q	0,0 / 0,4	– / 58,7	0,02 / 1,35
			Известняк белый с прослоями оолитового известняка и серой глины N_2^2s	0,4 / 29,0		
			Известняк оолитово-детритусовый светло-серый, с глубины 46 м с прослоями серой глины N_2^2s	29,0 / 60,0		
			Переслаивание известняков мелоподобных, светло-серых мергелей и глин N_2^2kg	60,0 / 112,0		
			Чередование глины серо-зеленой, гипса кристаллического с прослоями известковистого мергеля $N_2^2č$	112,0 / 150,0		
4 / 5	Плато Устюрт, 16 км ЮВ родника Тебель	150,0	Супесь светло-желтая тяжелая Q	0,0 / 0,6	– / 70,2	0,11 / 3,1
			Песчаник светло-серый, слабо гипсован N_2^2s	0,6 / 42		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Переслаивание известняков оолитовых и мелоподобных светло-серых N_1^3s	4,2 / 36,4		
			Известняк мелоподобный с прослоями оолитового известняка, светло-серого мергеля и глин. Гипс кристаллический N_1^2kn	36,4 / 71,2		
			Переслаивание мергелей серо-зеленых, известняков светло-серых, гипсов и глин серовато-зеленых N_1^2krg	71,2 / 125,8		
			Известняки, с глубины 128 м гипсы с примесью зеленой глины N_1^2c	125,8 / 130,0		
			Глина голубовато-серая, с глубины 135,2 м зеленая Pg_3^3	130,0 / 150,0		
5 / 7,8	Плато Устюрт, 50 км Ю кол. Деме по аз. 335°	150,0	Суглинок коричневато-серый Q	0,0 / 5,0		
			Известняк серовато-белый N_1^3s	5,0 / 52,0	— / 21,3	0,5 / 2,8
			Мергель зеленовато-серый	52,0 / 55,0		
			Известняк оолитовый, светло-серый с обломками окаменелой фауны N_1^2t	55,0 / 92,0		

6/9	Кара-Богаз-Гол	1245,0	Гипс кристаллический от белого до светло-серого	92,0/130,0	–	29
			Глина бледно-зеленая Pg	130,0/150,0		
			Песчаник N_2^3	0,0/20,0	Самоизлив	При самоизливе из нижнего мела
			Глина Pg_3	20,0/189,0		
			Мергель до 290 м, глина до 335 м Pg_2^2	189,0/355,0		
			Мергель Cr_2d	355,0/391,0		
			Известняк Cr_2d	391,0/439,0		
			Известняк Cr_2sn	439,0/520,0		
			Известняк Cr_2t	520,0/533,0		
			Песчаники и алевролиты Cr_2em	533,0/602,0		
			Пески, песчаники с прослоями аргиллитов Cr_2al	602,0/1162,0		
			Продукты разрушения изверженных пород Cr_2ap	1162,0/1172,0		
			Изверженные породы	1172,0/1245,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
7 / 10	Плато Устюрт, 17,5 км СЗ кол. Бабаши	151,0	Супесь легкая, желтовато-серая N_2^3	0,0 / 1,6	– / 90,4	0,003 / 22,8
			Известняк оолитовый, на глубине 16,6 м мелоподобный светло-серый, на глубине 31,8 м оолитовый N_1^2kn	1,6 / 31,8		
			Песчаник тонкозернистый желто-серый, на глубине 112,6 м темно-серый Cr_{1-2}	31,8 / 112,6		
			Глина темно-серая слюдистая с остатками фауны Cr_{1-2}	112,6 / 151		
8 / 11	Туар-Бабаншинская депрессия, 9 км ЮЗ кол. Мансу	301,0	Суглинок легкий серовато-желтый Cr_2al+sn	0,0 / 4,0	– / 144,05	0,3 / 4,8
			Мергель голубовато- и желтовато-серый, с глубины 33 м известняк Cr_2al+sn	4,0 / 36,0		
			Глина песчанистая темно-серая с прослоями песчаника Cr_2sn	36,0 / 63,5		
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый Cr_2sn	63,5 / 118,0		
			Переслаивание песчаников мелко- и тонкозернистых с гнездами кристаллов гипса Cr_2al	118,0 / 301,0		

9 12–14	Туаркырский район, 80 м З кол. Демме	301,0	Песок тонкозернистый серо-желтый с галькой, водоносный pIQ_{II-III}	0,0 8,0	–	0,13 2,75	0,14 0,20
					2,50		
			Переслаивание мергелей и известняков серых с отпечатками фауны $C_3al–C_3cm$	8,0 14,0	Гл. 23,8; $H = 14,2$ Гл. 26,4; $H = 141,6$	0,27 0,2	0,19 3,0
			Глина известковистая песчанистая зеленовато-серая слабослюдистая с отпечатками фауны и редкими прослоями глинистых известняков	14,0 50,0			
			Песчаник кварц-глауконитовый тонкозернистый, темно-серый с включениями гравия, водоносный $C_3al–C_3cm$	50,0 110,0			
			Глина известковистая, местами песчанистая, с прослоями глинистых песчаников	110,0 168,0			
			Песчаник тонкозернистый серый, местами глинистый, водоносный	168,0 218,0			
			Глина темно-серая песчанистая с прослойками песка тонкозернистого темно-серого слюдистого	218,0 260,0			
			Песчаник тонкозернистый серый рыхлый с прослоями глины	260,0 283,0			
			Глина песчанистая серая слабо слюдистая	283,0 294,0			
			Песчаник кварц-глауконитовый тонкозернистый темно-серый с зеленоватым оттенком слабо сцементированный	294,0 301,0			

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу минерализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (значитель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
10 / 15–17	Развалины Кизыл-Куп, берег залива Кара-Богаз-Гол	354,5	Плотные мшанковые известняки Cr_2d	0,0 / 7,2	Гл. 186; $H = +25$	Гл. 182–188 *м* 0,2 / 6,8
			Мел белый Cr_2t	7,2 / 101,8	Гл. 196; $H = +4,5$ Гл. 240; $H = +11$	Гл. 196–198,5 *м* 0,85 / 0,85
			Песчаник мелкозернистый, глина известковистая зеленовато-серая, мергель бело-серый Cr_2m	101,8 / 141,2	Гл. 261; $H = +16$ Гл. 301; $H = +1$	Гл. 240–250 *м* 1,17 / 2,02
			Песчаник мелкозернистый, глина известковистая зеленовато-серая $Cr_2al–Cr_2m$	141,2 / 187,7		
			Глина песчанистая серая, песчаники и пески рыхлые мелкозернистые серые Cr_2al	187,7 / 354,5		
11 / 18–19	Красноводский п-ов, 7 км ЮВ кол. Сульмен	150,0	Песок тонкозернистый светло-серый N_2^3ak	0,0 / 1,4	— / 40,75	0,07 / 21,1
			Известняк хлоподобный с прослоями известняка-ракушняка N_2^3ak	1,4 / 14,4		0,1 / 27,0
			Песчаники глинистые, светло-серые с глубины 35 *м* буровато-желтые, с прослоями глины, мелкого гравия и гальки N_2^2krg	14,4 / 15,0		

12 20, 21	Прихоперская низменность Красноводского п-ова	37,8	Песок желтовато-серый мелкозернистый слабо влажный $Q_{III}hv$	0,0 8,0	– 20,2	–
			Песчаник светло-серый разнозернистый крепкий, в верхнем слое рыхлый, слабо влажный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	8,0 16,93		
			Песок серый мелкозернистый плотный влажный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	16,93 18,14		
			Гравий мелкий, в верхнем слое с супесью $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	18,14 18,70		
			Песчаник желтовато-серый разнозернистый крепкий, в верхнем слое с прослоем песка $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	18,7 20,1		
			Песок желтовато-серый мелкозернистый, с глубины 20,2 м водоносный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	20,1 22,3		
			Суглинок легкий светло-коричневый однородный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	22,3 23,94		
			Глина светло-коричневая песчаная плотная $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	23,94 25,0		
			Суглинок светло-коричневый плотный влажный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	25,0 27,0		
			Супесь легкая коричневая плотная влажная $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	27,0 31,6		
			Суглинок легкий светло-коричневый плотный влажный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	31,6 32,7		
			Галечник мелкий с супесью, водоносный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	32,7 35,8		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
13 / 21	Красноводский п-ов, 25 км ЮЗ пос. Копова, на подгорной равнине	12,02	Суглинок желтовато-серый слюдистый влажный $Q_{III}hv-Q_{III}hv$	35,8 / 36,1	– / 135,0	–
			Глина серая песчаная влажная K_{1-2}	36,1 / 37,8		
			Песчаник N_2^2ap	0,0 / 30,0		
			Глины, алевролиты, мергели Pg_2	30,0 / 283,0		
			Мергель Cr_2sn+d	283,0 / 300,0		
			Мергель, с глубины 338 м известняк Cr_2sn	300,0 / 445,0		
			Песчаник, глина Cr_2cm	445,0 / 516,0		
			Глины, алевролиты Cr_2al+Cr_2cm	516,0 / 602,0		
			Алевролит Cr_2al+Cr_2cm	602,0 / 1032,0		
			Алевролит, к забою песчаник Cr_2ap	1032,0 / 1202,0		
14 / 22	Меловое плато, 9 км СВ кол. Акоик	402,0	Песок тонкозернистый желто-серый Q	0,0 / 0,7	– / 70,54	0,37 / 17,27

			Известняк мелоподобный C_2d	0,7 / 19,0			0,1 / 3,54
			Известняк светло-серый C_2m	19,0 / 41,0			0,32 / 0,10
			Известняк светло серый C_2sp	41,0 / 92,0			
			Мергель зеленовато-серый C_2st	92,0 / 121,0			
			Песчаник мелкозернистый темно-серый	121,0 / 130,0			
			Мергель зеленовато-серый, с глубины 158 *м* известняк светло-серый C_2t-cm	130,0 / 165,0			
			Песчаник толкозернистый темно-серый, с глубины 183 *м* глеролит C_2sm	165,0 / 208,0			
			Песчаник зеленовато-серый мелкозернистый C_2al	208,0 / 316,0			
			Глина темно-серая до черной C_2al	316,0 / 331,0			
			Песчаник кварц-глауконитовый мелкозернистый зеленовато-серый C_2al	331,0 / 402,0			
15 / 20—25	Чильмамедкумы, 8,8 км СВ кол. Ак-Кую	230,6	Песок особо мелкозернистый буровато-желтый сухой N_2^3ap	0,0 / 40,3	— / 62,3		—
			Песчаник оолитовый бёлесовато-желтый с прослоем известняка N_2^3ap	40,3 / 45,0			

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
			Глина от светло-серой до светло-желтой песчанистая, к забою известковистая N_2^3ak	45,0 / 62,3		
			Известняк-ракушняк темно-серый водоносный N_2^3ak	62,3 / 66,5		
			Песчаник особо мелкозернистый известковистый светло-серый водоносный с отпечатками фауны и флоры N_2^3ak	66,5 / 71,0		
			Глина песчанистая светло-серая N_2^3ak	71,0 / 80,6		
			Известняк-ракушняк светло-серый водоносный N_2^3ak	80,6 / 86,2		
			Глина песчанистая известковистая влажная N_2^3ak	86,2 / 115,7		
			Песчаник темно-серый мелкозернистый N_2^3ak	115,7 / 116,5		
			Глина известковистая белесовато-серая N_2^3ak	116,5 / 167,15		
			Конгломерат на глинистом цементе C_3^3m	167,15 / 167,65		
			Песчаник мелкозернистый желто-серый водоносный C_3^3m	167,65 / 171,95		

			Песчаник тонкозернистый на глинистом цементе $C_2 st$	171,95 / 188,75		
			Алевролит темно-серый слабо слюдистый $C_2 st$	188,75 / 190,8		
			Песчаник темно-серый на глинистом цементе $C_2 st$	190,8 / 204,15		
			Алевролит темно-серый крепкий $C_2 st$	204,15 / 214,6		
			Песчаник тонкозернистый темно-серый водоносный $C_2 st$	214,6 / 221,2		
			Алевролит темно-серый на глинистом цементе $C_2 st$	221,2 / 228,25		
			Песчаник тонкозернистый темно-серый водоносный $C_2 st$	228,25 / 240,65		
			Алевролит темно-серый водоносный $C_2 st$	240,65 / 250,65		
16 / 25, 27	Туаркыр, 15 км от кол. Геокдере по аз. 350°	202,0	Супесь желтая легкая Q	0,0 / 4,5	72,2 / –	0,25 / 1,14 ; 0,41 / 1,8
			Глина серовато-зеленая Q	4,5 / 9,0		
			Песчаник тонкозернистый от светло- до темно-серого с зеленоватым оттенком $C_2 pc$	9,0 / 26,0		
			Песчаник тонкозернистый $C_2 pc$	26,0 / 35,3		
			Мергель от светлого до темно-коричневого $C_2 pc$	35,3 / 69,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песчаник тонко- и мелкозернистый от коричневого до серовато-желтого водоносный, на глубине 84,6 м прослой алевролита коричневого $C_1 ps$	69,0 / 112,0		
			Глина песчанистая темно-серая J_2	112,0 / 123,5		
			Песчаник глинистый тонкозернистый серый с прослоями глин J_2	123,5 / 202,0		
17 / 28, 29	Туркестан, С кол. Дохтыра	238,5	Суглеси тяжелая желтовато-серая a^1-pIQ	0,0 / 30,0	— / 88,07	0,43 / 7,7 ; 0,5 / 0,43
			Глина песчанистая от серой до темно-серой $C_1 ar$	30,0 / 51,7		
			Переслаивание песчаника мелкозернистого и глины $C_1 ar$	51,7 / 57,7		
			Глина песчанистая с прослойками песчаника $C_1 ar$	57,7 / 92,5		
			Песчаник серый рыхлый $C_1 ar$	92,5 / 135,0		
			Глина алевритистая $C_1 ps$	135,0 / 140,0		
			Переслаивание песчаника тонкозернистого с алевролитами и глинами $C_1 ps$	140,0 / 201,0		

			Мергель от светло-серого до темно-серого с прослоями песчаника C_3pc	201,0 / 212,0		
			Доломит белый, трещины заполнены глауконитом и минералом красного цвета J_3	212,0 / 238,5		
18 / 30, 31	Чильмамедкумы, 10 км Ю кол. Ялым	400,6	Песок тонкозернистый серовато-желтый, слабо слюдистый влажный N_2^3ap	0,0 / 104,0	–	–
			Песчаник тонкозернистый рыхлый водоносный N_2^3ap	104,0 / 111,0		
			Песок тонкозернистый пылеватый водоносный N_2^3ap	111,0 / 115,0		
			Глина светло-коричневая плотная N_2^3ap	115,0 / 133,0		
			Песок тонкозернистый серо-желтый водоносный с прослоем песчаника N_2^3ap	133,0 / 168,0		
			Глина светло-коричневая плотная влажная N_2^3ap	168,0 / 181,0		
			Песчаник глинистый, тонкозернистый светло-серый водоносный N_2^3ap	181,0 / 198,0		
			Глина песчанистая светло-серая с прослоями песчаника N_2^3ak	198,0 / 268,5		
			Песчаник тонкозернистый светло-серый с примесью гравия и отпечатками фауны $C_{1-2}l$	268,5 / 400,6		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
19 / 32, 33	Туаркыр, 30 км ЮВ пос. Кизыл-Кия	435,0	Суглинок легкий желто-серый pIQ	0,0 / 2,5	– / 166,1	0,07 / 1,5 ; 0,14 / 1,5
			Песчаник мелкозернистый от светло-желтого до светло-серого, местами с фосфоритовой галькой Cr_1al	2,5 / 55,0		
			Глина песчанистая темно-серая с зеленоватым оттенком слюдистая плотная Cr_1al	55,0 / 69,4		
			Песчаник известковистый тонкозернистый светло-серый с включением пирита и отпечатками фауны Cr_1al	69,4 / 183,0		
			Глина плотная темно-серая слоистая Cr_1al	183,0 / 192,0		
			Песчаник тонкозернистый светло-серый, с прослоем глины Cr_1ar	192,0 / 222,0		
			Глина песчанистая темно-серая с прослоем песчаника плотного Cr_1ar	222,0 / 273,0		
			Песчаник особомелкозернистый светло-серый Cr_1al	273,0 / 350,0		
			Глина песчанистая темно-серая плотная Cr_1ar	350,0 / 355,0		
			Песчаник особомелкозернистый серый с остатками фауны Cr_1ar	355,0 / 359,0		

			Известняк кристаллический серый трещиноватый с остатками фауны C_1pc	359,0 / 371,0		
			Песчаник тонкозернистый светло-серый рыхлый C_1pc	371,0 / 399,0		
			Глина песчанистая плотная C_1pc	399,0 / 405,0		
			Известняк серый с включением фауны C_1pc	405,0 / 414,0		
			Глина песчанистая темно-серая C_1pc	414,0 / 419,0		
			Песчаник тонкозернистый светло-серый слюдистый с прослоями известняка C_1pc	419,0 / 435,0		
30 / 34	Предгорная равнина Большого Балхана, 25 км СЗ под. Данага	83,5	Гравийно-галечные отложения, состоящие из известняковой гальки, тонкозернистого песка и гравия с прослоями тонкозернистого песка свело-желтого pIQ_{I-II}	0,0 / 16,0	— / 72,5	—
			Супесь легкая серовато-желтая с гравием и галькой pIQ_{I+II}	16,0 / 23,0		
			Песок от тонко- до разнозернистого серовато-желтый с включением гравия и галька с прослоями легкой супеси pIQ_{I+II}	23,0 / 80,1		
			Супесь легкая желтовато-серая с прослоями песка pIQ_{I-II}	80,1 / 83,5		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
21 / 35	Чильмамедкумы, 25 *км* ССЗ оз. Ясхан	80,9	Песок мелко- и тонкозернистый от бурового-желтого до желто-серого с катунами глины на глубине 53 *м* N_2^3ap	0,0 / 39,4	– / 50,9	–
			Глина светло-серая с ржавыми прожилками плотная вязкая N_2^3ap	39,4 / 54,6		
			Супесь легкая светло-серая с прослойками глины N_2^3ap	54,6 / 55,7		
			Песок мелкозернистый с прослоем разнозернистого пылеватый от серовато-желтого до бурового-желтого, с глубины от 62 до 65,7 *м* с редким гравием N_2^3ap	55,7 / 80,9		
22 / 36	16 *км* СВ кол. Тузарфа	17,60	Песок мелко- и крупнозернистый серовато-желтый и коричнево-желтый с примесью мелкого гравия и обломками фауны $Q_{II}hz \div Q_{III}hv$	0,0 / 5,9	– / 11,85	–
			Песчаник мелкозернистый буровато-желтый $Q_{II}hz \div Q_{III}hv$	5,9 / 6,8		
			Песок мелкозернистый с примесью крупнозернистого (более 30%) серовато-желтый $Q_{II}hz \div Q_{III}hv$	6,8 / 8,1		
			Гипс кристаллический зеленовато-серый $Q_{II}hz \div Q_{III}hv$	8,1 / 10,3		

23 37–39	Красноводский п-ов, 22 км СВ г. Красноводска	35,15	Песок тонкозернистый темно-серый $Q_{II}hz-Q_{III}hv$	10,3 10,9	–	–
			Супесь зеленовато-серая с прослоем гипса $Q_{II}hz-Q_{III}hv$	10,9 14,0		
			Глина песчанистая серая влажная $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	14,0 17,5		
			Песок желтовато-серый тонкозернистый сухой $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	0,0 2,3		
			Песчаник серый разнозернистый слоистый слабо влажный $Q_{II}hz-Q_{III}hv$	2,3 7,3		
			Песок серый разнозернистый слабо влажный $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	7,3 9,05		
			Песок серый мелкозернистый с прослоем песчаника $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	9,05 12,2		
			Песчаник желтовато-серый разнозернистый с прослоем известняка, с глубины 14,55 м влажный	12,2 17,2		
			Песок серый мелкозернистый влажный, с глубины 18,2 м водоносный $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	17,2 19,5		
			Песчаник желтовато-серый разнозернистый водоносный $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	19,5 20,38		
			Глина темно-серая, желтая слоистая слабо влажная $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	20,38 23,0		
			Песчаник ракушечник желтовато-серый крупнозернистый, известняк водоносный $Q_{II}hz+Q_{III}hv$	23,0 25,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Глина темно-серая слоистая плотная $Q_{II}bz+Q_{III}bv$	25,0 / 25,7		
			Глина светло-желтая с зеленоватым оттенком песчаная плотная слабо влажная N_2^2ak	25,7 / 35,15	— / 18,25	
24 / 40	Восточный берег Южной Карабогазской косы	45,0	Песок мелкозернистый с мелкой галькой $Q_{IV}pk$	0,0 / 27,0	— / 5,0	—
			Песчаник известковистый пористый $Q_{III}bv$	27,0 / 32,0		
			Глина песчанистая опесоованная N_2^2ap	32,0 / 45,0		

Складчатая область Большого Балхана и Куба-Дага

25 / 41	Колодец Высога, подножие крутого склона	8,15	Известняк плотный C_{IV}		— / 2,7–4,05	—
26 / 42	Источник, 2,5 км СЗ высоты, узкое ущелье, камни с отвесными стенками		Известняк J_3ox+c		Одной струей из трещины в виде ручейка	0,36 водосливом
27 / 43, 44	Кара-Чагыл	719,65	Суглинки, глины, внизу с большим содержанием гравия pIQ	0,0 / 7,6	300 / —	На глубине 360 м Q = 0,17;

			Разрушенные глинистые сланцы, представляющие кору выветривания юрских сланцев J_2bj-bt	7,6 / 11,15		620 м $Q = 7,3$; при дальнейшей проходке $Q = 5,08$
			Черные глинистые сланцы юры, местами трещиноватые, встречаются прослои до 0,4 м песчаника, а также мелкогалечного конгломерата J_2bj-bt	11,15 / 719,65		
28 / 45	Колодец. Левый склон у дороги Джебел-Огланлы, 800 м от Кирпичского прорыва	3,74	Аргиллит J_2bj_2	3,17 / 3,17	3,17 / 3,17	0,24 / –
29 / 46	Колодец. Близ правого борта на дне широкой долины	15,85	–	13,3	13,3	
30 / 47	Таш-Арватская долина, 22 км от ст. Джебел	Длина галереи 22,6 м	Песчаник J_2bt_1	–	–	0,22 / –
31 / 48	27,5 км от ст. Джебел	–	Трещиноватый песчаник J_2bt_1	–	–	– / 3,41
32 / 49	Колодец. Верхняя часть широкой долины, 1,8 км ЮВ высоты	2,77	Песчаник J_2bt_1	–	1,3 / 0,9–1,3	–
33 / 50,51	4 км СЗ горы Бешраджи, восточное погружение хребта Секз-Даг		Песок pIQ_{III-IV}	0,0 / 3,2	367,7 / 26,15	0,66 / 2,9
			Известняк светло-серый неднородный Cr_2b_1	3,2 / 30,0		
			Известняк органогенно-обломочный Cr_2b_1	30,0 / 112,0		
			Известняк светло-серый мелкозернистый Cr_2b_1	112,0 / 137,0		
			Известняк светло-серый обломочный Cr_2b	137,0 / 193,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песчаник светло-серый известковистый C_1h	193,0 / 221,7		
			Известняк светло- и темно-серый слоистый C_1h	221,7 / 255,0		
			Известняк зеленовато-светло-серый с глауконитом C_1h	255,0 / 289,0		
			Песчаник серый мелкозернистый, трещиноватый C_1h	289,0 / 325,0		
			Известняк серый плотный с фауной C_1h	325,0 / 341,5		
			Известняк серый и темно-серый кавернозный, крепкий с запахом H_2S C_1h	341,5 / 367,7		
34 / 52	Источник на крутом склоне горы Ардан	—	Известняк доломитизированный $C_1h–C_1h$	–	–	0,06
35 / 33	Источник. Плато Большого Балхана 4 км ЮЮЗ вышки	2,0	Известняк C_1h_1	–	1,8	–
36 / 54	Источник Ущелье Ташлы-Дере, верховье, у подножия левого склона	—	Известняк J_2cl	–	Незначительный	–

37 55	Источник Верхняя часть сая с крутыми бортами в правом отвесном борту, 2 км ЮЮЗ высоты	–	Песчаник Cr_1b_1	–	–	– 0,2–0,3
38 56	Источник Каменистый сравнительно пологий склон	–	Известковистые и мергелевые глины из толщи делювия Cr_1b	–	–	0,016 –

Западно-Туркменский артезианский бассейн

39 57–58	Песчаная равнина п-ова Дарджа, 27 км ССВ мыса Аггепе	25,0	Песок очень мелкозернистый серовато-желтый с включением гипса $Q_{III}hv$	0,0 11,0	– 3,83	–
			Глина желтовато-серая с пятнами ожелезнения, вязкая $Q_{III}hz$	11,0 12,4		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый с прослоями глины слабо слюдистой $Q_{III}hz$	12,4 14,8		
			Глина желтовато-серая с прослоями песка $Q_{III}hz$	14,8 19,1		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый с включением гипса $Q_{III}hz$	19,1 21,5		
			Глина светло-коричневая с прослойками песка и включением гипса $Q_{III}hz$	21,5 23,3		
			Супесь тяжелая светло-коричневая с редкими включениями гипса $Q_{III}hz$	23,3 24,4		
			Глина светло коричневая с прослойками тяжелого суглинка и включением гипса $Q_{III}hz$	24,4 25,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
40 / 59	–	23,0	Песок особо мелкозернистый желтовато-серый слабо слюдистый с редкой фауной и включением солей, отсортированный, сухой, с глубины 0,3 м влажный, с глубины 1,51 м водоносный Q_{IV} lk	0,60 / 18,2	–	–
			Суглинок тяжелый коричневато-серый с бурыми и голубоватыми пятнами, с включением кристаллов гипса, плотный $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	18,2 / 19,1		
			Песок очень мелкозернистый желтовато-серый $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	19,0 / 23,0		
41а / 61–68	Структура Небит-даг	3000,0	Чередование хорошо отсортированных песков с глинами различной окраски $Q_{I}b$	0,0 / 310,0	– / Самоизлив	5,0 / –
			Чередование глин и песков различной сортированности; в подошве свит встречается галька меловых пород N_2^3ap	310,0 / 1040,0		
			Чередование песков и глин различной плотности, в кровле слой маркирующих черных глин мощностью 3 м N_2^3ak	1040,0 / 1320,0		
			Чередование песков (мощность 20 м) с песчанистыми глинами (мощность 2–5 м) N_2^2	1320,0 / 3000,0		

41 69	Западный склон горы Чокрак	2900,0	Чередование глин и песков, реже песчаников N_2ap	0,0 160,0	–	0,08 –
			Чередование глин и песков N_2ak	160,0 200,0	Самоизлив	
			Чередование песчаников, глин и песков N_2	200,0 2900,0		
42 70	–	70,4	Песок особомелкозернистый пылеватый желтовато-серый, слюдистый; с глубины 16,72 м водоносный $Q_{III}hv$	0,0 19,5	– 16,72	–
			Чередование песка тонко- и мелкозернистого $Q_{III}hv$	19,5 32,5		
			Песок мелкозернистый желтовато-серый с прослоем глины $Q_{III}hv$	32,5 44,5		
			Песок особомелкозернистый серый с катунами глины $Q_{II}hz$	44,5 57,7		
			Глина желтовато-серая плотная $Q_{II}hz$	57,7 60,4		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый пылеватый, слюдистый $Q_{II}hz$	60,4 66,15		
			Глина тяжелая желтовато-серая с неровным изломом и гнездами ожелезнения, плотная Q_Ib	66,15 70,0		
			Песок мелкозернистый Q_Ib	70,0 70,4		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
43 / 71–72	–	64,0	Суглинок легкий желтовато-серый сухой pIQIII+IV	0,0 / 24,0	– / 37,0	–
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с прослоями суглинка pIQIII+IV	24,0 / 4,2		
			Суглинок легкий серый слабо влажный плотный pIQIII+IV	4,2 / 4,9		
			Песок тонкозернистый серо-желтый, с глубины 6 м глина pIQIII+IV	4,9 / 7,0		
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый, на глубине 12–13 м глинах на глубине 20,3–22,1 м прослой суглинка	7,0 / 25,3		
			Глина серая с включением песка pIQI-II	25,3 / 26,1		
			Чередование суглинка и песка тонкозернистого pIQI-II	26,1 / 38,1		
			Глина серая с включением гипса и гнездами песка	38,1 / 40,2		
			Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый влажный pIQI-II	40,2 / 44,0		
			Глина серая с включением песка pIQI-II	44,0 / 48,0		

			Песок гонкозернистый пылеватый желтовато-серый pIQ_{I-II}	48,0 / 54,0		
			Глина желтовато-коричневая с включением гипса pIQ_{I-II}	54,0 / 56,3		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый, с глубины 57 м водоносный pIQ_{I-II}	56,3 / 61,0		
			Песок мелкозернистый серый слюдистый плохо отсортированный pIQ_{I-II}	61,0 / 64,0		
44 / 73–77	Камышладжа – Челекен	1	Чередование песков и глин Q	0,0 / 520,0	–	–
			То же N_2^3ak	520,0 / 860,0		
			Чередование песков, глин и песчаников N_2^3ak	860,0 / 960,0		
			То же N_2^3	960,0 / 4220,0		
45 / 78	–	35,4	Супесь легкая засоленная сухая pIQ_{III+IV}	0,0 / 0,3	– / 29,05	–
			Суглинок легкий желтовато-серый плотный сухой pIQ_{III+IV}	0,3 / 1,0		
			Супесь легкая желтовато-серая с включением солей pIQ_{III+IV}	1,0 / 3,0		
			Суглинок легкий желтовато-серый плотный pIQ_{III+IV}	3,0 / 3,5		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившегося уровня (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песок тонкозернистый желтовато-серый с включением солей pIQ_{III+IV}	3,5 / 4,6		
			Суглинок тяжелый зеленовато-серый плотный pIQ_{III+IV}	4,6 / 7,4		
			Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый с включением солей и катунами глины pIQ_{III+IV}	7,4 / 18,0		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый с небольшими катунами глины, с глубины 29,03 м водоносный $Q_{III}hz$	18,0 / 35,4		
46 / 79	–	16,15	Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый сильно слюдистый, сухой aIQ_{III}	0,0 / 3,4	– / 11,25	–
			Суглинок тяжелый желтовато-серый с новообразованиями гипса, сухой плотный	3,1 / 4,3		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый пылеватый слюдистый aIQ_{III}	4,3 / 5,4		
			Супесь тяжелая желтовато-серая слюдистая влажная	5,4 / 8,5		
			Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый слюдистый aIQ_{III}	8,5 / 10,1		

47 80–81	Прибрежная равнина, 5 км СЗ Газли-Кули	283,0	Глина серая слоистая с прослоем мелкозернистого песка, с гипсом, влажная aIQ_{III}	10,1 10,6	–	$Q_1 = 25–28$ $Q_2 = 0,03$ $Q_3 = 0,3$ при изливе
			Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый слюдистый aIQ_{III}	10,6 11,2		
			Глина серая слоистая с прослойками песка, гипса, влажная, вязкая aIQ_{III}	11,2 12,0		
			Песок тонкозернистый пылеватый серый слюдистый aIQ_{III}	12,0 14,4		
			Песок мелкозернистый пылеватый желтовато-серый слюдистый aIQ_{III}	14,4 16,15		
			Песок с прослоями глины $Q_{III}hz \div Q_{III}hv$	0,0 125,0	Самонизлив	
			Песок серый тонкозернистый слабо слюдистый, с прослоями глины серой песчанистой, известковистой $Q_{III}hz \div Q_{III}hv$	125,0 148,0		
			Песок $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	148,0 190,0		
			Песок серый тонко- и мелкозернистый слабо глинистый $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	190,0 200,0		
			Песок с прослоями глины $Q_{III}hz \div Q_{III}hv$	200,0 241,0		
			Глина темно-серая загипсованная песчанистая $Q_{III}hz–Q_{III}hv$	241,0 256,0		
			Песок с прослоями глины $Q_{III}hz+Q_{III}hv$	256,0 283,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
			Глины с прослоями песка и песчаника Q_1b	253,0 / 950,0		
			То же N_2^3ap	950,0 / 1450,0		
			Глины с маломощными прослоями песка N_2^3ak	1450,0 / 1540,0		
			Сложная толща глин, песчаников и песков N_2^2	1540,0 / 2500,0		
48 / 82	–	21,0	Супесь легкая зеленовато-серая слюдистая сухая a^1–plQ	0,0 / 3,0	– / 16,3	–
			Песок тонкозернистый серовато-желтый слюдистый, на глубине 9 *м* с включением гипса. В интервалах 18–15 и 17–21 *м* глинистый серовато-коричневый $Q_{II}hv$	3,0 / 21,0		

Складчатая область Копет-Дага и Малого Балхана

49 / 83	Предгорная равнина, 5 *км* от ст. Казанджик	30,0	Супесь легкая желто-серая с прослоями суглинка, в интервале 6,3–7 *м* глины pIQ_{III+IV}	0,0 / 8,4	– / 28,55	
			Переслаивание песка, супеси, гальки и глины aIQ_{III}	8,4 / 14,9		

			Песок особомелкозернистый желто-серый с прослоями гравия, суглинка и глины aIQ_{I+II}	14,9 / 30,0		
50 / 84	Предгорная равнина, 2 км ЮЗ Ходжа-Куйма	38,0	Чередование суглинка тяжелого и легкого желто-серого и супеси легкой желто-серой. Преобладают суглинки pIQ_{III+IV}	0,0 / 7,2	– / 17,04	
			Песок особомелкозернистый желто-серый с прослоем глины светло-серой и светло-коричневой aIQ_{I+II}	7,2 / 38,0		
51 / 85	Предгорная равнина, 28 км СВ ст. Кизил-Арват	22,4	Суглинок легкий и тяжелый желтовато-серый, в интервале 9,65—11,4 м супесь и песок pIQ_{III+IV}	0,0 / 13,35	– / 17,4	
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый pIQ_{III+IV}	13,35 / 17,25		
			Глина серая pIQ_{III+IV}	17,25 / 19,85		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый pIQ_{III+IV}	19,85 / 22,4		
52 / 86	9,5 км СВ Кизил-Арвата	34,85	Суглинок легкий палево-серый и желтовато-серый pIQ_{III+IV}	0,0 / 10,4	– / 31,45	
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый с прослоями суглинка тяжелого желтовато-серого pIQ_{III+IV}	10,4 / 34,85		
53 / 87	Кюрян-Даг, у родника Темень	126,0	Супеси, суглинки, глины pIQ	0,0 / 4,0	– / Самоизлив на глубине 122,5 м	0,3 / –
			Темно-серые сланцевые аргиллиты с прослоем плотных известковистых песчаников C_3cm	4,0 / 117,8		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песчаники известковистые мелкозернистые светло-серые сцементированные C_2sn	117,8 / 125,0		
54 / 88	Термальная зона Копет-Дага, 18 км З ст. Кизыл-Арват	454,0	Супесь легкая желто-серая с галькой и редкими валунами pIQ	0,0 / 138,4	– / 24,05	0,35 / 4,9
			Валунно-галечные отложения с супесчаным заполнителем pIQ	138,4 / 173,4		
			Супесь легкая зеленовато-серая pIQ	173,4 / 184,5		
55 / 89	Гора Торгой (источник № 15), 7,5 км ЗСЗ	–	Мергель C_2sn+d	–	–	–
56 / 90–92	В русле р. Терс-Акан	2003,0	Суглинок Q	0,0 / 6,0		
			Мергели плотные с прослоями глинистых мергелей. Цвет серый, темно-серый до черного. Встречаются кристаллы вторичного пирита C_2sn	6,0 / 110,0		
			Известняки плотные, местами трещиноватые. Трещины выполнены кальцитом C_2sn	110,0 / 122,0		
			Мергели глинистые трещиноватые темно-серые. Жильный кальцит C_2sn	122,0 / 200,0		
			Алевролиты темно-серые трещиноватые C_2sn	200,0 / 220,0		

Известняки серые трещиноватые C_2^1sn	220,0 232,0
Алевролиты темно-серые сильно трещиноватые C_2^1sn	232,0 255,0
Песчанжи темно-серые рыхлые. Жильный кальцит C_2^1t	255,0 272,0
Песчанники с прослоями алевролитов. Порода плотная слабо трещиноватая. Трещины частично выполнены кальцитом. Толщина кальцитовых прожилков достигает 5 *мм*. По всему разрезу встречаются отдельные зерна (до 0,5 *мм*) и скопления пирита. Цвет кальцита молочно-белый, в интервале 374—380 *м* отмечались кристаллы прозрачного кальцита $C_2^1cm_2$	272,0 468,0
Алевролиты с прослоями песчаников. Порода серого, темно-серого цвета, слабо трещиноватая. Трещины выполнены кальцитом молочно-белым. По всему разрезу встречается пирит в виде микроконкреций и псевдоморфоз по фораминиферам C_2^1cm	468,0 940,0
Песчанники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами (984—985; 1049—1050; 1408—1409 *м*). Порода плотная слабо трещиноватая серого, темно-серого до черного цвета. По всему разрезу прожилки кальцита молочно-белого, стяжения и отдельные кристаллы пирита C_2^1al	940,0 1700,0

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Алевролиты, песчаники темно-серые до черных. Порода крепкая, монолитная, слабо трещиноватая. Трещины (до 0,5 мм) выполнены молочно-белым, а в интервале 1963—1966 м коричневым кальцитом. По всему разрезу отмечается аутигенный и вторичный пирит (псевдоморфозы по органическим остаткам) C_1ap	1700,0 / 2003,0		
57 / 93—95	Долина р. Сумбар	1246,0	Гравийно-галечные отложения Q	0,0 / 32,4	Самоизлив	0,007
			Мергель C_1sn+d	32,4 / 109,0		
			Известняк серый C_1t	109,0 / 145,0		
			Песчаник мелкозернистый C_2cm_1	145,0 / 259,0		
			Алевролиты, глинистые алевролиты	259,0 / 498,0		
			Песчаник мелкозернистый светло-серый C_2cm_2	498,0 / 510,0		
			Алевролиты с прослоями песчаников C_2cm_1	510,0 / 669,0		
			Алевролиты, аргиллиты темно-серые с прослоями песчаников C_2a_3	669,0 / 910,0		

			Песчаники тонкозернистые $C_2a_1^1$	910,0 / 1276,0		
58 / 96	Северный борт Передовой цепи Копет-Дага, 800 м ЮЗ курорта Арчман	1203,0	Валуны, галька, гравий известняков, песчаников и мергелей pIQ_{I+II}	0,0 / 60,65	– / 25,0	Глубина 1152–1169 м
			Известняки темно-серые с прожилками кальцита C_2^1b	60,65 / 314,7		4,0 / 11,0
			Известняки серые, темно-серые с фауной с прожилками кальцита и редкими глинистыми прослойками C_2^1b	314,7 / 638,0		2,5 / 9,0
						Глубина 1019–1125 м
						2,7 / 16,0
						2,3 / 11,0
59 / 97	Подгорная равнина, 15 км СВ Бами	74,85	Супесь легкая серовато-желтая pIQ_{III+IV}	0,0 / 3,0	– / 0,9	
			Песок мелкозернистый желтовато-серый pIQ_{III+IV}	3,0 / 6,5		
			Суглинок, глина и песок pIQ_{III+IV}	6,5 / 9,5		
			Супесь легкая серая pIQ_{III+IV}	9,5 / 14,5		
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с катунами глины aIQ_{I+II}	14,5 / 26,5		
			Глина желто-серая aIQ_{I+II}	26,5 / 32,9		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Суглинок легкий серый aIQ_{I+II}	32,9 / 36,0		
			Песок особомелкозернистый серый с катунами глины aIQ_{I+II}	36,0 / 39,0		
			Суглинок тяжелый серый aIQ_{I+II}	39,0 / 41,0		
			Песок особомелкозернистый темно-серый, в верхней части слоя супесь легкая aIQ_{I+II}	41,0 / 52,0		
			Глина светло-коричневая aIQ_{I+II}	52,0 / 54,0		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый с катунами глины, в интервале 69,39—71,4 м суглинок тяжелый aIQ_{I+II}	54,0 / 74,85		
60 / 98	Источник	—	Песчаник C_1ar	—	—	0,5 / —
61 / 99	Песчаная равнина Каракумов, 46 км СВ ст. Бахарден	19,0	Песок топкозернистый светло-желтый aIQ_{I+II}	0,0 / 0,8		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый с включением темноцветных минералов	0,8 / 2,5		
			Песок мелкозернистый желтовато-серый aIQ_{I+II}	2,5 / 4,8		

			То же	4,8 / 8,1	
			Глина серовато-желтая aIQ_{I+II}	8,1 / 8,65	
			Песок особомелкозернистый от темно-серого до желтовато-серого с прослойками легкой супеси aIQ_{I+II}	8,65 / 19,0	– / 1,34
62 / 100	Урочище Орта-Такыр, 25 км СВ ст. Геок-Тепе	71,0	Песок особомелкозернистый серовато-желтый с включением темноцветных минералов Q_{IV}	0,0 / 2,4	– / 24,6
			Супесь тяжелая желтовато-серая pIQ_{III+IV}	2,4 / 20,0	
			Суглинок тяжелый светло-коричневый с включением супеси и глины pIQ_{III+IV}	20,0 / 21,3	
			Супесь тяжелая желтовато-серая pIQ_{III+IV}	21,3 / 23,5	
			Супесь легкая желтовато-серая с прослойками суглинка и тонкозернистого песка pIQ_{III+IV}	23,6 / 28,0	
			Суглинок тяжелый светло-коричневый pIQ_{III+IV}	28,0 / 30,0	
			Глина светло-коричневая с прослойками песка pIQ_{III+IV}	30,0 / 31,8	
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с катунами глины pIQ_{III+IV}	31,8 / 42,6	
			Супесь легкая желтовато-серая с прослойками суглинка и глины pIQ_{III+IV}	42,6 / 56,6	

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
63 / 101, 102	Долина р. Алты-Яб, 1 км СЗ дома отдыха Чуди	—	Суглинок тяжелый с включениями галек Q_{III-IV}	0,0 / 5,5	— / 3,69	0,2 / 60,0
			Галечник разнообломочный Q_{III-IV}	5,5 / 15,0		
			Алевролиты и алевритистые глины темно-серые C_1ar	15,0 / 22,0		
			Песчаник глинистый тонкозернистый C_1ar	22,0 / 87,0		
			Алевролит известковистый C_1ar	87,0 / 127,4		
			Песчаник мелкозернистый C_1ar	127,4 / 133,5		
			Алевролит известковистый темно-серый C_1ar	133,5 / 185,0		
			Песчаник тонкозернистый темно-серый C_1ar	185,0 / 213,5		
			Алевролит известковистый темно-серый C_1ar	213,5 / 287,5		
			Песчаник известковистый тонкозернистый темно-серый	287,5 / 316,0		
			Алевролит известковистый с подчиненными маломощными прослоями песчаников C_1ar	316,0 / 350,0		

64 103	Низовье Гиндуварского конуса, колхоз им. Ленина	100,0	Супесь pIQ	0,0 44,3	– 14,05	
			Галечник pIQ	44,3 57,6		
			Супесь pIQ	57,6 100,0		
65 104	Межбарханное понижение, 0,6 км от кол. Ишакую	49,0	Переслаивание песка тонкозернистого буровато-желтого и супеси палево-серой pIQIII-IV	0,0 7,0	– 28,9	
			Песок мелкозернистый буровато-желтый pIQIII-IV	7,0 18,0		
			Супесь легкая палево-серая pIQIII-IV	18,0 21,6		
			Суглинок легкий серовато-палевый pIQIII-IV	21,6 25,0		
			Глина плотная серовато-желтая pIQIII-IV	25,0 30,4		
			Песок тонкозернистый буровато-желтый pIQIII-IV	30,4 49,0		
66 105, 106	Ущелье р. Шерлоук 40 км ЮВ Ашхабада	1175,0	Известняк, в интервале 48–85 м трещиноватый C_2v	0,0 85,0	– 25,6	1,8 12,7
			Известняк светло-серый пористый с прослоями дресвы C_2v	85,0 98,0		
			Ангидрит голубовато-серый с прослоями известняка темно-серого J_3t	98,0 160,0		
			Переслаивание доломитов темно-серых и ангидритов серых и темно-серых	160,0 230,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Аргиллиты с прослоями доломитов и ангидритов J_3t	230,0 / 305,0		
			Переслаивание доломитов и ангидритов J_3c	305,0 / 645,0		
			Переслаивание известняков различных типов J_3ox	645,0 / 900,0		
			Доломиты серые и темно-серые J_3ox	900,0 / 1045,0		
			Доломитизированный известняк серый J_3ox	1045,0 / 1175,0		
67 / 107	—	39,30	Супесь тяжелая серовато-палевая pIQ_{III+IV}	0,0 / 2,55	— / 17,5	
			Песок тонкозернистый желтовато-бурый pIQ_{III+IV}	2,55 / 7,70		
			Супесь легкая серовато-палевая pIQ_{III+IV}	7,70 / 9,10		
			Песок тонкозернистый буровато-желтый pIQ_{III+IV}	9,10 / 10,55		
			Супесь легкая серовато-палевая pIQ_{III+IV}	10,55 / 11,8		
			Песок тонкозернистый серовато-палевый aIQ_{III}	11,8 / 12,6		

			Супесь легкая серовато-палевая aIQ_{I+II}	12,6 / 19,7		
			Глина светло-коричневая песчанистая aIQ_{I+II}	19,7 / 20,95		
			Песок тонкозернистый буровато-желтый aIQ_{I+II}	20,95 / 22,35		
			Супесь легкая палево-серая aIQ_{I+II}	22,35 / 24,5		
			Песок буровато-желтый мелкозернистый с обломками гипса aIQ_{I+II}	24,5 / 30,2		
			Глина желто-коричневая aIQ_{I-II}	30,2 / 32,5		
			Песок тонкозернистый буровато-желтый aIQ_{I-II}	32,5 / 36,7		
			Супесь палево-серая загипсованная aIQ_{I+II}	36,7 / 39,0		
			Глина светло-коричневая слабо загипсованная aIQ_{I+II}	39,0 / 39,5		
68 / 108	Восточный Копет-Даг, 6,3 км ЮЗ ст. Баба-Дурмаз у подножия Северного склона хребта Зира-Кев (источник)	–	Кварцевый песчаник Pg_1b			10 / –
69 / 109	Предгорная равнина, 2,1 км ЮВ кол. Балкую	9,0	Суглинок палево-серый	0,0 / 0,7	– / 3,3	
			Глина светло-коричневая плотная pIQ_{III-IV}	0,7 / 2,2		
			Суглинок палево-серый легкий опесчаненный pIQ_{III+IV}	2,2 / 9,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
70 / 110	Урочище Наурек-Чепме, 9,5 км СВ пос. Арчиньян (кяриз)	На поверхности	Галечник, щебень и суглинки N_2^3			8–10 / –
71 / 111	Дельта Теджена, 12,5 км ЮЗ кол. Махмалтепе	20,8	Переслаивание супеси, суглинка, глины с прослоями песка pIQ_{III+IV}	0,0 / 20,8	– / 7,2	
72 / 112	Верховье Чаачинского конуса выноса близ устья долины р. Чаача	130,0	Супесь тяжелая pIQ_{III+IV}	0,0 / 2,0	– / 27,8	0,8 / 30,0
			Галечник разнообломочный с гравием и щебнем pIQ_{III}	2,0 / 10,0		
			Конгломерат разногалечный на рыхлом песчано-глинистом цементе $Pg_3–N_1$	10,0 / 30,0		
			Глина песчанистая с прослоями песка и супеси $Pg_3–N_1$	30,0 / 65,0		
			Конгломерат слабо сцементированный разногалечный $Pg_3–N_1$	65,0 / 130,0		

Каракумский артезианский бассейн

(Челюнкыр, Учтаган, Капланкыр)

73 / 113, 114	600 км СВ кол. Дахлы	200,0	Известняк-ракушняк серовато-белый N_2^2	0,0 / 3,0	– / 9,0	–
			Гипс кристаллический с содержанием известково-глинистого материала до 50% N_2^2	3,0 / 10,0		

			Алевролит серый слюдистый плотный загипсованный с прослойками мергеля X_1^3	10,0 / 19,0		
			Известняк мелоподобный белый плотный с прослойками мергелей зеленовато-серых с фауной Cr_2d	19,0 / 53,0		
			Мергель светло-серый с включениями желваков пирита, встречаются прослойки и гнезда известняков, в интервале 135,7–140 м глина зеленовато-серая Cr_2st-m	53,0 / 140,0		
			Песчаник кварц-глауконитовый особомелкозернистый темно-серый с зеленоватым оттенком, в интервале 172,5–179,9 м песчаник известковистый плотный очень крепкий Cr_2cm	140,0 / 200,0		
74 / 115, 116	25 км ЮЗ кол. Дахлы	310,0	Песок тонкозернистый желто-серый плотный Q	0,0 / 3,0	– / 132,7	0,14 / 5,27
			Песчаник глинистый рыхлый с прослоями известняка светло-серого глинистого Cr_2cm	3,0 / 24,0		0,12 / 2,0
			Переслаивание известняка светло-серого глинистого с обломками фауны, и песчаника светло-серого тонкозернистого, местами с фауной Cr_2cm	24,0 / 37,7		
			Глина известковистая зеленовато-серая плотная Cr_2cm	37,7 / 82,0		
			Известняк мелоподобный белый, в интервале 83,6–85,6 м песчаник тонкозернистый зеленовато-серый Cr_2cm	82,0 / 111,4		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
			Известняк глинистый светло-серый с редкой фауной Cr_2cm	111,4 / 118,0		
			Песчаник глинистый тонкозернистый светло-серый слюдистый плотный Cr_2cm	118,0 / 131,0		
			Переслаивание мергелей, песчаников глинистых рыхлых и глины песчанистой светло-серой с редкой фауной Cr_2cm	131,0 / 218,0		
			Мергель светло-серый с зеленоватым оттенком, тонкослоистый песчанистый слабо слюдистый с включениями гипса Cr_2cm	218,0 / 254,0		
			Песчаник кварц-глауконитовый тонкозернистый глинистый темно-зеленый слабо слюдистый водоносный Cr_2cm	254,0 / 310,0		
75 / 117	16 км от кол. Чарышлы по аз. 85°	202,0	Суглинок загипсованный N_1^3s	0,0 / 1,0	— / 17,4	0,4 / 2,1
			Глина песчанистая известковистая желтовато-зеленая N_1^3s	1,0 / 4,0		0,16 / 1,8
			Известняк мелоподобный с фауной N_1^3s	4,0 / 11,0		0,1 / 1,8
			Переслаивание алевролитов, мергелей и песчаников темно-серых загипсованных N_1^3s	11,0 / 23,0		

			Глина известковистая песчанистая светло-серая загипсованная с прослоями гипса до 20 *см*. В интервале 40–60 *м* с прослоями известняка N_1^3s	23,0 / 65,0			
			Переслаивание мергеля светло-серого плотного, глины песчанистой и гипса аморфного N_1^2t	65,0 / 116,0			
			Алевролит серо-коричневый рыхлый с тонкими прослоями глины N_1^2t	116,0 / 122,0			
			Переслаивание глины серо-зеленой и гипса белого плотного N_1^2t	122,0 / 130,0			
			Глина известковистая песчанистая серовато-зеленая плотная. В интервале 138–149 *м* с прослойками рыхлого песчаника Pg	130,0 / 202,0			
76 / 118, 119	11 *км* от колодца Палванкуи по аз 123°	380,0	Песок межозернистый серовато-желтый Q	0,0 / 2,5	– / 75,9	0,52 / 0,40	
			Переслаивание мелоподобного ракушечника и оолитовых известняков, с глубины 48 *м* переслаивание известняка с мергелем N_1^3s	2,5 / 63,0			
			Гипс желтовато-серый, в интервалах 63–75 и 99–103,5 *м* с прослоями известняка N_1^2t	63,0 / 103,0			
			Глина зеленовато-серая N_1^2t	103,0 / 312,0			
			Песчаник темно-серый N_1^2t	312,0 / 316,0			

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Глина от серой до светло- и темно-коричневой Pg	316,0 / 327,0		
			Известняк светло-серый Cr_2d	327,0 / 380,0		
77 / 120	Восточный край Кара-Шора	4,5	Алеврит серый плотный глинистый, неслоистый $aI-pIQ_{III-IV}$	0,0 / 4,5	— / 4,5	—
78 / 121	27,5 км от кол. Отузкулач по аз. 320°	106,0	Песок тонкозернистый с прослоями супеси N_1^3s	0,0 / 1,0	— / 63,1	—
			Известняк светло-серый с зеленоватым оттенком, в интервале 21—33 м известняк оолитовый N_1^3s	1,0 / 33,0		
			Известняк серовато-белый N_1^3s	33,0 / 54,0		
			Мергель бледно-зеленый с редкими отпечатками фауны N_1^3t	54,0 / 62,0		
			Песчаник глинистый серый N_1^3t	62,0 / 94,0		
			Глина зеленовато-серая Pg	94,0 / 106,0		
79 / 122, 123	32 км от кол. Отузкулач по аз. 37°	200,0	Песчаник тонкозернистый желтовато-серый слабосцементированный aIQ_{III}	0,0 / 15,0	—	0,65 / 14,0

			Песчаник тонкозернистый глинистый желто-серый, с глубины 15 м серый aQ_{I-II}	15,0 / 30,0		0,26 / 6,0
			Алевролит коричневато-серый, участками переходит в песчаник рыхлый и глину той же окраски. С глубины 39 м песчаник тонкозернистый серый рыхлый N_1^3s	30,0 / 50,0		0,41 / 5,0
						0,29 / 2,5
			Известняк серый глинистый плотный горизонтальнослоистый с участками обильной фауны. В интервале 85–95 м с прослоем известняка-ракушняка. С глубины 100 м с прослоями гипса белого и глины зеленовато-серой N_1^2t	50,0 / 150,0		
			Известняк скрытокристаллический голубовато-серый плотный, участками загипсован, с прослоями белого кристаллического плотного гипса N_1^2t	150,0 / 200,0		
80 / 124, 125	19,5 км от кол. Учкудук по аз. 285°	200,0	Песок тонкозернистый серый, известняк серовато-белый с обильными отпечатками фауны N_1^3s	0,0 / 8,0	— / 14,75	0,85 / 0,75
			Переслаивание известняков светло-серых, алевритов и мергелей N_1^3s	8,0 / 33,0		0,4 / 1,4
			Алевролит желто-серый и известняк серовато-белый N_1^3s	33,0 / 43,0		0,3 / 18,6
			Известняк скрытокристаллический N_1^3s	43,0 / 46,0		
			Мергель светло-серый, в интервале 49–56 м известняк N_1^3s	46,0 / 60,0		

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Известняк детритусовый серовато-белый N_1^3s	60,0 / 85,0		
			Переслаивание песчаников, алевролитов, гипсов белых и глин серовато-зеленых N_1^3t	85,0 / 97,0		
			Песчаник мелкозернистый серый, в интервале 97—99 м содержание гипсового цемента до 50% N_1^3t	97,0 / 112,0		
			Глина серовато-зеленая Pg	112,0 / 200,0		
			Дельта Амударьи			
81 / 126	6 км ЮЗ кол. Кесеклик	26,0	Переслаивание песка очень мелкозернистого желтовато-серого, суглинка тяжелого светло-коричневого с кристаллами гипса и супеси тяжелой aIQ_{III-IV}	0,0 / 26,0	— / 20,85	—
82 / 127	Аллювиально-дельтовая равнина, 7,5 км от плато Устюрт по аз. 230°	38,7	Супеси и суглинки с прослоем песка тонкозернистого aIQ_{III+IV}	0,0 / 11,5	— / 32,8	—
			Песок тонкозернистый пылеватый желтовато-серый слюдистый aIQ_{III+IV}	11,5 / 14,3		
			Суглинок тяжелый с супесью легкой aIQ_{III+IV}	14,3 / 24,8		

			Глина светло-коричневая с кристаллами гипса и блестками слюды $a|Q_{III-IV}$	24,8 / 32,8		
			Суглинок $a|Q_{III-IV}$	32,8 / 34,0		
			Глина желтовато-коричневая $a|Q_{III-IV}$	34,0 / 38,7		
83 / 128	Аллювиальная равнина, 70 км Ю3 пос. Кызыл-Байдан	41,25	Переслаивание суглинка легкого серовато-коричневого, супеси легкой желто-серой, песка тонкозернистого и глины. Суглинок преобладает $a|Q_{III-IV}$	0,0 / 41,25	— / 34,5	—
84 / 129	У оз. Сарыкамыш	1058,0	Суглинок с прослоями гипса N_1	0,0 / 2,5	— / Самоизлив +0,7 м	40—45 / —
			Чередование глин и мергелей, в интервале 78—117 м известняки Pg_2	2,5 / 117,0		
			Известняк крепкий Pg_2	117,0 / 130,0		
			Чередование известняков и мергелей, в конце слоя песчаник C_3sn+d	130,0 / 280,0		
			Глина с редкими прослоями алевролита и песчаника C_2cm+t	280,0 / 542,0		
			То же, C_1ap+al	542,0 / 854,0		
			Глина и песчаник C_1ap+al	854,0 / 1058,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
85 / 130	14 км Ю развалин крепости Чарвак-Кала	94,70	Переслаивание супеси и суглинка, глины и песка особомелкозернистого и тонкозернистого aQ_{III-IV}	0,0 / 22,0	– / 25,03	0,31 / 5,2
			Песок мелкозернистый, с глубины 25,3 м особомелкозернистый N_2^2t	22,0 / 53,0		0,17 / 6,59
			Песчаник тонкозернистый с глинисто-гипсовым цементом N_2^2t	53,0 / 56,0		
			Глина песчанистая светло-коричневая опесчаненная N_2^2t	56,0 / 71,5		
			Песчаник тонкозернистый пестроцветный с кристаллами гипса N_2^2t	71,5 / 78,6		
			Песок особомелкозернистый с кристаллами гипса N_2^2t	78,6 / 84,5		
			Песчаник особомелкозернистый и тонкозернистый с прослоем песка N_2^2t	84,5 / 94,7		
86 / 131	Сухое русло Дарьялык, 9,7 км С пересечения канала Шахмурат дорогой	10,0	Песок серый тонкозернистый кварцевый сильно слюдистый, с глубины 2,2 м более грубый aQ_{IV}	0,0 / 10,0	– / 5,7	–
87 / 132	8 км ЗЮЗ колхоза им. Ворошилова, староречье	10,0	Суглинок легкий буровато-серый aQ_{III}	0,0 / 0,75	– / 1,9	–
			Супесь легкая серая aQ_{III}	0,75 / 3,2		

			Песок тонко- и среднезернистый слюдистый aIQ_{III}	3,2 / 10,0		
88 / 133	Аллювиальная равнина, 7 км З возвышенности Тарымская	41,50	Суглинок легкий, супесь легкая	0,0 / 1,7	– / 34,81	–
			Песок тонко- и разнозернистый aIQ_{III-IV}	1,7 / 8,1		
			Чередование суглинка легкого и тяжелого, супеси, песка тонкозернистого и глины aIQ_{III-IV}	8,1 / 41,5		
89 / 134	Межгрядовое понижение, 12 км В возвышенности Дуэлур	113,15	Песок мелкозернистый плотный с прослоями супеси aIQ_{III-IV}	0,0 / 19,9	– / 21,51	0,72 / 2,85
			Песок тонкозернистый с прослоями песчаника N_2	19,9 / 28,6		1,00 / 5,35
			Песок тонкозернистый с прослоями песчаника и глины N_1	28,6 / 56,2		
			Глина песчанистая жирная, вверху серая, ниже коричневая Pg_3	56,2 / 113,15		
90 / 135	Аллювиальная равнина, 10 км ЮЗ южной окраины г. Ленинск	10,0	Суглинок серый слабо плотный aIQ_{III}	0,0 / 0,5	– / 2,10	–
			Песок серый кварцевый тонкозернистый aIQ_{III}	0,5 / 1,0	– / 1,92	
			Суглинок тяжелый aIQ_{III}	1,0 / 2,0		
			Супесь серая легкая aIQ_{III}	2,0 / 2,5		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Суглинок тяжелый alQ_{II}	2,5 / 4,0		
			Песок серый тонкозернистый кварцево-слюдистый alQ_{I-II}	4,0 / 10,0		

Северные Каракумы

91 / 136	–	95,0	Глина серая мергелистая N_1^3s	0,0 / 10,7	– / 45,05	0,8 / 0,95
			Мергель известковистый голубовато-зеленый с прослоями глины N_1^2t	10,7 / 35,9		
			Глина мергелистая плотная голубоватая N_1^2t	35,9 / 43,5		
			Гипс с прослоями глины N_1^2t	43,5 / 45,5		
			Песчаник особомелкозернистый серый плотный ожиссованный N_1^2t	45,5 / 32,5		
			Мергель песчанистый светло-серый N_1^2t	32,5 / 57,8		
			Песок очень мелкозернистый серый ожиссованный	57,8 / 60,2		

			Глина мергелистая очень плотная голубовато-серая с прослоями гипса N_1^4	50,2 / 72,1			
			Переслаивание особомелкозернистых песков волокнистых и гипсов N_1^4	72,1 / 76,1			
			Глина плотная голубовато-зеленая с горизонтальной слоистостью и включением гипсов Pg	76,1 / 95,0			
92 / 137	Песчаная равнина Северных Каракуков, 8,7 км СЗ горы Палван-Кую	41,1	Песок особомелкозернистый и тонкозернистый темно-серый Q_{IV}	0,0 / 2,1	– / 25,8		
			Песок тонкозернистый с прослойками мелкозернистого песка, песчаника и глин N_{1-2}	2,1 / 25,8			
			Песок мелко- и тонкозернистый с прослоями глин N_{1-2}	25,8 / 41,1			
93 / 138	Котловина, 25 км ЮВ пос Бахшиш	48,10	Песок мелко- и разнозернистый серовато-желтый Q_{IV}	0,0 / 14,5	– / 11,95		
			Песок мелкозернистый серовато-желтый N_{1-2}	14,5 / 20,5			
			Глина буровато-коричневая N_{1-2}	20,5 / 23,5			
			Песок мелкозернистый бурый N_{1-2}	23,5 / 48,1			
94 / 139	150 м В кол Аджи-Кую	29,20	Песок особомелкозернистый желтовато серый Q_{IV}	0,0 / 4,5	– / 20,9	0,85 / 1,4 · 0,50 / 0,87	
			Чередование песков разной крупности N_{1-2}	4,5 / 18,2			

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
95 / 140, 141	Структура Ачак	2700	Песчаник разнозернистый N_{1-2}	18,2 / 22,5	–	–
			Песок мелкозернистый с прослоями глины N_{1-2}	22,5 / 29,2		
			Чередование песков и глин, в нижней части прослои песчаников N_{1-2}	0,0 / 302,0		
			Глины, в верхней части разреза с прослоями алевролитов Pg_3	302,0 / 432,0		
			Глина с редкими прослоями мергеля Pg_2	432,0 / 702,0		
			Мергель и глина Pg_1	702,0 / 707,0		
			Известняк, переходящий в нижней части разреза в мергель и песок $C_{T_2}sn$	707,0 / 846,0		
			Чередование песков, песчаников и глин $C_{T_2}t$	846,0 / 986,0		
			Чередование песчаников, глин и алевролитов $C_{T_2}cn$	986,0 / 1106,0		
			Глины и песчаники $C_{T_2}al$	1106,0 / 1496,0		
			Чередование глин, песчаников и алевролитов $C_{T_2}ap$	1496,0 / 1766,0		

			Глины с прослоями песчаников Cr_1pc	1766,0 / 2070,0		
			Чередование известняков, песчаников и глин J_3	2070,0 / 2370,0		
			Песчаники и глины J_2	2370,0 / 2700,0		
96 / 142–147	Тюя-Муюнская структура	2334,0	Песчаники, песчанистые глины Cr_1cm	0,0 / 205,0	–	$Q_1 = 14,4$ $Q_2 = 98,2$ $Q_3 = 106,2$ $Q_4 = 13$ $Q_5 = 3,65$
			Песчаники глинистые Cr_1al	205,0 / 420,0		
			Песчаники с прослоями глин, гравийника и щаттума Cr_1pc+ap	420,0 / 700,0		
			Песчаники, алевриты J_2	700,0 / 1905,0		
			Песчаники, алевриты J_1	1905,0 / 2334,0		
97 / 148	Впадина Ачкакая, 55 км ЮВ от ее СВ части	36,50	Чередование песков разной зернистости с прослоями щебенки и песчаника N_{1-2}	0,0 / 20,16	– / 21,81	–
			Песок особомелкозернистый с прослоями глины N_{1-2}	20,16 / 36,5		
98 / 149	72 км Ю г. Хива	35,15	Песок мелкозернистый серовато-желтый Q	0,0 / 16,8	– / 31,8	–
			Песчаник беловато-серый N_{1-2}	16,8 / 21,8		
			Песок мелко- и очень мелкозернистый серовато-желтый N_{1-2}	21,8 / 28,6		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песчаник серовато-желтый N_{1-2}	28,6 / 35,15		
99 / 150	—	40,0	Песок мелкозернистый от светло-желтого до красновато-желтого, с глубины 24,95 до 35% включений обломков плотной глины и глинистого песчаника N_{1-2}	0,0 / 28,8	— / 20,65	
			Переслаивание суглинка коричневого, супеси серовато-желтой и глины комковатой, с глубины 33,8 м песок особомелкозернистый темно-желтый N_{1-2}	28,8 / 40,0		
100 / 151	—	40,0	Песок серовато-желтый очень мелкозернистый рыхлый N_{1-2}	0,0 / 2,5	— / 27,65	—
			Песчаник бурovato-желтый слабо сцементированный известково-глинистым цементом N_{1-2}	2,5 / 6,0		
			Песок особомелкозернистый желтый со стяжениями песчаника на известково-глинистом цементе N_{1-2}	6,0 / 10,4		
			Песчаник серый плотный с включениями особомелкозернистого песка N_{1-2}	10,4 / 12,9		
			Песок желтый и серо-желтый особомелкозернистый средней плотности N_{1-2}	12,9 / 40,0		

101 152, 153	85 км от кол. Балхун по аз. 102°	44,95	Песок тонкозернистый желтовато-серый сухой, на глубине 4,5 м мелкозернистый серовато-желтый, на глубине 6,2 м серовато-желтый разнозернистый N_1	0,0 6,2	– 19,95	0,7 0,87 ; 1,0 1,57 1,3 1,87
			Песчаник полимиктово-серицитово-известково-глинистом цементе N_{1-2}	6,2 7,2		
			Песок мелкозернистый серовато-желтый сухой, с глубины 18,2 м влажный, с глубины 19,25 м водонасыщенный N_{1-2}	7,2 26,15		
			Песчаник глинистый красновато-бурый с белыми известковыми гнездами N_{1-2}	26,15 30,5		
			Песок желтовато серый разнозернистый с зернами темноцветных, глыбун N_{1-2}	30,5 44,95		
102 154	70 км ЮЮЗ ст. Хазараси	40,0	Песок мелко- и очень мелкозернистый серовато желтый Q	0,0 14,6	– 20,55	–
			То же, с прослойками песчаника N_{1-2}	14,6 30,6		
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый N_{1-2}	30,6 40,0		
103 155	55 км ЗЮЗ пос. Дарганата	45,4	Песок разнозернистый серо-желтый с древесй и желваками серого известковистого песчаника N_{1-2}	0,0 4,6	– 28,4	1,03 1,57
			Песок особомелкозернистый серо-желтый жирцеый N_{1-2}	4,6 12,6		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песчаник желто-серый особомелкозернистый с включением желваков и щебенки тонкозернистого песчаника N_{1-2}	12,6 / 20,15		
			Песок особомелкозернистый серо-желтый кварцевый с включением дресвы и щебенки особомелкозернистого песчаника до 10% N_{1-2}	20,15 / 37,75		
			Переслаивание глины светло-коричневой слоистой и песчаника светло-желтого слюдистого N_{1-2}	37,75 / 45,4		
104 / 156, 157	Песчаная равнина вблизи пос. Дарганата	2182,0	Глина серо-зеленая плотная алевролитовая Pg_3^3	0,0 / 230,0	–	–
			Мергель серый, белый, зеленоватый плотный, редко известняк с флорой Pg_3^3	230,0 / 268,0		
			Глина зелено-серая плотная Pg_3^2	268,0 / 287,0		
			Известняк песчанистый, светло-серый плотный с микрофауной Pg_3	287,0 / 325,0		
			Песчаники, песчанистые известняки и глины серые плотные слоистые C_2sn	325,0 / 600,0		

			Песчаники, пески, алевролиты и глины, редко ракушняки зелено-серые C_2t	600,0 / 1000,0		
			Алевролитовые песчаники, алевролиты и глины серые, зеленовато-серые C_2sh	1000,0 / 1140,0		
			Песчаники крепкие и слабоуплотненные глины плотные аспидовые, редко алевролиты, паттумы и ракушняки C_1al	1140,0 / 1520,0		
			Песчаники средне- и тонкозернистые, алевролиты, глины, паттумы крепкие и слабосцементированные буровато-серые C_1ps+ar	1520,0 / 1834,0		
			Известняки глинистые светло-серые с прослоями белого ангидрита, гипса, небольшими прослоями известковистых глин и песчанистых известняков J_3	1834,0 / 2182,0		
105 / 158	22 км ЮЗ впадины Ахчакая	109,0	Глина светло-коричневая, в интервале 2–3,1 м супесь тяжелая светло-коричневая	0,0 / 13,4	— / 10,5	—
			Мергель светло-серый с прослоями глины мергелистой N_1^3s	13,4 / 24,1		
			Чередование глины мергелистой голубовато-серой и известняка серого N_1^3t	24,1 / 58,0		
			Глина мергелистая светло-серая с прослоями мергеля белесовато-серого N_1^3t	58,0 / 109,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
106 / 139	6 км ЮЗ кол. Аталар-Ак-Куюсы	41,4	Песок особомелкозернистый серовато-желтый кварцевый с редкими чешуйками слюды и прослойками песчаника aIQ_{I-II}	0,0 / 16,5	– / 22,35	0,86 / 1,9
			Переслаивание песка особомелкозернистого, супеси легкой и глины серо-бурой слоистой aIQ_{I-II}	16,5 / 27,0		1,39 / 2,0
			Песок особомелкозернистый серый кварцевый слоистый aIQ_{I-II}	27,0 / 41,4		2,0 / 3,0
107 / 160–167	Зеагин-Дарвазинская структура	2145,0	Пески с прослоями глин aIQ_{I-II}	0,0 / 190,0	–	1,9 / 0,5
			Глины, пески и песчаники N_2	190,0 / 320,0		
			Глины, в конце слоя известняки Pg_3	320,0 / 335,0		
			Мергели с прослоями известняков C_2s_{II}	335,0 / 605,0		
			Чередование глин, алевролитов и песчаников C_2l	605,0 / 805,0		
			Чередование песчаников и алевролитов C_2s_{II}	805,0 / 990,0		
			Переслаивание аргиллитов, алевролитов песчаников и глин C_2al	990,0 / 1305,0		

			Чередование песчаников, известняков и глин $C_{1}ar$	1305,0 / 1650,0		
			Переслаивание глин, известняков и алевролитов $C_{1}ps$	1650,0 / 1800,0		
			Глины, известняки и песчаники J_3	1800,0 / 1860,0		
			Переслаивание песков, песчаников, глин и алевролитов J_{1-2}	1860,0 / 2110,0		
			Конгломераты и гравелиты J_1	2110,0 / 2145,0		
			P_Z	2145,0		
108 / 168	–	40,0	Песок тонко- и мелкозернистый серовато-желтый N_{1-2}	0,0 / 15,0	– / 36,0	1
			Песчаник желтовато-серый N_{1-2}	15,0 / 17,4		
			Глина с прослоями глинистого песка N_{1-2}	17,4 / 20,6		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый N_{1-2}	20,6 / 36,0		
			То же	36,0 / 40,0		
109 / 169	50 км ЮЮЗ кол. Балкую	40,0	Чередование особомелкозернистых и мелкозернистых песков серовато-желтых N_{1-2}	0,0 / 40,0	– / 37,2	1
110 / 170	67 км ЮВ кол. Балкую	41,5	Пески разной зернистости желтовато-серые с прослойками песчаника N_{1-2}	0,0 / 35,1	– / 38,2	1

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившейся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песок мелкозернистый с прослойками песчаника N_{1-2}	35,1 / 41,5		
111 / 171	46 км ЮЮЗ пос Дарганата	42,0	Песок светло желтый особомелкозернистый N_{1-2}	0,0 / 10,2	— / 34,7	—
			Песчаник тонкозернистый желто-серый, в подошве слоя глина песчанистая светло-коричневая N_{1-2}	10,2 / 42,0		
112 / 172	Межгрядовая котловина, 15 км Ю Оклы	40,0	Песок серовато-желтый тонкозернистый Q	0,0 / 1,2	— / 6,8	—
			Песок тонкозернистый желто-серый с включением темноцветных минералов и прослойками глины N_{1-2}	1,2 / 15,4		
			Глина темно-коричневая плотная песчанистая слабо огипсованная N_{1-2}	15,4 / 17,8		
			Песчаник слабо сцементированный известковистым цементом N_{1-2}	17,8 / 25,6		
			Глина светло-серая, серая и светло-коричневая N_{1-2}	25,6 / 38,6		
			Мергель голубовато-белый плотный жирный N_{1-2}	38,6 / 40,0		
113 / 173	Межгрядовое понижение, 11 км ЮЗ кол Кырк-Кулач	44,0	Песок разнозернистый серовато-желтый сухой с прослоем песка слабосцементированного N_{1-2}	0,0 / 3,2	— / 41,0	—

			Глина желтовато-коричневая плотная вязкая слоистая N_{1-2}	3,2 / 8,2			
			Песок особомелкозернистый серо-желтый и песчаник глинистый N_{1-2}	8,2 / 15,8			
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый с прослоем песка N_{1-2}	15,8 / 33,4			
			Песок серо-желтый особомелкозернистый кварцевый, с глубины 40,5 м песчаник слабо сцементированный известково-глинистым цементом N_{1-2}	33,4 / 44,0			
114 / 174	Песчаная равнина вблизи Унгуза	40,0	Песок серовато-желтый особомелкозернистый N_{1-2}	0,0 / 3,25	– / 29,65	1	
			Глина светло-коричневая N_{1-2}	3,25 / 3,75			
			Песок тонкозернистый желтовато-серый N_{1-2}	3,75 / 9,55			
			Песчаник желто-серый тонкозернистый N_{1-2}	9,55 / 14,5			
			Песок серо-желтый и серый разной зернистости N_{1-2}	14,5 / 22,6			
			Песчаник желто-серый особомелкозернистый, в интервале 26,2–27,4 м глина светло-коричневая N_{1-2}	22,6 / 29,6			
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый N_{1-2}	29,6 / 40,0			
115 / 175–180	Сводный разрез по Гагарьинской структуре	2928,0	Песчаники среднезернистые и глины N_{1-2}	0,0 / 125,0	–	1	

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Глины и мергели Pg_2	125,0 / 415,0		
			Известняки с прослоями песчаника Pg_2	415,0 / 500,0		
			Глины с прослоями мергелей Cr_2m	500,0 / 560,0		
			Глины, мергели и известняки глинистые Cr_2cp	560,0 / 668,0		
			Алевролит с прослоями глин Cr_2st	668,0 / 768,0		
			Чередование глин с алевролитами и песчаниками Cr_2c	768,0 / 828,0		
			Чередование песчаников, алевролитов и глин Cr_2t	828,0 / 1138,0		
			Чередование алевролитов с песчаниками и известковистыми глинами Cr_2cm	1138,0 / 1440,0		
			Чередование песчаников, глин и известняков Cr_2al	1440,0 / 1983,0		

			Песчаник C_1ar	1983,0 / 2004,0		
			Чередование песчаников, глин и известняков J_2cl-ox	2004,0 / 2928,0		
116 / 181	Песчаная равнина в Заунгузских Каракумах	58,0	Песок особомелкозернистый серовато-желтый Q	0,0 / 1,1	— / 50,23	
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с включением щебенки песчаников, в интервале 15–17 м песчаник желтовато-серый N_{1-2}	1,1 / 39,2		
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый, в интервалах 39,2–41,2 и 52,1–54,3 м глина коричневая N_{1-2}	39,2 / 58,0		
117 / 182	62 км Ю пос. Дарганата	46,8	Песок светло-желтый Q	0,0 / 0,4	— / 34,4	0,56 / 1,92
			Песчаник особомелкозернистый светло-серый на известковистом цементе N_{1-2}	0,4 / 4,8		1,0 / 1,85
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с включением гальки и обломков песчаника N_{1-2}	4,8 / 29,4		
			Песок особомелкозернистый желто-серый, на глубине 35,3 м глина светло-коричневая N_{1-2}	29,4 / 36,1		
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый с включением щебенки песчаника N_{1-2}	36,1 / 46,8		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Центральные Каракумы			
118 / 183	10 км В оз. Каратегелек	88,72	Песок особомелкозернистый пылеватый желто-серый с включением супеси и гравия и прослоями глины aQ_{I-II}	0,0 / 50,9	– / 30,85	–
			Глина желтовато-коричневая с голубыми прожилками aQ_{I-II}	50,9 / 55,2		
			Песок особомелкозернистый пылеватый светло-желтый с катунами глины и песчаника, в конце слоя супесь легкая aQ_{I-II}	55,2 / 68,7		
			Глина светло-коричневая с ржавыми прожилками и прослоями песка N_2^3ap	68,7 / 73,1		
			Песок особомелкозернистый пылеватый светло-желтый с прослойками легкой супеси и глины N_2^3ap	73,1 / 88,72		
119 / 184	Район оз. Ясхан	1028,5	Чередование песков, супесей, реже глин aQ_{I-II}	0,0 / 100,0		
			Глины, пески N	100,0 / 653,4		
			Глины, пески, глины мергелистые C_3sp	653,4 / 676,0		

			Песчаник $C_1al+C_{3s}m$	676,0 / 1028,5		
119а / 185	Пески Черкезли 10,8 км СВ ст. Ахча-Куйма	99,3	Песок мелкозернистый желтый, с глубины 41,2 м встречаются обломки песчаника alQ_{I-II}	0,0 / 44,0	–	–
			Песок мелкозернистый желтовато-серый с катунами глины alQ_{I+II}	44,0 / 69,2		
			Переслаивание глины коричневой и темно-серой с супесью alQ_{I-II}	69,2 / 77,0		
			Песок мелкозернистый зеленовато-серый alQ_{I+II}	77,0 / 79,4	– / 62,3	
			Глина коричневато-серая, буровато-серая и темная alQ_{I-II}	79,4 / 86,0		
			Супесь тяжелая серая пылеватая alQ_{I+II}	86,0 / 93,0		
			Песок мелкозернистый серый слюдистый alQ_{I+II}	93,0 / 99,3		
120 / 186	Песчаная равнина 37 км В оз. Ясхан	86,8	Песок особомелкозернистый светло-желтый с прослоями супеси и глин alQ_{I+II}	0,0 / 58,6	– / 20,8	–
			Переслаивание супеси светло-коричневой и суглинка тяжелого желтовато-коричневого alQ_{I+II}	58,6 / 61,6		
			Глина светло-коричневая плотная alQ_{I-II}	61,6 / 71,0		
			Супесь легкая светло-желтая с прослоем глины светло-желтой alQ_{I+II}	71,0 / 76,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
121 / 187, 188	Низменные Каракумы, 8 км СЗ кол. Шаберды	341,9	Суглинок легкий желтый aQ_{I-II}	76,0 / 77,2	–	–
			Песок тонкозернистый серовато-желтый aQ_{I-II}	77,2 / 85,7		
			Супесь тяжелая светло-желтая aQ_{I-II}	85,7 / 86,8		
			Песок особомелкозернистый серо-желтый aQ_{I-II}	0,0 / 20,0		
			Песок особомелкозернистый с прослоями глины и супеси легкой слюдистой aQ_{I-II}	20,0 / 112,3		
			Глина темно-серая слюдистая с присыпками слюдистого песка N_2^3ak	112,3 / 147,6		
			Песок особомелкозернистый слюдистый с катунами глины N_2^3ak	147,6 / 172,8		
			Глина известковистая голубовато-серая с прослоями песчаника N_2^3ak	172,8 / 216,55		
			Песок тонкозернистый серый пылеватый слюдистый N_2^3ak	216,55 / 238,8		
			Глина буровато-коричневая с присыпками песка и прослойками известняка и мергеля известковистого с фауной N_2^3ak	238,8 / 341,9		

122 189	Песчаная равнина, 40 км ВСВ оз. Чокрак	30,0	Песок очень мелкозернистый желто-серый, в интервале 14,6–14,7 м глина светло-коричневая с прослойками песка aIQ_{I-II}	0,0 30,0	– 15,4	–
123 190	Песчаная равнина, 75 км СВ ст. Бами	22,2	То же, желтовато-серый с включениями темноцветных минералов aIQ_{I-II}	0,0 22,2	– 11,96	–
124 191	То же 50 км ССВ ст. Бами	24,0	То же, серовато-желтый, местами светло-серый и серый с включением темноцветных минералов aIQ_{I+II}	0,0 19,65	– 13,41	–
			Глина светло-коричневая aIQ_{I+II}	19,65 20,4		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый aIQ_{I+II}	20,4 24,0		
125 192	То же 95 км СВ ст. Бами	23,10	Песок очень мелкозернистый желтовато-серый, в интервалах 7,55–8,45 и 10,15–12,15 м глина плотная коричневая aIQ_{I+II}	0,0 23,1	– 13,8	–
126 193	4 км СВ кол. Нуркак	26,0	Песок особомелкозернистый серовато-желтый слюдистый aIQ_{I+II}	0,0 13,0	– 16,14	
			То же, светло-серый с редкими чешуйками слюды с 17 м слюдистый, с прослойками коричневой глины и супеси aIQ_{I+II}	13,0 26,0		
127 194, 197	Сводный разрез Казы	–	Разрез снят с профиля Q	0,0 195,0	–	150,0 –
			N_2^3ak	195,0 870,0		225,0 –
			N_1^3s	870,0 945,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
			Разрез снят с профиля Cr_3sn	945,0 / 1170,0		
			Cr_3t	1170,0 / 1270,0		
			Cr_3cm	1270,0 / 1435,0		
			Cr_3al	1435,0 / 1735,0		
			Cr_3ap	1735,0 / 2185,0		
			Cr_3pc	2185,0 / 2575,0		
			J_3	2575,0 / 2650,0		
			J_{1+2}	2650,0 / 3008,0		
128 / 198	Песчаная равнина в центральной части Каракумов	19,15	Песок серый и желтовато-серый тонко- и мелкозернистый слюдистый aIQ_{II-III}	0,0 / 19,15	— / 14,15	—
129 / 199	Песчаная равнина, 19 км СЗ кол Аджикуи	—	Песок мелкозернистый, глина (разрез водоносных пород) aIQ_{II-III}	—	— / 13,75	—

130 200	4,3 км от кол. Сакар по аз. 165°	23,0	Песок желтый мелкозернистый слюдистый, с глубины 8,5 м слабо влажный aIQ_{I+II}	0,0 15,9	– 17,5	–
			Глина светло-коричневая, плотная слабо влажная aIQ_{I-II}	15,9 16,2		
			Песок мелкозернистый серовато-желтый слюдистый aIQ_{I+II}	16,2 23,0		
131 201	Межбарханное понижение у кол. Кзыл-такыр	20,0	Пески, в подошве слоя глины aIQ_{I-II}	–	– 14,95	–
132 202	Песчаная равнина, 6,5 км З кол. Сагма	27,0	Суглинок коричневый легкий aIQ_{II-III}	0,0 0,5	– 17,10	–
			Глина коричневая и светло-коричневая с прослоями песка тонкозернистого и мелкозернистого aIQ_{II+III}	0,5 4,4		
			Песок мелкозернистый буровато-желтый aIQ_{II+III}	4,4 10,7		
			Песок серый и желтовато-серый мелкозернистый aIQ_{II+III}	10,7 27,0		
133 203	Песчаная равнина Каракумов, 12 км СЗ кол. Келлеги	25,0	Песок серый и буровато-серый тонко- и мелкозернистый с прослойками глины aIQ_{I+II}	0,0 25,0	– 13,8	–
134 204	7,4 км от кол. Оюклы по аз. 92°	32,7	Песок тонкозернистый от буровато-желтого до серо-желтого aIQ_{I+II}	0,0 3,25	– 23,15	–
			Глина светло-коричневая aIQ_{I+II}	3,25 6,6		
			Песок мелкозернистый буровато-желтоватый aIQ_{I+II}	6,6 7,4		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, *м*	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), *м*	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), *м*	Дебит в *л/сек* (числитель) и понижение уровня воды в *м* (знаменатель)
			Супесь легкая серовато-желтая	7,4 / 8,4		
			Глина светло-коричневая с кристаллами гипса aIQ_{I+II}	8,4 / 10,35	– / 23,15	
			Супесь легкая серовато-желтая с прослойками песка мелкозернистого aIQ_{I+II}	10,35 / 14,35		
			Песок тонкозернистый серый влажный aIQ_{I+II}	14,35 / 21,0		
			Песок мелкозернистый от желтовато-серого до темно-серого влажный aIQ_{I+II}	21,0 / 31,1		
			Глина светло-коричневая aIQ_{I+II}	31,1 / 32,7		
135 / 205	Межбарханное понижение в Центральных Каракумах	47,15	Песок желтовато-серый тонко- и мелкозернистый слюдистый aIQ_{I+II}	0,0 / 30,5	– / 14,2	–
			Песок светло-серый и серый мелкозернистый слюдистый aIQ_{I+II}	30,5 / 47,15		
136 / 206	Песчаное понижение, 32 *км* В кол. Кошан	25,0	Песок мелкозернистый буровато-желтый aIQ_{I+II}	0,0 / 4,85	– / 18,0	–
			Супесь палево-серая легкая с прослоями песка и глины aIQ_{I+II}	4,85 / 8,70		

			Глина плотная светло-коричневая aIQ_{I-II}	8,70 / 10,95		
			Супесь палево-серая легкая aIQ_{I-II}	10,95 / 11,95		
			Песок мелкозернистый буровато-желтый, в интервале 13,8–15,0 м глина светло-коричневая aIQ_{I-II}	11,95 / 22,45		
			Глина светло-коричневая, в подошве песок тонкозернистый желтовато-бурый aIQ_{I-II}	22,45 / 25,0		
137 / 207	Песчаная равнина Каракумов, 20 км ЮЮЗ кол. Гангали	50,0	Песок серый и желтовато-серый разнозернистый слюдистый aIQ_{I-II}	0,0 / 50,0	– / 14,45	–
138 / 208	Там же 13 км ЮЮВ кол. Куруклы	47,0	Песок желтовато-серый и серый мелко- и среднезернистый слюдистый aIQ_{I-II}	0,0 / 47,0	– / 12,8	–
139 / 209	2,7 км от кол. Камахлы по аз. 170°	27,2	Супесь легкая бурая aIQ_{I-II}	0,0 / 0,4	– / 17,7	–
			Глина светло-коричневая aIQ_{I-II}	0,4 / 2,0		
			Песок серовато-палевый aIQ_{I-II}	2,0 / 2,6		
			Суглинок тяжелый светло-коричневый	2,6 / 4,2		
			Песок тонкозернистый буровато-желтый слюдистый aIQ_{I-II}	4,2 / 5,75		
			Глина светло-коричневая aIQ_{I-II}	5,75 / 6,45		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песок серовато-палевый слюдистый $a|Q_{I-II}$	6,45 / 10,50		
			Песок мелкозернистый желтовато-бурый $a|Q_{I-II}$	10,50 / 13,2		
			Песок мелкозернистый серый слюдистый $a|Q_{I-II}$	13,2 / 26,2		
			Супесь легкая палево-серая $a|Q_{I-II}$	26,2 / 26,8		
			Песок мелкозернистый буровато-серый $a|Q_{I-II}$	26,8 / 27,2		
140 / 210	Межбархашное понижение, 6 км С кол. Сентрли	17,0	Песок тонкозернистый буровато-желтый $a|Q_{I-II}$	0,0 / 4,1	— / 11,25	—
			Глина светло-коричневая $a|Q_{I-II}$	4,1 / 6,5		
			Песок мелкозернистый буровато-серый, в интервале 10,5—11,9 м глина коричневая	6,5 / 13,4		
			Глина светло-коричневая с прослойками тонкозернистого песка $a|Q_{I-II}$	13,4 / 17,0		
141 / 211	Песчаная равнина вблизи Унгуза	18,3	Песок тонкозернистый темно-желтый Q_{IV}	0,0 / 0,5	— / 17,8	—

			Песок мелко- и тонкозернистый серовато-желтый aIQ_{I-II}	0,5 / 5,8		
			Переслаивание глины песчанистой темно- и красно-желтой и песка мелко- и тонкозернистого и стально-серого aIQ_{I-II}	5,8 / 18,3		
142 / 212	Песчаная равнина Каракумов, 22,5 км ССВ кол. Чага	19,0	Песок тонкозернистый серовато-коричневый Q_{IV}	0,0 / 1,1	– / 18,9	–
			Песок разнозернистый темно-серый Q_{IV}	1,1 / 10,5		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый aIQ_{I-II}	10,5 / 11,9		
			То же, темно-серый aIQ_{I-II}	11,9 / 17,9		
			То же, стально-серый aIQ_{I-II}	17,9 / 19,0		
143 / 213	Межгрядовое понижение песчаной равнины, 20 км ЮЗ кол. Аджи-Куи	33,0	То же, серовато-желтый aIQ_{I-II}	0,0 / 28,2	– / 16,0	–
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый на известковистом цементе N_2^3	28,2 / 33,0		
144 / 214	Межбарханное понижение, 5 км Ю кол. Аманджик	38,5	Песок особомелкозернистый серовато-желтый Q_{IV}	0,0 / 1,7	– / 21,0	–
			Песок тонкозернистый светло-коричневый aIQ_{I-II}	1,7 / 2,5		
			Супесь легкая светло-коричневая aIQ_{I-II}	2,5 / 3,5		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Суглинок легкий светло-коричневый aIQ_{I+II}	3,5 / 5,3		
			Песок тонкозернистый светло-коричневый и серовато-желтый, в интервале 19,4—21 м суглинок легкий светло-коричневый	5,3 / 28,5		
			Песок мелко- и тонкозернистый серый и желтовато-серый aIQ_{I+II}	28,5 / 38,5		
145 / 215	Песчаная равнина, 13 км Ю кол. Шоркудук	31,8	Песок глинистый желтовато-коричневый aIQ_{I+II}	0,0 / 0,75	– / 12,7	–
			Суглинок тяжелый желтовато-серый, в верхней части разреза переходит в суглинок легкий aIQ_{I+II}	0,75 / 2,3		
			Суглинок тяжелый серовато-коричневый с прослоями песка aIQ_{I+II}	2,3 / 28,6		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый aIQ_{I+II}	28,6 / 31,8		
146 / 216	Песчаная равнина в Центральных Каракумах	38,0	Песок тонкозернистый серовато-желтый кварцевый с мелкой галькой песчаника (даны водовмещающие породы, так как разреза по скважине нет) aIQ_{I+II}	–	– / 16,35	–
147 / 217	Песчаная равнина, 2 км СЗ кол. Янтакли	40,0	Песок особомелкозернистый желтовато-серый слабо пылеватый, слабо	0,0 / 18,4	– / 13,0	–

			слюдистый, сухой, с глубины 17,7 м водоносный			
			Песок мелко- и особомелкозернистый серый слабо слюдистый водоносный aIQ_{I+II}	18,4 / 18,8		
148 / 218	Песчаная равнина в Центральных Каракумах	33,6	Песок мелкозернистый желтовато-серый кварцевый, (дан разрез водовмещающих пород) aIQ_{I+II}	–	– / 16,1	–
149 / 219	4,7 км СЗ пос. Испаз	19,0	Суглинок тяжелый желтовато-серый с кристаллами солей aIQ_{I+II}	0,0 / 1,7	– / 1,7	–
			Песок разнозернистый с прослоями глин aIQ_{I+II}	1,7 / 19,0		
150 / 220	26 км от ст. Пески по аз. 299°	35,0	Песок особомелкозернистый желтовато-серый aIQ_{I+II}	0,0 / 3,8	– / 6,25	–
			То же, светло-серый с катунами суглинка легкого aIQ_{I+II}	3,8 / 4,8		
			Песок мелкозернистый серый слабо слюдистый aIQ_{I+II}	4,8 / 18,5		
			То же	18,5 / 21,6		
			Песок особомелкозернистый серый водоносный, на глубине 25 м обломки мелкого песчаника и катуны глины aIQ_{I+II}	21,6 / 35,0		
151 / 221	Песчаная равнина, 16 км ЮВ кол. Ешак-Рабат	27,0	Песок мелкозернистый желтовато-серый слюдистый aIQ_{I+II}	0,0 / 3,0	– / 6,35	–
			Песок мелкозернистый с прослоями глин aIQ_{I+II}	3,0 / 27,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
152 / 222	8 км ЮЗ кол. Саят-Аджи	30,1	Песок особомелкозернистый желтовато-серый слабо слюдистый aIQ_{I-II}	0,0 / 5,6	– / 8,8	–
			Песок мелко- и особомелкозернистый серый aIQ_{I-II}	5,6 / 14,7		
			Песок особомелкозернистый, в конце слой суглинок тяжелый aIQ_{I-II}	14,7 / 30,1		
153 / 223	3,5 км от кол. Ударник по аз. 175°	40,2	Песок тонкозернистый желтовато-серый, с глубины 3 м серовато-желтый aIQ_{I-II}	0,0 / 10,8	– / 11,5	–
			Песчаник тонкозернистый желтовато-серый и серый; в интервале 21,75–22,6 и 25,85–26,95 м глина коричневая aIQ_{I-II}	10,8 / 40,2		
154 / 224	12,5 км ЮЗ кол. Чешме (пресный)	30,6	Песок особомелкозернистый серовато-желтый aIQ_{I-II}	0,0 / 5,2	– / 9,45	–
			То же, серый, местами светло-серый aIQ_{I-II}	5,2 / 30,6		
155 / 225	Песчаная равнина, 4 км СВ кол. Сары-Хатын	30,0	Песок желтовато-серый различной сортированности и зернистости, местами с катунами суглинка и глины aIQ_{II}	0,0 / 30,0	– / 5,25	–

156 225	5 км от кол. Тоголок по аз. 325°	40,0	Песок особомелкозернистый желтовато-серый aIQ_{H-II}	0,0 11,4	— 1,9	—
			Песок мелкозернистый стально-серый aIQ_{H-II}	11,4 40,0		

Долина и правобережье Амударьи

157 227–237	Структура *Фараб (опорный разрез)*	2848,0	Алевролиты, глины, в конце разреза песчаники N_{1-2}	0,0 290,0	—	—
			Глины Pg_2	290,0 445,0		
			Известняки и мергели Pg_1^0	445,0 475,0		
			Глины с прослоем алевролитов, реже песчаников Cr_2^3n	475,0 545,0		
			Глины, в средней части разреза песчаники Cr_2^3	545,0 765,0		
			Чередование глин, алевролитов и песчаников Cr_2^2cm	765,0 1030,0		
			Глины с прослоем песчаников, алевролитов и известняков Cr_2^1al	1030,0 1375,0		
			Чередование глин, песчаников и известняков Cr_1^3ar	1375,0 1490,0		
			Чередование известняков, глин и песчаников Cr_1^2pc	1490,0 1608,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Чередование алевролитов с глинами	1668,0 / 1728,0		
			Гипсы и соли с редкими прослоями алевролита	1728,0 / 2038,0		
			Известняк J_3c1+ox	2038,0 / 2370,0		
			Глина с прослоями алевролитов J_{H2}	2370,0 / 2720,0		
			Конгломераты и граведиты P+T	2720,0 / 2848,0		
158 / 238–245	Опорный разрез по Наразым	3686,0	Песок мелкозернистый N+Q	0,0 / 15,0	–	$Q_1 = 2–3$ $Q_2 = 0,5$ $Q_3 = 0,78$
			Глины, мергели и известняки Pg_{H2}	15,0 / 243,0		
			Чередование глин и алевролитов, реже мергелей Cr_2sn	243,0 / 843,0		
			Глина, в верхней части песчаник Cr_2t	843,0 / 1093,0		
			Чередование глин, алевролитов, песчаников Cr_2cm	1093,0 / 1353,0		
			Алевролиты и глины с прослоями песчаников Cr_1a	1353,0 / 2123,0		

			Глина и песчаник Cr_1ap	2122,0 / 2245,0		
			Глины с прослоями песчаников Cr_1pc	2245,0 / 2445,0		
			Глины и песчаники	2445,0 / 2555,0		
			Соли, реже гипсы	2555,0 / 3117,0		
			Известняк J_3cl+ox	3117,0 / 3868,0		
			Алевролиты и песчаники J_{1-2}	3868,0 / –		
159 / 246	2 км СВ пункта Башир	10,0	Песок тонкозернистый желтовато-серый alQ_{III+IV}	0,0 / 1,8	– / 1,75	–
			То же, светло-серый alQ_{III+IV}	1,8 / 2,5		
			Песок особомелкозернистый светло-серый alQ_{III+IV}	2,5 / 10,0		
160 / 247–251	Сводный разрез по площади Дутоба	–	Лёсс серый плотный, пески эоловые Q	0,0 / 25,0	–	–
			Конгломерат изверженных пород, встречаются валуны N	25,0 / 42,0		
			Песчаники бурые, желтовато-серые с прослоями глин желтовато-серых, в подошве глины бурые переходят в светло-серые песчанистые N	42,0 / 505,0		
			Глины светло-зеленые и голубовато-серые с прослоями песчаника Pg_2	505,0 / 587,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Известняки белые и желтовато-белые с прослоями гипсов белых Pg_1	587,0 / 695,0		
			Глина серая песчанистая, встречаются прослои песчаников серых Pg_1	695,0 / 863,0		
			Чередование глин с известняком-ракушняком Cr_2sn	863,0 / 937,0		
			Глина темно-серая с прослоями известняка Cr_2sn	937,0 / 985,0		
			То же, плотная, в средней части песчаник зеленовато-серый Cr_2sn	985,0 / 1040,0		
			Чередование глин серых с известняками-ракушняками Cr_2sn	1040,0 / 1065,0		
161 / 252—258	Сводный разрез по Керки-Дагу	—	Песок N+Q	0,0 / 6,0	—	—
			Глина и мергель Pg_{2-3}	6,0 / 152,0		
			Известняк, местами доломитизированный Pg_1	152,0 / 274,0		
			Глина с редкими прослоями песчаников и алевролитов Cr_2sn	274,0 / 934,0		

			Чередование глин, алевролитов с редкими прослоями песчаников в верхней части разреза C_2t	934,0 / 1214,0		
			Переслаивание известняков, песчаников, алевролитов и глин C_2cm	1214,0 / 1877,0		
			Чередование глин, алевролитов и песчаников C_2al	1877,0 / 2290,0		
			Глина и песчаник C_2ar	2290,0 / 2420,0		
			Чередование известняков, алевролитов, песчаников и глин C_2ps	2420,0 / 2620,0		
			Глины и песчаники, в нижней части соли и гипсы	2620,0 / 2940,0		
162 / 259	24 км СЗ Таш-Набад	10,0	Песок разнозернистый буровато-серый aIQ_{III+IV}	0,0 / 0,55	— / 2,85	—
			Супесь легкая желтовато-серая aIQ_{III+IV}	0,55 / 2,50		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый с обломками песчаника aIQ_{III+IV}	2,50 / 4,9		
			Песок особомелкозернистый серый aIQ_{III+IV}	4,9 / 6,0		
			Супесь серая легкая aIQ_{III+IV}	6,0 / 9,0		
			Песок особомелкозернистый серый aIQ_{III+IV}	9,0 / 10,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Дельта Мургаба и Теджена			
163 / 260	4,4 км ЮВ кол. № 55	27,0	Глина серовато-коричневая aIQ_{IV}	0,0 / 1,0	– / 4,03	
			Песок тонкозернистый серовато-желтый с прослоями глины aIQ_{IV}	1,0 / 8,75		
			Глина серовато-коричневая aIQ_{IV}	8,75 / 9,9		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый с прослоями глины aIQ_{IV}	9,9 / 12,0		
164 / 261	Дельта Теджена, 42 км СВ г. Теджен	602,0	Чередование песка тонкозернистого желтовато-серого, глины и супеси светло-серой aIQ_{IV}	0,0 / 30,0	– / 9,5	1,4 / –
			Чередование песка желтовато-серого и глины серовато-коричневой, реже алевролита темно-серого, в подошве супесь aIQ_{III}	30,0 / 120,9		
			Глина желтовато-коричневая, алевритистая с прослоями алевролита и песчаника серо-желтого plQ_{I+II}	120,0 / 214,0		
			Глина серо-желтая, местами слабо песчанистая, с прослоями алевролита желтовато-серого N	214,0 / 296,5		
			Мергель светло-серый песчанистый с прослоями песчаника N_2^2ak	296,5 / 332,0		

			Песчаник мелкозернистый буровато-желтый N_2^3ak	332,0 / 370,5		
			То же, с прослоями глины коричневато-желтой N_{1-2}	370,5 / 486,0		
			То же	486,0 / 602,3		
165 / 262	2,1 км В кол. № 2, Батбаш	100,0	Песок тонкозернистый серовато-желтый с прослойками алевролита и редкими отложениями гипса с прослоями глины aIQ_{III}	0,0 / 15,3	— / 10,4	—
			Песчаник желто-серый с известковыми гнездами N_2	15,3 / 26,3		
			Глина желто-коричневая трещиноватая с налетами гипса N_2	26,3 / 36,7		
			Песчаник мелко- и особомелкозернистый светло-серый с прослоями гравелита N_2	36,7 / 59,0		
			Глина красно-желтая слабо известковистая N_2	59,0 / 60,2		
			Песчаник желто-серый, местами серо-желтый, с прослоями глины N_2	60,2 / 78,8		
			Алевролит красновато-серый песчанистый N_2	78,8 / 82,4		
			Песчаник тонкозернистый желто-красный с прослоями глины и гравелита N_2	82,4 / 88,4		
			То же, красновато-коричневый N_2	88,4 / 100,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
166 / 263	Аллювиальная равнина, 7,5 км СЗ ст. Джу-Джу-Клу	21,5	Глина желтовато-коричневая, в интервале 0,8–2 м песок тонкозернистый плотный aIQ_{IV}	0,0 / 2,5	– / 14,25	–
			Супесь легкая коричневато-желтая с прослоем супеси тяжелой aIQ_{IV}	2,5 / 6,8		
			Песок тонкозернистый светло-желтый, в интервале 10,5–12,5 м глина желтовато-коричневая aIQ_{IV}	6,8 / 16,5		
			Песок тонкозернистый желтый с прослоями глины aIQ_{II-III}	16,5 / 21,5		
167 / 264	Песчаная равнина, 10,4 км СЗ ст. Джу-Джу-Клу	1200,0	Песок с прослоями глины Q	0,0 / 25,0	– / Самоизлив	10,0 / –
			Глина светло-коричневая с прослоями алевролита N	25,0 / 65,5		
			Песчаник серовато-бурый с прослоями глины N	65,5 / 95,0		
			Переслаивание глины коричневой с серовато-бурым песчаником N	95,0 / 120,0		
			Песок желто-серый тонкозернистый с прослоями глины коричневой N	120,0 / 144,0		
			Алевролит желто-серый с прослоями глины коричневой N	144,0 / 225,0		

			Алевролит бурый с прослоями глины, в подошве глина N	225,0 / 355,0		
			Песчаник серо-желтый крупнозернистый с прослоями алевролита и глины Pg_2	355,0 / 510,0		
			Глина темно-коричневая с прослоями алевролита Pg_3	510,0 / 713,0		
			Глина темно-зеленая с прослоями аргиллита Pg_3	713,0 / 1052,0		
			То же, с прослоями песка Pg_3^2	1052,0 / 1135,0		
			Мергель темно-зеленый Pg_3^2	1135,0 / 1200,0		
168 / 265	14 км СВ колхоза им. Калинина	21,0	Супесь тяжелая коричневая aIQ_{II-III}	0,0 / 0,3	– / 15,9	–
			Песок тонкозернистый серовато-желтый aIQ_{II-III}	0,3 / 1,3		
			Супесь серовато-коричневая aIQ_{II-III}	1,3 / 1,8		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый с прослоями суглинка aIQ_{II-III}	1,8 / 5,3		
			Суглинок тяжелый светло-коричневый с прослойками песка aIQ_{II-III}	5,3 / 6,3		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый с прослоями суглинка и катуны глины aIQ_{II-III}	6,3 / 12,4		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Суглинок тяжелый серовато-коричневый с гнездами гипса aIQ_{III-IV}	12,4 / 13,0		
			Песок тонкозернистый желтовато-серый	13,0 / 16,8		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый aIQ_{III-IV}	16,8 / 21,0		
169 / 266	5,5 км ЮЗ кол. Ачкор-Кую	20,0	Песок мелкозернистый желтовато-серый aIQ_{III-IV}	0,0 / 18,5	– / 13,1	–
			Песчаник особомелкозернистый слабосцементированный желтовато-серый N	18,5 / 20,2		
170 / 267–273	Песчаная равнина, Байрамалийское поднятие, 6,5 км СВ пос. Векиль-Базар (сводный разрез)	3760,0	Песчано-глинистые отложения N+Q	0,0 / 805,0	–	–
			Глина Pg_{3-2}	805,0 / 850,0		
			Известняки, песчаники с прослоями алевролитов Pg_1	850,0 / 910,0		
			Переслаивающаяся толща песчаников, глин и алевролитов Cr_2sn	910,0 / 1230,0		
			Глина, в середине слоя песчаник Cr_2t	1230,0 / 1550,0		

| | | |

Продолжение

№ скважины по карте (числитель) и химическому анализу по каталогу химанализов (знаменатель)	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Юго-восточные Каракумы			
173 / 276	25 км ЮЗ кол. № 18, Кирчи	37,3	Супесь легкая лёссовидная желто-серая с прослоями супеси и песка aIQ_{III-IV}	0,0 / 3,8	– / 32,0	–
			Супесь тяжелая коричневато-серая	3,8 / 4,2		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый aIQ_{III-IV}	4,2 / 5,55		
			Супесь легкая желтовато-серая aIQ_{III-IV}	5,55 / 6,15		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый с прослоями супеси aIQ_{II-III}	6,15 / 17,95		
			Суглинок тяжелый желтовато-коричневый aIQ_{II-III}	17,95 / 18,45		
			Песок тонкозернистый от серовато-желтого до желтовато-серого с прослойками особомелкозернистого песка aIQ_{II-III}	18,45 / 25,3		
			Суглинок легкий желто-серый aIQ_{II-III}	25,3 / 26,7		
			Чередование песков от тонко- до мелкозернистых от серовато-желтого до желтовато-серого цвета aIQ_{II-III}	26,7 / 37,3		

174 277		77,75	Чередование песка тонкозернистого серовато-желтого и особомелкозернистого зеленовато-бурого aI–pIQII+III	0,0 46,8	– 42,73	0,08 0,46
			Песок мелкозернистый желтовато-бурый	46,8 51,2		
			Песок очень мелкозернистый буровато желтый aI–pIQI-II	51,2 71,6		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый aI–pIQII+II	71,6 77,75		
175 278	Трасса Каракумского канала, 200 м от кол. Кизылча-Баба	105,4	Песок особомелкозернистый с примесью мелкозернистого серовато-желтый aI–pIQII	0,0 10,8	– 23,0	–
			Песчаник тонкозернистый с кристаллами гипса aI–pIQII	10,8 21,2		
			Песок тонкозернистый желтый	21,2 28,4		
			Глина песчанистая коричневато-желтая	28,4 32,5		
			Песок тонкозернистый желтый aI–pIQII	32,5 35,5		
			Глина песчанистая aI–pIQII	35,5 38,4		
			Песок тонкозернистый серовато-желтый aI–pIQII	38,4 88,7		
			Глина светло-коричневая aI–pIQII	88,7 93,3		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Песок особомелкозернистый серовато-желтый a^1-pIQ_{II}	0,3 / 10,4		
176 / 279	7 км от кол. Патролы по аз. 354°	37,0	То же, aIQ_{III-IV}	0,0 / 4,55	– / 16,2	
			Глина красноватая с мелкими кристаллами гипса aIQ_{I-II}	4,55 / 5,7		
			Песок особомелкозернистый желтовато-серый с глубины 8,3 м серый с мелкими кусочками песчаника и катунами глины aIQ_{I+II}	5,7 / 37,0		
177 / 280	Юго-Восточные Каракумы, 15 км ЮВ ст. Иолотань	100,35	Переслаивание тонкозернистого песка желтовато-серого и мелкозернистого серовато-желтого a^1-pIQ_{I+II}	0,0 / 91,85	– / 23,3	0,018 / 0,59
178 / 281	1,6 км СЗ кол. Овез-Берды	150,0	Песок a^1-pIQ_{I+II}	0,0 / 121,0	– / 68,0	
			Песчаник №4	121,0 / 150,0		
179 / 282	4,5 км ЮЗ кол. Осамсел-Кую	150,2	Песок тонкозернистый серовато-желтый и красновато-желтый с прослойками глины a^1-pIQ_{I-II}	0,0 / 105,0	–	0,028 / 0,4
			Супесь легкая серовато-желтая a^1-pIQ_{I+II}	105,0 / 115,3		
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый №4	115,3 / 150,2		

180 283	12 км С кол Черкезли	139,5	Песок тонкозернистый желтовато серый aI–pIQ$_{II-III}$	0,0 11,45	– 115,7	0,082 0,23
			Супесь легкая желтовато серая aI–pIQ$_{II-III}$	11,45 23,9		
			Песок особомелкозернистый желтовато бурый aI–pIQ$_{II-III}$	23,9 25,2		
			Песок тонкозернистый буровато серовато желтый aIpIQ$_{II-III}$	25,2 80,9		
			Переслаивание песчаника и песка тонкозернистого серовато желтого N–Q	80,9 139,5		
181 284	Юго Восточные Каракумы, 6 км СВ кол Тагызли	344,5	Песок мелкозернистый серовато-желтый aI–pIQ$_{II-III}$	0,0 228,9	– 143,2	–
			Песчаник мелкозернистый серовато желтый aI–pIQ$_{II-III}$	228,9 297,9		
			Супесь тяжелая серовато-желтая aI–pIQ$_{II-III}$	297,9 299,1		
			Песок особомелкозернистый с ярко желтым оттенком aI–pIQ$_{III}$	299,1 344,1		
			Глина светло коричневая aI–pIQ$_{II-III}$	344,3 344,5		
182 285	Аллювиальная равнина, 15 км СЗ кол Едды-Кую	82,7	Песок желтовато серый пылеватый aI–pIQ$_{III-IV}$	0,0 67,9	– 26,9	0,91 1,61
			Глина коричневато-желтая aI–pIQ$_{III-IV}$	67,9 82,2		
			Суглинок легкий серовато-желтый плотный aIQ$_{III-IV}$	82,2 82,7		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
183 / 286	Юго-Восточные Каракумы, 4 км С кол. Кумурли	100,8	Супесь легкая aIQ_{III}	0,0 / 25,0	– / 37,0	–
			Суглинок тяжелый a^1–pIQ_{I+II}	25,0 / 27,0		
			Песок тонко и особотонкозернистый серовато-желтый a–pIQ_{I+II}	27,0 / 100,0		
184 / 287, 288	Западный Бадхыз, Акыр-Чешме 1, в сае	3,0	Песчаник Pg_{3a}	–	– / 3,0	0,06 / –
185 / 289	40 км В ст. Ташкепри	150,5	Песок тонкозернистый серовато-желтый a–pIQ_{I+II}	0,0 / 7,45	– / 89,0	
			Песок тонкозернистый серовато-желтый N_2^3	7,45 / 150,5		
186 / 290	9,4 км В кол. № 6, Ел-Чилек 1		Песок a–pIQ_{I+II}		– / 238,2	0,11 / –
187 / 291	Барханные пески, 9,8 км СЗ кол. Чекс-Алтмыш	212,24	Песок тонкозернистый и супесь легкая a–pIQ_{I-II}	0,0 / 160,5	– / 120,1	
			Песчаник тонкозернистый N_2^3t	160,5 / 212,24		
188 / 292	6 км С кол. Беш-Кудук	301,44	Песок тонкозернистый желтовато-серый a–pIQ_{I-II}	0,0 / 141,0	– / 147,61	
			Супесь легкая лёссовидная a–pIQ_{I+II}	141,0 / 150,0		

			Песчаник тонкозернистый желто-бурый N_2^3t	170,0 / 301,44	
189 / 293	Барханные пески, в районе урочища Бош-Атанюк	252,0	Песок тонкозернистый серовато-желтый $a^1-p^1Q_{I-II}$	0,0 / 197,8	– / 200,6
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый $a^1-p^1Q_{I-II}$	197,8 / 252,3	
190 / 294	Междуречье в барханных песках, 18 км ЮЗ кол. Ширям-Кую	135,75	Песок тонкозернистый палево-серый $a^1-p^1Q_{I-II}$	0,0 / 107,0	– / 82,98
			Супесь легкая палево-серая $a^1-p^1Q_{I-II}$	107,0 / 108,9	
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый N_2^3t	108,9 / 135,75	
191 / 295	660 м ЮВ кол. № 9 Когазлы-Суйки	752,0	Супесь легкая серая N_2^3q	0,0 / 6,0	– / 22,9
			Песок тонкозернистый желтовато-серый N_2^3q	6,0 / 12,0	
			Алевролит желтовато-серый N_2^3q	12,0 / 22,0	
			Алевролит от красновато-палевого до палево-серого N_2^3q	22,0 / 123,0	
			Алевролит темно-палевый с прослоями глины Pg_3-N_2	123,0 / 363,0	
			Алевролит серовато-красный Pg_3-N_2	363,0 / 580,0	
			Алевролит кирпично-красный Pg_3-N_2	580,0 / 667,0	

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель) м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня в м (знаменатель)
			Алевролит красновато бурый $Pg_3–N_2$	607,0 / 725,0		
			Алевролит светло коричневый $Pg_3–N_2$	726,0 / 729,0		
			Конгломерат, переходящий в гравелит $Pg_3–N_2$	729,0 / 733,0		
			Песчаник голубовато-серый Pg_2	733,0 / 735,0		
			Мергель голубовато зеленый Pg_2	735,0 / 752,0		
102 / 296	Вблизи пос Тахта Базар	973,35	Пески мелко и среднезернистые серые с прослоями глин и включением гальки $al–pIQ_{III}$	0,0 / 34,0	– / Самоизлив	
			Галечниково глинисто песчаные отложения $al–pIQ_{III}$	34,0 / 129,0		
			Песок серый кварцевый мелко- и среднезернистый с прослоями плотной глины N	129,0 / 148,0		
			Алевролиты серовато бурые и желтовато бурые с частыми прослоями светло серых глин, в нижней части конгломерат N	148,0 / 330,0		
			Алевролиты светло-бурые с прослоями глины N	330,0 / 853,0		

			Переслаивание алевролитов и песчаников тонкозернистых глинами темно-коричневыми плотными, в интервале 937–939,4 м крупная галька изверженных пород Pg_3	853,0 / 938,0		
			Переслаивание глин голубовато-серых очень жирных плотных с зеленовато-серыми крупнозернистыми песчаниками Pg_3	938,0 / 973,35		
193 / 297	3,9 км ЮВ кол. № 13, Нуры-Ораз	69,0	Песок тонкозернистый серовато-желтый $aI-pIQ_{I-II}$	0,0 / 32,0	– / 65,0	0,002 / –
			Супесь легкая серовато-желтая №1	32,0 / 69,0		
194 / 298	Южный склон Карабиля, в ущелье Шор-Кара-Баба, 31 км ЮЗ кол. Дервазекен	600,0	Песок тонкозернистый серовато-желтый с тонкими прослоями суглинка и супеси $aI-pIQ_{I-II}$	0,0 / 30,8	– / 27,34	
			Песчаник тонкозернистый серовато-желтый №4	30,8 / 600,0		
195 / 299	Юго-Восточные Каракумы, 0,9 км 0,9 км ЮЗ кол. Тарахчи	30,0	Песок тонкозернистый aIQ_{III}	0,0 / 7,05	– / 25,5	
			Песчаник тонкозернистый №4	7,05 / 30,0		
196 / 300	8,5 км СВ кол. № 16, Акрабат	500,0	Часто переслаивание глины с песчаниками Pg_2	0,0 / 130,0	– / 150,0	
			Туфобрекчия с включениями изверженных пород Pg_2	130,0 / 141,6		
			Песчаник мелкозернистый серый с прослоями глины и базальта Pg_2	141,6 / 165,6		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Местоположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Туфобрекчия черновато-серая, состоящая из изверженных пород с обломками андезита Pg_2	168,6 / 218,6		
			Туфопесчаник темно-серый с прослоями аргиллита Pg_2	218,6 / 240,6		
			Песчаник мелкозернистый светло-серый с прослойками глины Pg_2	240,6 / 285,0		
			Песчаник мелкозернистый зеленый с прослоем гравелита Pg_2	285,0 / 300,0		
			Частое переслаивание глины мергелистой и песчаника мелкозернистого Pg_2	300,0 / 419,6		
			Глина мергелистая серая с прослойками песчаника мелкозернистого серого Pg_2	419,6 / 500,0		
197 / 301	20 км ССВ г. Кушка	104,3	Суглинок темно-серый a l–pIQ$_{I-II}$	0,0 / 1,5	— / 7,0	
			Супесь тяжелая светло-коричневая a l–pIQ$_{I-II}$	1,5 / 4,8		

			Галечник, цементированный глинистым цементом, с прослойкой крупнозернистого песка $aI-pQ_{I-II}$	4,8 / 10,0		
			Алевролит желтовато-серый с прослойками глины зеленовой Pg_3-X_2	10,0 / 104,3		
198 / 302	7 км ЮЗ кол. Уруккую	731,1	Поток мелкозернистых кварцевых $aI\ pQ_{I-II}$	0,0 / 32,0	— / 41,0	
			Алевролит кальцитово-карбонатно-глинистом цементе с прослойками песчаника X_2^3q	32,0 / 333,0		
			Алевролит плотный с прослойками глины красной Pg_3-X_2	333,0 / 751,0		
199 / 303	15 км Ю кол. № 3, Дурдыбай	121,6	Суглинок тёмный красный aQ_{IV}		— / 103,9	
200 / 304–308	Район ущелья Карл-Чок, присводовая часть Карачокского антиклинали	3500,0	Пески и песчаники $N+Q$	0,0 / 120,0		2,2 / 0,3
			Известняк, песчаники, алевролиты, мергели, глины Pg_2	120,0 / 715,0		
			Известняки и песчаники Cr_2+Pg_1b	715,0 / 885,0		
			Песчаники и алевролиты Cr_2d+Pg_1b	885,0 / 1035,0		

Продолжение

№ скважины по карте / № химического анализа по каталогу химанализов	Месторасположение скважины	Глубина скважины, м	Состав пород и геологический индекс	Глубина кровли (числитель) и подошвы слоя (знаменатель), м	Глубина появления воды (числитель) и установившийся уровень (знаменатель), м	Дебит в л/сек (числитель) и понижение уровня воды в м (знаменатель)
			Мергели и глины C_3sn	1635,0 / 1765,0		
			Известняки и глины C_3l	1765,0 / 1838,0		
			Мергели и глины C_3cn	1838,0 / 2106,0		
			Мергели и алевролиты C_3al	2106,0 / 2406,0		
			Известняки, алевролиты и глины C_3a_2	2406,0 / 2500,0		
			Мергели и алевролиты C_3ps	2500,0 / 2565,0		
			Чередование песчаников, алевролитов, глин и известняков J_{1-2}	2565,0 / 3500,0		
201 / 309–319	Гаурдак-Кугитангский район		Глины, суглинки, супеси, сутлинки, гравийно-галечные слои и конгломераты a1–pQ	0–300* / —		

Глины с редкими прослоями песчаников, известняков и алевролитов $C_2al_{2-3}+C_2$	0–1750* –
Песчаники и алевролиты с прослоями глин, известняков, гипсов C_1v+ $+s_1$	0–715* –
Глины, аргиллиты, гипсы с прослоями каменной соли и известняков	0–780* –
Известняки трещиноватые сильно закарстованные	0–70* –
Известняки трещиноватые кавернозные закарстованные J_3ox	до 50* –
Известняки трещиноватые $J_3cl_{2-3}+$ $+ox$	500–700* –
Песчаники трещиноватые с маломощными пропластками глины, аргиллитов, гравелитов и конгломератов J_{1-2}	0–922* –
Границы коры выветривания C_2+P	–

* Мощность толщи

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
СОВЕТА МИНИСТРОВ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXXVIII

Туркменская ССР

Редактор издательства *Крыжановский В. А*
Технический редактор *Сычева Е.*
Корректоры *Зимина С. В, Крымова В П.*

Сдано в набор 15/X 1971 г. Подписано в печать 24/V 1972 г
Т-07672 Формат 70×108 1/16 Печ л 39 в т. ч 3,5 (2 цв карты) Усл печ л 54,6 Уч.-изд л 53 0 Бумага № 1 и картограф Индекс 3—4—1 Заказ 1033/11050—2
Тираж 1000 экз Цена 5 р 90 к с прилож

Издательство «Недра»
Москва, К 12, Третьяковский проезд, д 1/19
Ленинградская картфабрика ВАГТ