

Н. М. Чуршина

**ДУШАНБИНСКИЙ
АРТЕЗИАНСКИЙ
БАССЕЙН**

**И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ
И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ**

553.7.

Н. М. ЧУРШИНА

ДУШАНБИНСКИЙ
АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН
И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ
И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Под общей редакцией
доктора геолого-минералогических наук
Р. Б. БАРАТОВА
и кандидата геолого-минералогических наук
Б. А. БЕДЕРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ—1972



867

УДК [553.7+553.78].042:553.29(575.3) (02)

В книге приводится подробное описание Душанбинского артезианского бассейна, приуроченного к Гиссарской долине Таджикской ССР. Выявлены и охарактеризованы водоносные комплексы высоконапорных самоизливающихся минеральных и термальных вод в породах неогенового, палеогенового, верхнемелового, нижнемелового и юрского возрастов. Особо рассмотрены минеральные воды палеозойских пород горноскладчатого обрамления Душанбинского бассейна. Обширная гамма минеральных вод по химическому составу, температуре и дебиту дает возможность всесторонне их использовать в народном хозяйстве республики. Заключается работа сводной таблицей водоносных комплексов с указанием основных данных по каждому комплексу и практической ценности его вод.

Книга представит интерес для геологов, гидрогеологов, гидрохимиков, геохимиков, врачей-бальнеологов, работников химической промышленности и сельского хозяйства.

Илл. 35, таблиц 57.

ПРЕДИСЛОВИЯ

Гиссарская долина, к которой приурочен Душанбинский (Гиссарский) артезианский бассейн, — один из крупнейших промышленных и сельскохозяйственных районов Таджикистана. Здесь находятся предприятия тяжелой, легкой и пищевой промышленности, валовой выпуск продукции которых составляет почти половину всей промышленной продукции Таджикистана. Кроме того, на значительной части территории Гиссарской долины выращивается хлопчатник, являющийся одним из основных богатств республики (сбор его составляет 30 — 32% от валового сбора), здесь много винодельческих и овощеводческих совхозов и колхозов, дающих до 25% всей валовой продукции республики.

В Гиссарской долине находятся столица Таджикской ССР — город Душанбе и другие населенные пункты. Гиссарская долина является одним из наиболее густо населенных районов республики.

Несмотря на большое значение Гиссарской долины в народном хозяйстве Таджикистана, водные богатства ее недр, особенно глубинные минеральные и термальные воды, до последнего времени были слабо исследованы, изучались лишь отдельные минеральные источники. Только с началом поисков и разведки нефтегазоносных структур в Гиссарской долине, сопровождавшихся глубоким бурением, были вскрыты артезианские, в том числе минеральные и термальные воды глубоких горизонтов.

Гиссарская долина располагается в Южно-Таджикской депрессии, которая представляет собой правобережную часть обширной Таджикско-Афганской впадины. Последняя ограничивается с северо-запада Байсунским хребтом, с севера — хребтами Гиссарским и Каратегинским, с востока — системой хребтов Памиро-Дарваза, с юга — горной системой Гиндукуш и

Средне-Афганскими горами, на западе—полузамкнута. Названные хребты служат горноскладчатым обрамлением Таджикско-Афганской впадины. С севера, востока и юга рельеф Таджикско-Афганской впадины понижается к центральной ее части, а затем переходит в общее понижение на запад, куда направлен и отток поверхностных и подземных вод.

На северо-востоке Южно-Таджикской депрессии горные массивы Гиссаро-Каратегина и Памиро-Дарваза разобщены неширокой полосой мезо-кайнозойских отложений, сжатых здесь в узкие продольные складки с высотой гребня до 3000—4000 м. К юго-западу депрессии этот пучок складок веерообразно расширяется и вышолаживается с образованием относительно невысоких хребтов и межгорных впадин широтного, субширотного и меридионального направлений. Хребты в большинстве случаев представляют собой антиклинальные складки, впадины между ними—синклинальные прогибы. С последними связаны малые или локальные артезианские бассейны, одним из которых является Душанбинский (Гиссарский) бассейн. Расположен он вдоль северной границы Южно-Таджикской депрессии у южного подножия Гиссарского хребта в пределах одноименной долины.

Душанбинский (Гиссарский) артезианский бассейн впервые выявлен, околтурен и кратко описан, т.е. установлено и обосновано его существование, автором данной работы и Б. А. Бедером в 1957—1958 гг. В последующие годы исследованиями автора с использованием и гидрогеологическим анализом результатов глубокого разведочного бурения существенно детализированы ранее известные водоносные горизонты, выявлен, качественно и количественно охарактеризован ряд новых, в общих чертах рассмотрены вопросы формирования различных горизонтов минеральных и термальных вод, дана их практическая оценка.

Монография была закончена автором в 1967 г. Ряд статей по рассматриваемому району, вышедший из печати в последующие годы, к сожалению, не мог быть учтен в данном издании.

В процессе работы над рукописью автор получил ряд ценных советов и полезных критических замечаний от доктора геолого-минералогических наук Р. Б. Баратова и кандидата геолого-минералогических наук Б. А. Бедера, за что автор приносит им искреннюю благодарность.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАИОНА

Изучение подземных вод Гиссарской долины может быть разделено на четыре этапа.

Первый этап—это период с 1876 по 1917 гг., т. е. со времени присоединения Средней Азии к России и до Великой Октябрьской социалистической революции. Первые исследования, относящиеся к началу этого периода, носили главным образом описательный характер с кратким указанием тех или иных пород, встречающихся по долинам рек. Из наиболее ранних работ по Гиссарской долине, следует отметить работу Гордона, относящуюся к 1876 г. Совершая путешествие по Памиру, он пересек и Гиссарскую долину, где отметил минеральный источник около селения Гиссар. Второй работой является труд В. И. Липского (1902), путешествовавшего в 1896 - 1899 гг. по Средней Азии с целью изучения ледников. Он побывал на хребтах Гиссарском, Петра Первого, а также на Дарвазе и Памире. При обследовании Гиссарского хребта В. И. Липский подробно описал формы долин рек Каратаг, Варзоб, Ханака и Кафирниган. Он упоминает горячие источники Ходжаобигарм и теплый источник Гарап на южном склоне Гиссарского хребта.

К более позднему времени первого периода относятся сводные работы В. Н. Вебера (1917), которые он посвятил описанию месторождений и проявлений полезных ископаемых. В числе других полезных ископаемых указываются минеральные источники, в частности источники Гарап на р. Обизаранг и Чильбор, расположенные на северном склоне Гиссарской долины.

Второй этап—с 1917 по 1929 гг., т. е. первое десятилетие становления Советской власти в Таджикистане. В 1924 г. про-

изошло национальное размежевание Средней Азии, в результате которого образовалась Таджикская Автономная ССР, а с 1929 г.—Таджикская Советская Социалистическая Республика. В 1926 г. возобновились геологические исследования в районе Гиссарской долины. Работы этого периода и последующих, в отличие от маршрутных пересечений первого этапа, носили уже площадной характер с конкретными задачами.

С целью изучения геологического строения Гиссарской долины между реками Каратаг и Душанбинка (Варзоб) в 1926 г. провел геолого-съёмочные работы М. С. Швецов (1927). Он составил стратиграфическую схему пород (от триаса до неогена) и впервые осветил тектоническое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине, высказал суждение, что Гиссарская долина имеет синклиналиную форму; попутно отметил многочисленные «серные» источники (Хочильор и ряд источников на хр. Бабатаг, связанных с третичными песчаниками). Дальнейшее изучение геологии шло по пути уточнения возрастов выделенных им отделов и подразделов на ряд фаунистически охарактеризованных ярусов и горизонтов.

Выходы нефти близ кишлаков Сангмиля и Хочильор послужили причиной для постановки в этих районах детальных геолого-съёмочных работ. В 1927 г. Н. А. Кудрявцев (1932) обследовал южный склон Гиссарского хребта между реками Чиркент на западе и Варзоб на востоке с целью выяснения геологического строения района и возможной промышленной оценки нефтепроявлений Сангмиля и Хочильор. Им отмечены сероводородные источники из пород палеогена: Хочильор, Худжи и Ширкент. В 1929 году П. К. Чихачев (1934) посвятил свои исследования изучению тектонического строения юга Таджикистана, захватив и южное обрамление Гиссарской долины (хребты Бабатаг, Каршитау и Рангон).

Третий этап охватывает 1929—1945 гг. Это годы первых пятилеток и Великой Отечественной войны. Ознаменовался этот этап быстрым развитием народного хозяйства республики и дальнейшим расширением геологических и гидрогеологических исследований Гиссарской долины. В начальный период этого этапа развернула свою деятельность Таджикско-Памирская экспедиция АН СССР. Продолжались геолого-съёмочные и геолого-разведочные работы в Гиссарской долине и прилегающих районах. Выполняли их Н. А. Швембергер (1932, 1933), А. Р. Бурачек (1934), П. К. Чихачев (1934, 1948, 1959), О. С. Вялов (1939), С. И. Клунников (1939), В. И. Солун (1939), Н. И. Черняк (1937, 1950), С. Н. Симаков (1940, 1941, 1959), С. К. Овчинников (1946, 1959, 1961), Н. С. Мудрогина

и др. Некоторые геологи приводят данные о встреченных ими минеральных источниках. Так, С. Н. Симаковым (1940) на исследованной площади (хребты Рангон и Каршитау) зарегистрированы сероводородные источники на юго-восточном склоне Каршитау, выходящие из юрских и меловых пород. В этой же работе отмечается, что с известняками бухарской свиты связаны наиболее высокодебитные (1,5—3 л/сек.) минеральные источники горькосоленой воды с запахом сероводорода. У Н. И. Черняк (1937) дается описание сероводородного источника у селения Джаныкуйды Орджоникидзебадского района; вода выходит из известняков алайской свиты палеогена. Н. С. Мудрогина осветила результаты разбуривания Андыгенской структуры на нефть. Ею отмечено водопроявление из пород верхнего мела и зарегистрировано два сероводородных слаботермальных источника в сае Джаныбулак.

Попутно с изучением бортов Гиссарской долины проводились исследования и ее равнинной части. М. А. Гиляровой (1936) кратко описана ее поверхность. Гиссарская долина рассматривается ею как «громадная синклиальная мульда, ослабленная разрывами у своих бортов...» (Гилярова, 1936).

Из гидрогеологов Н. И. Обидин (1944) провел гидрогеологическое картирование западной части Гиссарской долины от Душанбе до Шахринау. Эта часть Гиссарской долины им представляется глубокой межгорной депрессией, осложненной разрывами и надвигами по южному склону Гиссарского хребта и у подножия хр. Бабатаг. Н. И. Обидин приводит описание нескольких групп сероводородных источников в районе Каратага, в сае Хочильор, в долине р. Ханака и на северном склоне хр. Бабатаг. Разрозненный в геологических работах материал по минеральным водам в 1933 г. был обобщен А. С. Кобозевым в компилятивной сводке. Среди источников Гиссарской долины описаны: слабо сероводородный источник Гарап в долине р. Обизаранг; источник Гульбиста (Гульбиста) в 7 км к северу от Душанбе и др. В этом же году вышла книга Н. Е. Хрисанфова и Г. И. Жукова (1933), посвященная описанию минеральных вод Таджикистана по состоянию на 1932 г. В Гиссарской долине ими кратко описаны: Сталинабадский соленый ручей (сай Гульбиста), сероводородный источник Чильор и соленый источник Чинарисухта. В 1935 г. А. В. Ернштедт составил каталог минеральных источников и озер Таджикской ССР. Из источников Гиссарской долины в каталоге приведены сведения о Гульбулаке, Ерусасе, Сассыкбулаке, Умакае, Хочильоре, Сталинабадском и Харангонском сероводородных источниках. Б. А. Бедер в 40-х годах систематизировал все известные материалы в кадастр минеральных вод и

озер Таджикской республики; им собрано и описано 118 объектов, что ценно в сравнении с составленными сводками, так как здесь по многим источникам приведены сведения как гидрогеологического и химического, так и бальнеологического характера с оценкой перспектив многих объектов. В пределах Гиссарской долины в этой работе имеются краткие сведения об источниках: Гарап, Гульбулак, Ерусай, Каратаг, Гульбиста, Сангмиля, Сассыкбулак, Хочильбор, Худжи, Умакай, Чиркент.

Четвертый этап (1945—1965 гг.). В этот период значительно расширяется фронт геологических работ, особенно поисково-съёмочных и гидрогеологических. Отметим основные из них, захватывающие Гиссарскую долину. В 1945 г. С. А. Захаровым закартирована площадь в районе рек Харангон и Лучоб. С. Н. Смаков, выполняя геологическую съёмку центральной части Гиссарской долины, уточнил стратиграфию меловых осадков. Подробно описаны некоторые локальные антиклинальные структуры. Высказаны суждения о происхождении Гиссарской долины как о тектонической впадине синклинального строения. В течение ряда лет С. К. Овчинников и А. Т. Тарасенко картировали южный склон Гиссарского хребта. Результаты работ изложены в ряде статей С. К. Овчинникова (1946, 1959, 1961), посвященных описанию структуры южного склона хребта с подробной стратиграфией слагающих его пород. Попутно отмечена связь термальных источников этого района с зонами разломов северо-восточного простирания. Проводя исследования в районе минерального источника Ходжаобигарм, Р. Б. Баратов (1953) детализировал геологическое строение данного района и констатировал, что «выходы термальных источников приурочены к местам пересечения позднейших (северо-восточных и юго-восточных) нарушений с зоной главного широтного тектонического разрыва, среди красных гранитов» (стр. 22).

В последующие годы Управлением геологии Таджикской ССР было начато планомерное комплексное геолого-гидрогеологическое картирование района Гиссарской долины с регистрацией источников. Последние сопровождалась качественной и количественной характеристикой. Наряду с геолого-гидрогеологической съёмкой изучались фации неогеновых, меловых и юрских пород В. Д. Босовым (1957), Б. В. Полянским (1961) и др. Результатом этих работ явились послонные разрезы с указанием изменчивости литологического состава пород по простиранию и в вертикальном разрезе.

Вопросам тектонического строения южного склона Гиссарского хребта и бортов Гиссарской долины посвятили свои ис-

следования М. М. Кухтиков (1956), С. А. Захаров (1948, 1955, 1962), С. К. Овчинников (1959, 1961), П. К. Чихачев (1959б).

В послевоенный период особенно усилились гидрогеологические исследования, в частности, изучение минеральных вод. Б. А. Бедер составил аннотированный указатель литературы и неопубликованных материалов по минеральным водам и озерам Таджикистана. Этим же автором впервые были изучены термоминеральные воды Шаамбары и рекомендованы для бальнеологического использования. По этим рекомендациям в 1953 г. здесь была создана водолечебница республиканского значения. Позднее изучение этих вод было продолжено В. Н. Бычковой (1955), Б. А. Бедером и Н. М. Чуршиной (1957).

В 1957—1962 гг. А. П. Костюченко, Н. М. Чуршиной, К. И. Потаповой, Н. А. Воронковой и П. Г. Кошеленко изучались горячие воды на южном склоне Гиссарского хребта (Ходжаобигарм, Оби-Гарм, Явроз) и минеральные источники в Гиссарской долине (Чуршина, 1962).

Впервые Душанбинский (Гиссарский) артезианский бассейн и его минеральные и термальные воды кратко охарактеризованы в ряде опубликованных статей Н. М. Чуршиной и Б. А. Бедера (1957, 1958). Несколько позже краткие данные об этом бассейне приводятся в работе Г. И. Каменского, М. М. Толстихиной, И. И. Толстихина (1959), а также В. С. Самаринной (1961).

Как свидетельствует приведенный обзор гидрогеологических материалов, глубокие артезианские воды Гиссарской долины оставались долгое время слабо изученными. Только развернувшиеся поиски нефти и газа в бортах Гиссарской долины, сопровождаемые бурением глубоких разведочных скважин, подтвердили существование Душанбинского артезианского бассейна и позволили охарактеризовать гамму его термальных и минеральных вод.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Местоположение и рельеф

Гиссарская долина располагается вдоль подножия южного склона Гиссарского хребта. Она представляет собой широтно вытянутую тектоническую межгорную впадину, ограниченную хребтами Гиссарским и Каратегинским на севере и северными окончаниями менее высоких хребтов—Бабатаг, Каршитау, Абдуловат, Ширбиби и Тиан—на юге. В Гиссарской долине, кроме столицы Таджикистана—Душанбе, располагаются города и районные центры Регар, Шахринау, Гиссар, Орджоникидзебабад, Файзабад, Сардаров и другие более мелкие населенные пункты (рис. 1). От Файзабада до Шахринау долина протягивается широтно, но далее она плавно изгибается к юго-западу. Западнее границы с Узбекской ССР долина называется уже Сурхандарьинской. Общая протяженность Гиссарской долины около 115 км при ширине от 4 до 18 км. Восточная, большая часть долины своеобразно очерчена и напоминает собой, по меткому выражению М. А. Гиляровой (1936), «огромную лодку с плоским дном, слегка наклоненным к югу». Длина восточной части долины по дну достигает 60 км, ширина же меняется в значительных пределах. В средней своей части, на меридиане Душанбе, долина имеет ширину 18 км, к востоку сужается до 6—8 км и сохраняет эту величину до Орджоникидзебабада. Здесь долина замыкается сходящимися хребтами Каратегинским и Тианским. К западу от душанбинского меридиана дно долины также сужается в результате сближения Гиссарского и Бабатагского хребтов, достигая на меридиане кишлака Худжи 4 км. Далее к западу долина снова расширяется и, меняя направление на юго-западное, незаметно переходит в широкую долину р. Сурхан-Дарья.

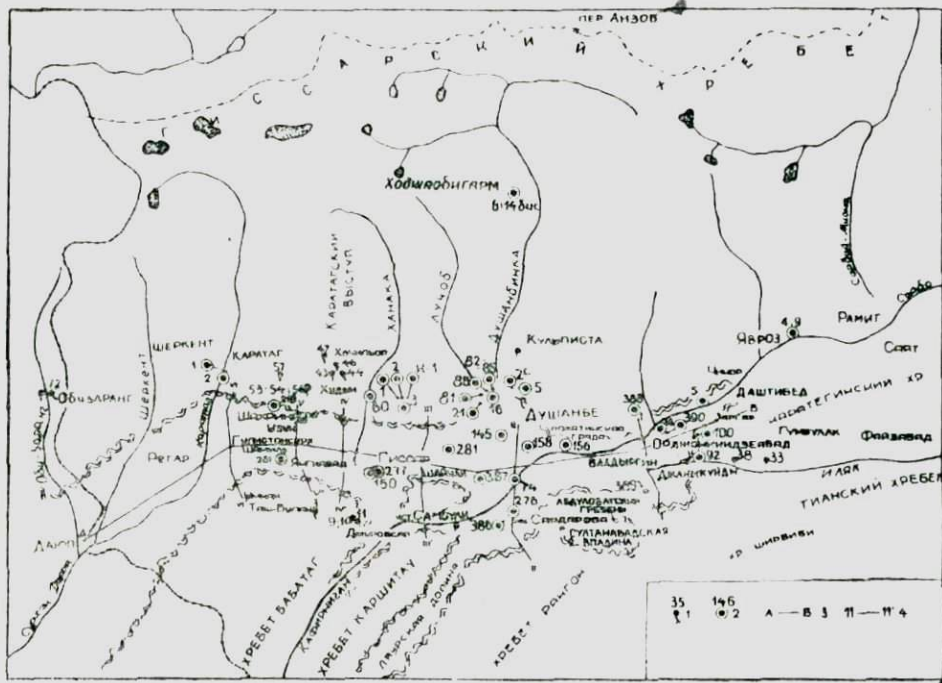


Рис. 1. Обзорная карта района Гиссарской долины: 1 — минеральный источник и его номер; 2 — глубокая скважина и ее номер; 3 — линия продольного профиля дна Гиссарской долины; 4 — линия поперечного профиля дна Гиссарской долины.

Продольный профиль поверхности дна Гиссарской долины с востока на запад закономерно понижается. Если в районе Орджоникидзебада абсолютная высота дна долины выражается в 900—1000 м, а на меридиане селения Хочильбор она равна 820—840 м, то у Шахринау отметки снижаются до 760 м. Близ селения Гулистонн-Сурх дно Гиссарской долины несколько приподнято в виде широкого поперечного вала, перегораживающего долину на две части и отделяющего бассейн р. Кафирниган от бассейна р. Сурхан-Дарья (рис. 2). Поперечное сечение Гиссарской долины несколько асимметрично, с уклоном к южной ее окраине (рис. 3). Таким образом, дно долины наклонено с востока на запад и в то же время покато с севера на юг.



Рис. 2. Продольный профиль дна Гиссарской долины.

Северный склон Гиссарской долины представляет собой всхолмленное предгорье, уступообразно повышающееся до 2000—2200 м над ур. м. Выше оно переходит в скалистый склон Гиссарского хребта, вздымающегося до отметок 3500—4500 м. Предгорья изрезаны глубокими, сильно разветвленными долинами рек Ширкент, Каратаг, Ханака, Душанбонка (Варзоб), Кафирниган и Иляк с истоками близ осевой линии Гиссарского хребта. Водоразделы речных долин глубоко эродированы овражной сетью, в верховьях которой часто выходят родники. Но, несмотря на значительную расчлененность, для рельефа предгорий характерна округлость форм. Долины рек и их притоков в горной части узкие, с V-образным поперечным профилем. Превышения водоразделов над руслами рек порядка 600—700 м. При выходе рек из горной части в предгорья, сложенные относительно мягкими породами, долины их резко расширяются, склоны выполаживаются, поперечный профиль долин становится корытообразным. Водоразделы над долинами снижаются до 300—400 м и в приравнинной части Гиссарской долины не превышают 100—150 м. Попадая в просторы последней, реки лишаются своих долин как таковых и сохраняют лишь русло.

Южный склон Гиссарской долины по своему строению значительно отличается от северного (рис. 1). Образован он с запада на восток хребтами Бабатаг, Каршитау, Рангон и Абдуловатским гребнем. Последний граничит на востоке с горами

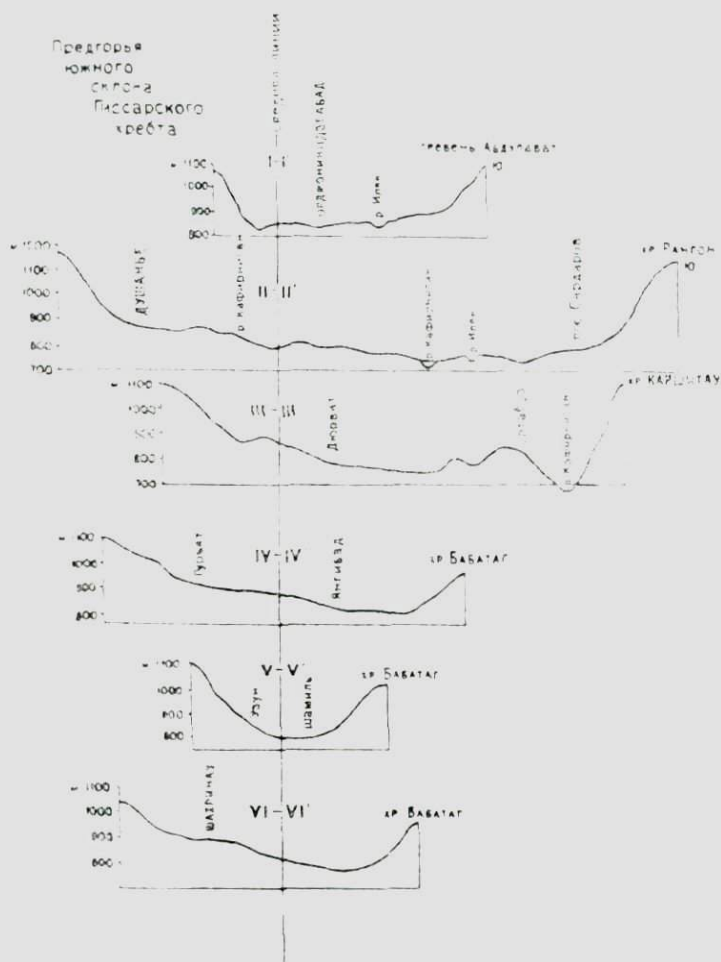


Рис. 3. Поперечные профили на Гиссарской долине.

Широбини, примыкающими к Тяньшанским горам. Бабатаг—это разносклонный хребет, значительного протяжения, вытянутый в северо-северо-восточном направлении. По отношению к Гиссарской долине располагается под некоторым углом. Абсо-

лютная высота Бабатагского хребта достигает в пределах района 1603 м. Перед Гиссарской долиной он круто понижается и скрывается под ее дно. Северо-западный склон хребта пологопадающий, юго-восточный—круто обрывается к р. Кафирниган, возвышаясь над руслом на 600 м. К востоку от Бабатага параллельно ему протягивается Каршитау, ориентированный к Гиссарской долине также под некоторым углом. Абсолютная высота хребта 1200—1300 м с отдельными вершинами порядка 1500—1600 м. Хребет круто понижается к северу—в сторону Гиссарской долины. К востоку от Каршитау, за Ляурской межгорной впадиной, располагается хр. Рангон. Наибольшая абсолютная высота его не превышает 1600 м. Хребет простирается в том же направлении, но, не доходя Гиссарской долины, резко погружается. Абдуловатский гребень расположен к северу от хр. Рангон и отделен от него небольшой Султан-абадской впадиной. В отличие от северо-северо-восточного простирання предыдущих хребтов Абдуловатский гребень вытянут в широтном направлении. Наибольшая высота гребня 1416 м, с понижением осевой линии к западу и востоку. Над дном Гиссарской долины он возвышается на 400—600 м. Абдуловатский гребень ограничен асимметричными склонами: южный—пологий, северный же довольно круто опускается к Гиссарской долине.

Горы Ширбиби и Тианские простираются широтно, с абсолютными высотами соответственно 1968, 1825 м. Южные склоны их более пологие, чем северные, ограничивающие Гиссарскую долину с юго-востока.

Климат

Климатические условия Гиссарской долины и обрамляющих ее горных возвышенностей характеризуются наблюдениями пяти метеорологических станций: Шахринауской Душанбинской, Орджоникидзеабадской, Ходжаобигармской и Анзобский перевал. Первые три метеостанции освещают климат равнинной части Гиссарской долины, четвертая и пятая дают представление о климате южного склона Гиссарского хребта и его осевой части.

Все величины, характеризующие тот или иной элемент климата, являются среднемесячными за многолетие. Изменения температуры воздуха в году по указанным выше метеостанциям представлены на рис. 4. Среднегодовая температура равнинной части Гиссарской долины равна 14,2°, южного склона Гиссарского хребта 9,4°, осевой его части—минус 1,6°.

Осадков в Гиссарской долине за год выпадает в среднем, по данным трех станций 714 мм, причем с запада на восток

количество их увеличивается (в Шахринау—674 мм, в Душанбе—685 мм, в Орджоникидзебаде—785 мм). На южном склоне Гиссарского хребта, где влажные западные и юго-западные ветры имеют благоприятные условия для конденсации влаги, осадков выпадает до 1428 мм. На перевале же их количество не превышает 260 мм. Видимо, тяжелые снеговые и дожде-

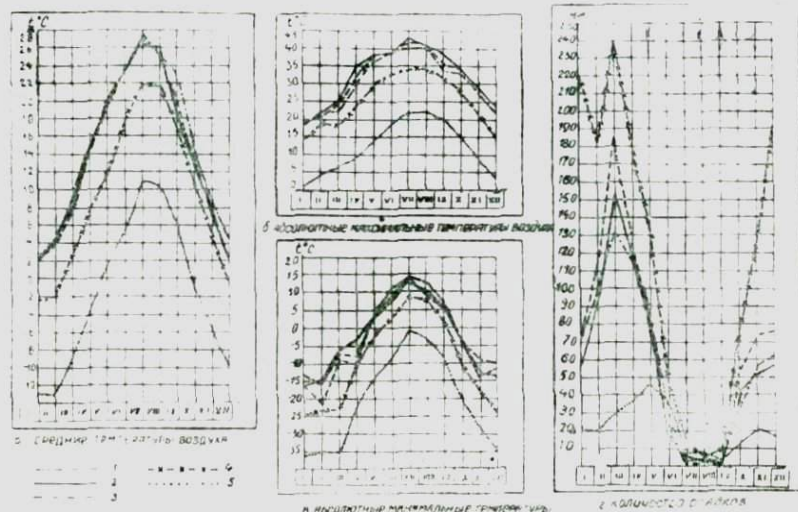


Рис. 4. Среднемесячные величины температуры воздуха и количества осадков. Метеостанции: 1 — Шахринау; 2 — Душанбе; 3 — Орджоникидзебад; 4 — Ходжаобигарм; 5 — Анзобский перевал.

вые тучи не в состоянии подняться на большую высоту и оставляют здесь свои остатки, уже предварительно разгрузившись на склоне хребта.

Мощность снегового покрова в долине незначительна и не превышает 11—14 см. Снег ложится обычно на незамерзшую почву, поэтому при таянии значительное количество воды инфильтруется. Основная доля всех осадков выпадает весной в виде дождей и ливней, в горной части в виде снега, и только 1/3 выпадает зимой. Количество дней с осадками в году обычно 102—108, из них на весну приходится 26—38 дней, на зиму 39—40. Остальные ненастные дни падают на осень.

Приведенные цифры свидетельствуют о важной роли климата в формировании как поверхностного, так и подземного стока. Если принять, что только 10% от осредненной годовой суммы осадков (выпадающих в долине, на склоне хребта и его осевой части) просачивается на 1 м² обнаженной части пород, то на площади в 1 км² это составит около 80 тыс. м³/год.

Речная сеть

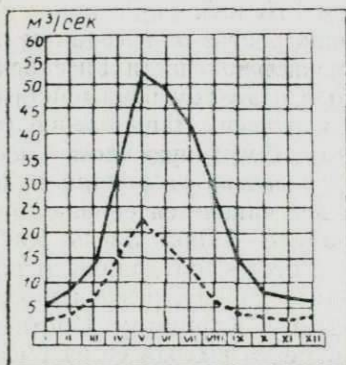
Речная сеть Гиссарской долины зарождалась и развивалась в течение длительного времени одновременно с ростом Гиссарского и Каратегинского хребтов. За этот длительный период реки выработали обширные водосборные площади, с сильно разветвленной сетью, с постоянно действующими водными потоками. Истоки больших рек все выше подбираются к осевой линии Гиссарского хребта. Они разработали себе глубокие долины, вскрыв местами водоносные горизонты стратиграфических систем южного склона Гиссарского хребта. Обилие осадков, крутой рельеф, тектоническая раздробленность горных массивов способствуют быстрому росту речной сети. В Гиссарскую долину несут воды шесть горных рек (с запада на восток): Ширкент, Каратаг, Ханака, Варзоб (Душанбинка), Кафирниган и Иляк, стекающих с северного склона Гиссарского хребта. Ни одного постоянного водотока с южного борта Гиссарской долины в нее не вливается (рис. 1). Реки Шеркент и Каратаг относятся к бассейну р. Сурхан-Дарья. Остальные реки составляют бассейн Кафирнигана.

Истоки р. Ширкент находятся близ перевальной части Гиссарского хребта на абсолютных отметках около 3000 м. Река имеет протяженность 57 км, в горной части течет строго в меридиональном направлении с севера на юг, отклоняясь в равнинной части Гиссарской долины к юго-западу. Максимальные расходы реки наблюдаются в мае—июне и достигают $23 \text{ м}^3/\text{сек}$, минимальные — в ноябре — декабре и не превышают $2\text{—}3 \text{ м}^3/\text{сек}$. (рис. 5). Водосборная площадь реки 354 км^2 .

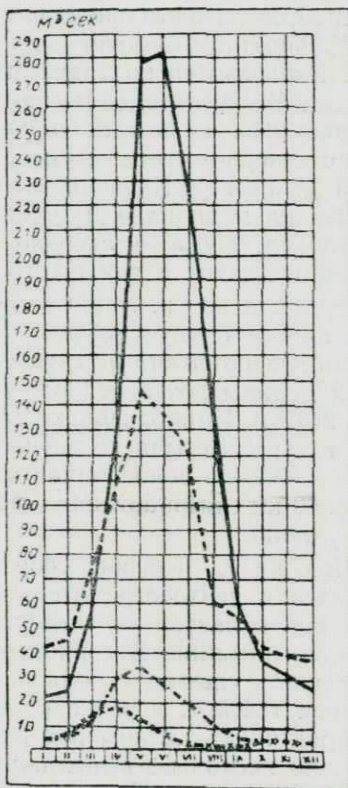
Река Каратаг берет начало вблизи водораздела Гиссарского хребта на высоте 4000 м. В горной части течет в меридиональном направлении. В Гиссарской долине река меняет свое направление на юго-западное. Максимальный расход реки в мае—июне достигает $50 \text{ м}^3/\text{сек}$, минимальный—в ноябре—январе и не превышает $6 \text{ м}^3/\text{сек}$. Водосборная площадь реки исчисляется в 2410 км^2 , выработана в зоне крупных тектонических нарушений. Ниже слияния Ширкента и Каратага река называется Сурхан-Дарья.

Истоки р. Ханака находятся на южном склоне хребта на высоте 2044 м. Длина ее от истоков до устья 61 км, направление меридиональное. В горной части река принимает справа и слева ряд притоков: Арджанак, Ходжа-Мостон, Рагоба. В паводки река несет около $35 \text{ м}^3/\text{сек}$, в меженный период — $2\text{—}3 \text{ м}^3/\text{сек}$. Водосборная площадь реки 362 км^2 .

Река Душанбинка (Варзоб) начинается близ осевой части Гиссарского хребта и протягивается на 71 км. Верхняя часть реки, имеющая широтное направление, известна под названием Зидды. После слияния ее с р. Майхура река меняет на-



а - средние месячные расходы воды рек



б - средние месячные расходы воды рек

Рис. 5. Среднемесячные расходы рек (по данным наблюдений гидрометрических постов): а) 1 — Каратаг; 2 — Ширкент; б) 1—Кафирниган (пост Чинор); 2 — Душанбинка (Варзоб); 3 — Ханака; 4 — Иляк.

правление на меридиональное и носит уже название Варзоб. Ниже по течению река принимает более мелкие реки (Сиома, Харангон) и ряд ручьев. При выходе в Гиссарскую долину в р. Варзоб справа впадает р. Лучоб, ниже которой Варзоб называется Душанбинкой. Последняя пересекает Гиссарскую долину в самом широком месте. Максимальные среднемесячные расходы фиксируются в мае — июле и достигают



488

145 м³/сек. минимальные—в ноябре—январе и снижаются до 40 м³/сек. Водосборная площадь 1890 км².

Река Иляк берет начало в отрогах Каратегинского хребта и течет в широтном направлении. Протяженность реки 97 км. Максимальные расходы не более 20 м³/сек, минимальные —1,5 — 2 м³/сек. Водосборная площадь 576 км².

Кафирниган — наиболее крупная река в описываемом районе. Верховья ее подходят к перевальной части Гиссарского хребта. От истоков до места выхода в долину река принимает справа и слева несколько речек и ручьев. Направление течения с северо-востока на юго-запад. Восточную часть Гиссарской долины р. Кафирниган пересекает по диагонали и, примерно, на меридиане Душанбе в нее вливается справа р. Душанбинка, слева—несколько западнее—Иляк. Здесь Кафирниган подходит к южному борту Гиссарской долины и после впадения в нее р. Ханака покидает долину, резко поворачивая на юг между хребтами Бабатаг и Каршитау. Протяженность Кафирнигана от истоков до места выхода ее из Гиссарской долины достигает 200 км при разнице высот этих пунктов 2647 м. Наибольшее количество воды (280 м³/сек) река несет в период с мая по июнь, наименьшее (22 м³/сек) — в декабре. Общая водосборная площадь р. Кафирниган составляет 3040 км², выработанная в зоне значительных тектонических нарушений.

Все реки, несущие свои воды в Гиссарскую долину, относятся к центростремительному типу речной сети. Общим для них является «антецендентность» долин, их форма и источники питания. В горной области реки заключены в узкие глубокие ущелья с большими уклонами дна, создающими бурное течение, нередко с образованием порогов, водопадов. В предгорьях долины рек расширяются, борта их понижаются, дно несколько выполаживается и живая сила потока постепенно падает. При достижении широкой Гиссарской долины русла больших рек разбиваются на рукава с образованием островков.

Питание рек смешанное с преобладанием талых вод снежников Гиссарского и Каратегинского хребтов. У всех описанных рек, уходящих своими истоками в высокогорную область хребтов, количество воды в течение года резко меняется (рис. 5). Половодье нарастает с апреля, когда начинается таяние снегов, и продолжается до сентября с пиками в мае—июле. В сентябре—октябре происходит спад воды, сохраняющийся в течение всего холодного периода. В этот промежуток времени поверхностный поток в реках поддерживается в основном за счет родников.

Своеобразность климатических условий Гиссарской долины обуславливается тем, что долина защищена с севера и востока высокими хребтами от проникновения холодных воздушных течений со стороны Сибири. В то же время она доступна в значительной степени западным и юго-западным ветрам, приносящим влагу с Атлантического океана. Эта влага находит благоприятные условия для конденсации на южном склоне Гиссарского хребта, а отчасти с приближением к горам и в пределах самой Гиссарской долины. Горные реки, питаемые снегами и ледниками, приносят в долину значительное количество воды, которая одновременно является и источником питания подземных вод долины.

СТРАТИГРАФИЯ

Гиссарская долина и ее горноскладчатое обрамление сложены породами различного возраста — начиная от палеозоя и кончая четвертичными. Из пород палеозойского возраста состоят высокие горноскладчатые области, мезо-кайнозойские отложения распространены на северном и южном бортах Гиссарской долины. Осадки мезо-кайнозоя лежат на палеозойском складчатом фундаменте.

Палеозойская группа

Породы палеозоя слагают хребты Гиссарский и Каратегинский, обрамляющие Гиссарскую долину с севера и северо-востока. В их толщу входят осадочные, метаморфические и изверженные породы, причем последние играют преобладающую роль. Среди изверженных пород выделяются интрузивные и эффузивные, состоящие из гранитов, гранодиоритов, эффузивов и их туфов. Меньшую площадь занимают метаморфические породы (Каратегинский хребет). Среди них доминируют кристаллические сланцы и гнейсы. Осадочные палеозойские породы имеют подчиненное значение и представлены в основном известняками, песчаниками и конгломератами.

Мезозойская группа

Мезозойские отложения на северном склоне Гиссарской долины протягиваются широтной полосой и продолжаются на западе за пределы района. На востоке, близ Файзабада, эти отложения меняют широтное простирание на юго-восточ-

ное и, причленяясь к породам мезозоя южного склона долины (имеющим здесь северо-восточное направление), оконтуривают Гиссарскую долину с востока. От Файзабада к западу, уже по южному борту долины, осадки мезозоя протягиваются широтно до райцентра Сардаров. Далее обнажаются в хребтах Рангон, Каршитау, Бабатаг в виде перемежающихся полог северо-восточного направления, образуя некоторый угол с Гиссарской долиной. Мезозой здесь представлен триасовой, юрской и меловой системами.

Триасовая система Мезозой в Гиссарской долине начинается осадками верхнего триаса, лежащими на размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя. На северном борту Гиссарской долины отдельные выходы верхнего триаса отмечены в долинах рек Каратаг, Ханака, Варзоб, Джурьяз и Иляк. Характерна невыдержанность литологического состава отдельных горизонтов и резко меняющаяся мощность на коротких расстояниях. Общий разрез 76 м.

Юрская система. Юрские отложения в Гиссарской долине обнажаются не повсеместно. На северном ее склоне выходы юры отмечены в районах Каратага Сангмилля, Хочильора, в долинах рек Лучоб, Кафирниган близ селений Саймири и Субулак (к северо-востоку от Файзабада). На южном склоне Гиссарской долины обнажается только верхняя юра в хребтах Тиан, Ширбиби, Абдулова, Рангон и Бабатаг. Наиболее полно разрез юры (520 м) описан в долине Ширкента и на структуре Андыген (скв. № 100), равный 396 м. Юрская система подразделена на нижний + средний и верхний отделы.

Нижний + средний отделы в основании разреза (Ширкент) слагаются грубозернистыми песчаниками и гравелитами, лежащими на размытой поверхности палеозоя; выше залегают углистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников, сменяющихся выше песчаниками.

На востоке Гиссарской долины в пределах Андыгенской структуры (скважина № 100) разрез состоит из песчаников, мергелей, глин, известняков, гипсов и углей, подстилаемых интрузивными породами¹. Песчаники в разрезе преобладают. Мощность толщи с запада на восток уменьшается от 100 до 76 м. В долине Лучоба она равна 203 м.

Верхний отдел. Толща пород верхнего отдела подразделена на келловей-оксфордский и кимеридж-титонский ярусы. Келловей-оксфордский ярус на западе района слагается морскими осадками—плотными известняками и глинами.

¹ Геологические разрезы глубоких скважин любезно были представлены нам Конторой глубокого бурения Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР.

К востоку (структура Андыген) мощность известняков уменьшается за счет увеличения гипсоносных глин, песчаников, мергелей. Общая мощность яруса на западе Гиссарской долины достигает 332 м, на востоке (скважина № 100) — 326 м.

Кимеридж-титонский ярус состоит из лагунных осадков и повсеместно представлен гипсами с прослоями глин. В разрезе встречаются тонкие пласты песчаников, известняков и мергелей. Мощность яруса на западе северного борта (долина Ширкент) не превышает 88 м.

На южном борту Гиссарской долины кимеридж-титонский ярус состоит из глин, переслаивающихся с гипсами, известковистыми песчаниками и мергелями. В разрезах на хр. Бабатаг преобладают глины; в гряде Абдуловат увеличивается встречаемость гипсов, а в горах Тиан они занимают уже преобладающее положение. На Бабатаге среди гипсов залегают линзы каменной соли. Неполная мощность отложений 87—150 м.

Меловая система. Выходы меловых пород в Гиссарской долине занимают значительные площади. На северном борту долины они протягиваются широкой, почти непрерывной полосой от Ширкента на западе до Кафирнигана на востоке. Далее толща изгибается к югу до Иляка, приключается к породам мела южного борта Гиссарской долины. Отсюда по южному борту долины меловые отложения протягиваются к западу в широтном направлении, обнажаясь в горах Тиан, Ширбиби и Абдуловатском гребне. Далее меловая толща обнажается на юго-восточных склонах хребтов Рангон, Каршитау и Бабатаг, имея северо-восточное простираие. В Гиссарской долине меловая система представлена нижним и верхним отделами.

Нижнемеловые отложения подразделены здесь на валанжин-готеривский, баррем-аптский и альбский ярусы. Состоят они из континентальных красноцветных пород.

Валанжин-готеривский ярус в западной части северного борта Гиссарской долины слагается гравийными конгломератами с линзами грубозернистых песчаников, сменяющимися выше плотными песчаниками с редкими прослоями глин 6—10 м мощности. К востоку преобладающее значение в разрезе имеют песчаники. Общая мощность яруса с запада на восток практически не меняется и равна 180—187 м.

На южном борту Гиссарской долины нижняя часть яруса слагается перемежающимися слоями глин и мелкозернистых

песчаников (хр. Бабатаг). В хребте Рангон и далее к востоку (долина Иляк) мощность глин возрастает. Верхняя часть состоит из плотных песчаников, иногда с тонкими прослоями глин и гипсов (до 0,4 м). Общая мощность яруса увеличивается с запада на восток долины от 140 до 274 м.

Баррем-аптский ярус на севере Гиссарской долины сложен в основном толщами глин и песчаников (60—80 м). В глинах нижних горизонтов отмечаются тонкие прослои гипсов, мергелей и песчанистых известняков. В восточной части долины в разрезе доминирующее положение занимают песчаники. Мощность толщи уменьшается с запада на восток от 169 до 140 м. На южном борту Гиссарской долины описываемый разрез сохраняется, за исключением восточного замыкания долины, где баррем-апт состоит из глин, песчаников и мергелей, переслаивающихся между собой. Мощность толщи возрастает с запада на восток от 200 до 280 м.

Альбский ярус на северном борту Гиссарской долины слагается переслаивающимися толщами глин и песчаников. В направлении с запада на восток в разрезе начинают преобладать песчаники, содержащие прослои известняков и мелкогалечных конгломератов. Мощность отложений увеличивается в восточном направлении от 143 до 250 м. В пределах южного склона долины разрез альбских отложений остается тот же, но возрастает мощность глинистых толщ и общая загипсованность пород. Мощность его 212 м на западе долины и 360 м на востоке.

Общая мощность нижнего мела растет с запада на восток Гиссарской долины и равна: на северном ее склоне 494—570 м, на южном — 552—914 м.

В отложениях верхнего мела выделяются сеноманский, туронский, сенонский и датский ярусы, представленные морскими, лагунными и лагунно-морскими осадками.

Сеноманский ярус в западной части северного склона Гиссарской долины (Ширкент) сложен известняками, песчаниками и глинами, перемежающимися между собой. Известняки залегают в низах разреза, а глины и песчаники составляют верхи разреза. В восточной части склона мощность глинистых прослоев увеличивается и они преобладают в разрезе. В районе замыкания Гиссарской долины в разрезе встречаются гипсы. Мощность яруса уменьшается в направлении с запада на восток от 308 до 104 м. На южном склоне долины сеноманский разрез остается, примерно, таким же, но увеличивается количество прослоев гипса. Мощность отложений изменяется от 135 до 201 м.

Туронский ярус характерен глинистым составом, прослой известняков и песчаников в нем редки и маломощны. Этот разрез сохраняется на всем протяжении северного склона долины, уменьшаясь в мощности с запада на восток от 240 до 212 м. В пределах южного склона долины отложения яруса также представлены глинами с маломощными прослоями известняков и гипсов. Мощность его здесь изменяется от 480 до 287 м, уменьшаясь с запада на восток.

Сенонский ярус представлен толщей часто переслаивающихся глин, песчаников и известняков. На западе северного борта долины для разреза характерны глины с прослоями гипсов. К востоку число прослоев гипса увеличивается особенно в верхах разреза, достигая максимума в междуречье Хочильор—Ханака. Еще далее к востоку (сел. Чинор) гипсы из разреза выклиниваются и мощность толщи сокращается. Здесь верхняя часть разреза состоит преимущественно из песчаников. Общая мощность отложений увеличивается с запада на восток от 91 до 120—168 м. На юге долины сенон состоит из глин с пластами известняков и, в меньшей мере, песчаников и гипсов. В Тяньских горах гипсы значительно возрастают в мощности за счет глин. Толща осадков сокращается от 274 м на западе до 170 м на востоке.

Датский ярус. Осадки яруса в пределах северного борта долины определенно установлены С. К. Овчинниковым только в восточной части долины между селениями Чинор и Даштибет, где они представлены 40-метровой толщей слоистых гипсов. На южном склоне Гиссарской долины (хр. Каршитау) осадки датского яруса состоят из мелкокристаллического гипса с прослоями доломитизированных известняков. На Абдулловатском гребне и Тяньских горах датский ярус состоит из одних гипсов. Мощность отложений изменяется от 114 до 80 м, уменьшаясь с запада на восток.

Суммарная мощность отложений верхнего мела достигает на северном борту Гиссарской долины 639—472 м, на южном—1052—665 м, понижаясь в обоих случаях с запада на восток.

Кайнозойская группа

Отложения кайнозойской группы в районе Гиссарской долины представлены палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

Палеогеновая система. Для пород палеогеновой системы характерна значительная обнаженность. Они протягиваются вдоль всего северного борта долины, в районе восточного замыкания ее и на южном склоне. Представлены они в основном морскими осадками, в меньшей степени лагунными и ла-

тунно-континентальными. Среди них выделены бухарские, сузакские, алайские, туркестанские, риштанские, исфаро-ханабадские и сумсарские слои.

Бухарские слои на северном склоне Гиссарской долины слагаются известняками, доломитами, гипсами. Известняки мелкокристаллические, битуминозные, отличаются повышенной трещиноватостью и закарстованностью, особенно в нижней половине разреза. Доломиты залегают или в виде самостоятельных горизонтов или заполняют ячейки в известняках. Доломиты представляют собой мучнистую породу, после выветривания которой в известняках остаются пустоты (рис. 6). Такой разрез бухарских слоев выдерживается на

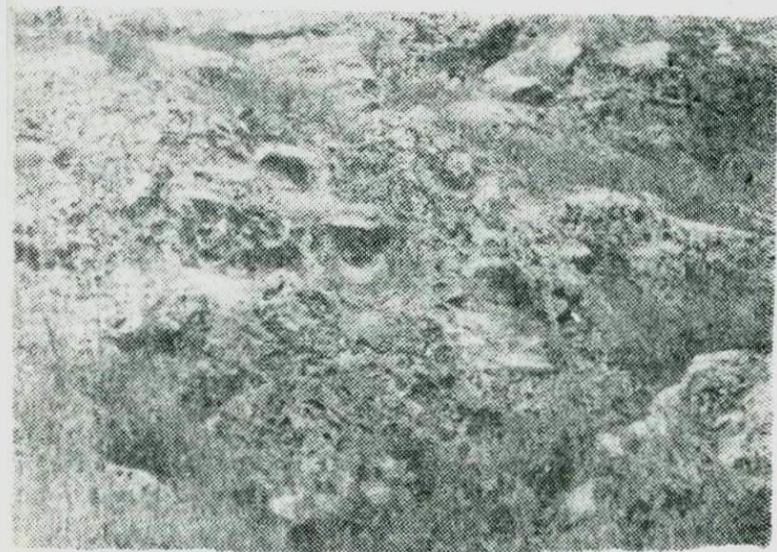


Рис. 6. Яченость известняков бухарских слоев после выветривания доломитов. Селение Худжи.

всем протяжении северного склона долины, и лишь в ее восточной части (сел. Даштирабад) в известняках появляются пласты гипсов до 12—15 м. Мощность бухарских слоев изменяется от 54 до 67—98 м, возрастая к востоку. Подобный разрез сохраняется и на южном борту долины, но, в отличие от северного, известняки здесь обладают значительной загипсованностью в виде самостоятельных прослоев гипса 10—12 м мощности. Бухарские слои имеют мощность 87—167 м, возрастающую к востоку.

Сузакские слои на обоих бортах Гиссарской долины повсеместно слагаются толщей песчаных глин, переходящей к верхам разреза в мергелистые глины и глинистые мергели. В некоторых разрезах в глинах встречаются маломощные (1—2 м) прослои устричников. Мощность слоев уменьшается к востоку долины от 119 до 98—60 м на северном и от 87 до 64 м на южном бортах.

Алайские слои отличаются сложным литологическим составом. На севере Гиссарской долины низы разреза состоят из глин, мергелей, известняков, устричников и доломитов, вверх по разрезу появляются песчаники; заканчивается разрез глинами с прослоями плотных песчаников. Мощность отложений весьма изменчива и колеблется от 14 до 70 м, в общем возрастающая к востоку. По южному борту долины в низах слоев залегают известняки с прослоями глин и мергелей; выше находятся гипсы, доломиты, устричники, глины. Заканчивается разрез известняками с прослоями мергелей и песчаников. Мощность слоев в хр. Бабатаг равна 138 м, в хр. Рангон она не превышает 40 м.

Туркестанские слои повсеместно слагаются монотонной толщей зеленых и зелено-голубоватых глин, часто загипсованных, с редкими прослоями известняков, песчаников и мергелей. Голубоватые разновидности глин при выветривании покрываются белым налетом солей, зеленые—бурым железистым. Мощность глин на северном борту Гиссарской долины уменьшается с запада на восток от 146 до 70 м. На южном борту долины она меняется от 52 м на хр. Бабатаг до 100 м — на хр. Рангон.

Риштанские, исфаро-ханабадские и сумсарские слои наиболее достоверно выделены только на южном борту Гиссарской долины. Состоят они из красноцветных глин с пропластками гипсов. В хребтах Каршитау и Рангон гипсы в разрезе преобладают. В сумсарских слоях глины запесоченные, с тонкими прослоями песчаников. Общая мощность всей толщи не превышает 75—77 м.

Полная мощность отложений палеогеновой системы изменяется на северном борту Гиссарской долины от 333 до 257 м, на южном — от 469 до 383 м, уменьшаясь к востоку.

Неогеновая система. Морские и лагунные осадки палеогеновой системы перекрываются мощной толщей континентальных отложений неогена, резко разделяющейся на две части: нижнюю (песчано-глинистую) и верхнюю (конгломератовую). Нижняя часть по литологическому составу разделена на больджуанскую и хингоу-тавильдаринскую, верхняя выделена в каранакскую + полизакскую нерасчлененную свиту.

Большджуанская свита на северном борту Гиссарской долины представлена толщей неравномерно переслаивающихся глин, аргиллитов и песчаников. Вверх по разрезу частота прослоев песчаников увеличивается, а также возрастает их мощность. На востоке долины (сай Бедак) песчаники в разрезе преобладают. Мощность свиты весьма различна: в долине р. Ширкент она равна 913 м, в сае Хочильор и долине р. Лучоб сокращается до 260—270 м, в сае Бедак несколько возрастает и достигает 390 м. На южном борту долины большджуанская свита в нижней части сложена глинами и алевролитами с прослоями песчаников; глины засолены и загипсованы по трещинам; в толще отмечены тонкие прослои сахаровидных гипсов. Верхняя часть состоит из песчаников средней цементации, содержащих прослои алевролитов и запесоченных глин. Общая мощность большджуанской свиты в хр. Бабатаг достигает 1723 м, в Каршитау — 750 м.

Хингоу-тавилъдаринская свита в пределах северного борта Гиссарской долины слагается в нижней части разреза толщей неравномерно переслаивающихся песчаников, глин и аргиллитов. В глинах залегают тонкие (до 0,4 м) прослои гипса; отмечается общая загипсованность пород. В верхней части разреза залегают песчаники, переслаивающиеся с разногалечными конгломератами и глинами. К востоку долины мощность песчаников возрастает за счет аргиллитов и глин, которые еще далее (сай Бедак) вообще исчезают из разреза. Мощность свиты сокращается с запада на восток от 1166 до 660 м. На южном борту долины в хр. Бабатаг глины переслаиваются с песчаниками при обладающей роли последних. Несколько восточнее (хр. Каршитау) разрез полностью заполняется толстослоистыми песчаниками с редкими прослойками глин. Мощность толщи равна на Бабатаге 606 м, на Каршитау—1033 м.

Каранакская + полизакская свита на севере Гиссарской долины состоит из разногалечных конгломератов слабой цементации, среди которых залегают маломощные слои и линзообразные прослои глин, песчаников и алевролитов. Общая мощность свиты изменяется от 1460 (Ширкент) до 680 м (Бедак). На юге долины разрез представлен мощными пачками глин, разделенных пластинами грубозернистых песчаников с линзами разногалечных конгломератов. Вся толща пород отличается засоленностью и загипсованностью. Неполная мощность свиты достигает в хр. Бабатаг 908 м, в Каршитау 500 м. В восточном замыкании Гиссарской долины неогенные отложения обнажаются в долине Иляка и представлены большджуанской свитой, мощностью 564 м.

Толща неогена вдоль северного борта долины достигает: в западной его части 3539 м, в восточной—1730 м, на южном борту 3327—2283 м, сокращаясь в том же направлении.

Четвертичная система. Мезозойские и третичные породы в Гиссарской долине покрыты толщей четвертичных отложений, состоящих главным образом из аллювия и аллюво-пролювия. Впервые четвертичные отложения расчленены Н. П. Костенко на стратиграфические комплексы. В зависимости от литологического состава пород и их генезиса в четвертичной системе выделены: нижний отдел (вахшский комплекс), средний отдел (илякский комплекс), верхний отдел (душанбинский и термезский комплексы) и современный отдел (амударьинский комплекс).

Вахшский комплекс. Отложения вахшского комплекса обнажаются в краевых частях Гиссарской долины и слагают в современном рельефе низкие предгорья. Более полные разрезы пород описаны в долине Семиганч и в боковых оврагах Рохатинской гряды. В низах разреза здесь залегают слабо сцементированные галечники и валуны. Видимая мощность галечников 25—80 м. На галечники налегают тонко опесоченные лессовидные суглинки мощностью 60 м. Всего 85 — 140 м. Галечники с резким угловым несогласием лежат на конгломератах каранакской + полизакской свиты неогена. На южном борту Гиссарской долины в большинстве обнажений вскрывается только верхняя часть суглинков вахшского комплекса видимой мощностью 56 м (Ляурская долина).

Илякский комплекс. Значительно более распространены отложения илякского комплекса. Они залегают либо непосредственно на суглинках вахшского комплекса, либо на дочетвертичных породах различного возраста (рис. 7). Илякский комплекс имеет двучленное строение: нижняя часть разреза состоит из аллювиальных галечников (русовая фация) мощностью до 43 м, верхняя — из запесоченных лессовидных пород (пойменная фация) мощностью до 30 м. Общая мощность до 73 м.

Душанбинский комплекс слагает две террасы—высокую и низкую. В строении террас участвуют галечники и перекрывающие их суглинки. Мощность галечников изменяется от 7 до 30 м, суглинков — от 10 до 15 м.

Термезский комплекс пород слагает вторую террасу современной гидросети Гиссарской долины. Русловая фация террасы представлена галечниками с гравием и песком видимой мощностью 2—3 м; пойменная фация состоит из суглинков с мелкой галькой, количество которой возрастает к низам толщи. Мощность пойменной фации 1,5—3,5 м.

Амударьинский комплекс. К нему отнесены аллювиальные отложения высоких и низких пойм и конусов выноса современных крупных рек. В высоких поймах выделены нижняя, галечниковая часть, и верхняя—песчано-суглинистая с большим количеством гальки. В низких поймах отмечается только русловая фация с некоторым увеличением песчано-глинистого материала в верхах разреза.

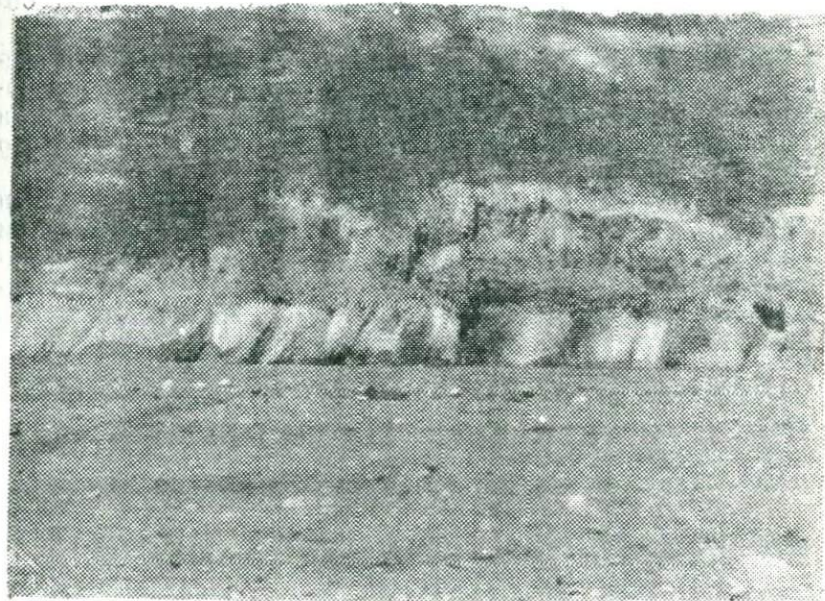


Рис. 7. Налегание пород илякского комплекса на дислоцированную толщу конгломератов неогена.

Погребенные конусы выносов выявлены Н. П. Костенко у рек Ханака, Душанбинка и Кафирниган. В поверхностном рельефе они представляют собой волнистые равнины. В головной части погребенные конусы выносов сложены крупными галечниками, в периферийной—переслаивающимися толщами суглинков и галечников.

Обобщая геологические условия Гиссарской долины, можно сделать ряд выводов:

1) общая мощность мезо-кайнозойских отложений на северном борту долины изменяется от 5750 до 3760 м, на южном—от 5700 до 4450 м, уменьшаясь в том и другом случае с запада на восток;

2) мезо-кайнозойская толща погружается к юго-юго-западу, о чем свидетельствует отсутствие обнажений триаса, ниж-

ней, средней и, частично, верхней юры на южном борту долины;

3) в направлении с севера на юг увеличивается тонкость гранулометрического состава терригенных осадков и возрастает общая загипсованность и засоленность пород;

4) наличие в геологических разрезах известняков, песчаников и гравелитов, являющихся хорошими коллекторами подземных вод, может свидетельствовать о значительной обводненности мезо-кайнозойской толщи;

5) бóльшая грубообломочность терригенных осадков северного борта долины и меньшая их загипсованность и засоленность могут обуславливать повышенную их водоотдачу и меньшую минерализованность подземных вод по сравнению с южным бортом;

6) значительная изменчивость литологического состава и степени засоленности пород по простиранию и в вертикальном разрезе приводит к тому, что в разных местах Гиссарской долины в одних и тех же возрастных толщах залегают различные по физико-химическому составу подземные воды.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Геологическая история Гиссарской долины и обрамляющих ее с севера хребтов тесно связана с развитием Южно-Таджикской депрессии. По данным Н. И. Черняк (1950), П. К. Чихачева, П. Д. Виноградова, Н. Н. Бобковой (1948), П. К. Чихачева (1959а), в мезо-кайнозойское время на данной территории происходили непрерывные эпейрогенические движения, периодически вызывавшие смену суши и моря. В конце палеогена—начале неогена море безвозвратно покинуло пределы Южно-Таджикской депрессии и уступило место суше.

Гиссар, как и весь Центральный Таджикистан, к концу палеозойской и началу мезозойской эр полностью превратился в континентальную область и представлял собой обширную равнину.

Триасовый период

В верхнетриасовое время территория Гиссара имела вид платообразной возвышенности, ограниченной с юга неглубокой депрессией с морскими заливами. Существовавший в это время континентальный режим характеризовался тропическим климатом со сменой сухих и влажных сезонов. С плато стекали реки, базисом эрозии которых служила расположенная на юге депрессия. Разрушительная деятельность проточных вод была небольшой по причине отсутствия сколь угодно значительных поднятий в этой области. Тропический климат с периодическим увлажнением и высыханием пород, а также воздействие поверхностных химических агентов привели к разложению алюмосиликатов материнских палеозойских пород с образованием окислов алюминия. Равнинный

же рельеф плато обеспечил долгое сохранение продуктов распада на месте их возникновения. Эти условия привели к образованию бокситоносной толщи верхнего триаса, состоящей из пестроцветных песчаников и сланцев. К середине верхнетриасового периода произошло некоторое поднятие депрессии, приведшее к замедлению течения рек, возникновению озер, заболачиванию местности и накоплению растительных остатков. Озерно-болотная среда послужила благоприятным условием для образования угленосной толщи (рис. 8).

Юрский период

Южно-Таджикская депрессия испытывала медленно развивающееся общее погружение. В начале эпохи нижней юры северная окраинная часть депрессии почти ничем не отличалась от граничащей с ней территории Гиссара. Здесь существовали участки накопления осадков, области сноса и заболоченные впадины (бассейн р. Ханака, верховье р. Варзоб, долина р. Кафирниган). Периодически в этих впадинах усиливалась эрозионно-аккумулятивная деятельность проточных вод, и тогда глинистые органические илы перекрывались пластами грубозернистого песка местами с углеобразованием.

В середине нижней юры происходило значительное общее погружение депрессии и усиление в связи с этим аккумулятивной деятельности проточных вод. Они отложили повсеместно в этой области мелкие галечники, грубозернистые косослоистые пески, перемежающиеся на отдельных участках с глинистыми и углистыми сланцами. Такие отложения характерны для широкой дельты реки с многочисленными протоками и заболоченными старицами.

Среднеюрская эпоха начинается новым погружением депрессии, но оно носит уже дифференцированный характер. Восточная часть северной окраины депрессии (верховья Кафирнигана, район с. Саят) не была захвачена этим опусканием. Погружающиеся участки были затоплены водами наступающего с юга моря. Существование моря здесь было непродолжительным, и к концу среднеюрской эпохи оно несколько отступило; здесь снова возникли условия, сходные с условиями нижнеюрской эпохи.

Начало верхнеюрской эпохи ознаменовалось широким развитием морской трансгрессии, захватившей всю северную область депрессии. Морские условия существовали на протяжении келловейского и оксфордского веков, в течение которых отложились осадки, приведшие затем к образованию из-

вестняков с тонкими прослоями песчаников, глин, мергелей. Количество терригенного материала в известняках незначительно, что указывает на слабый снос с прилегающей суши и свидетельствует о пустынности морского берега.

В середине верхнеюрской эпохи (кимеридж-титонский век) процесс развития морской трансгрессии закончился общим поднятием всей площади и регрессией моря. В остатках морского бассейна, представляющих собой многочисленные выпаривающиеся соленые озера и замкнутые лагуны, осаждались соли, гипсы и пестроцветные глины. Климат был пустынным, с отсутствием речных вод с повышенных участков. В конце юрского периода опускание суши сменилось резким поднятием всей захваченной предыдущим опусканием площади.

Меловой период

В начале нижнемеловой эпохи (валанжин-готерив) до баррем-апта территория Гиссара была всхолмленной сушей с развитой речной сетью и временными потоками. На южной окраине Гиссара, освободившейся к этому времени полностью не только от моря, но и от многочисленных лагун, отлагались плохо отсортированные галечники и грубозернистые красные пески, отличающиеся нередко косою слоистостью, с прослоями глин—продукт деятельности рек.

В баррем-аптский век произошла трансгрессия моря. Оно наступило с юго-запада и заняло сравнительно небольшую область на месте южных предгорий Гиссара, распространившись до средней части долины Каратаг, Ханака, Лучоб и с. Саят (рис. 8). Море было теплым, неглубоким, и отлагались в нем сероцветные песчано-глинистые осадки и известняки-ракушечники. Морской режим просуществовал недолго. После отхода моря освободившееся пространство представляло собой плоскую сушу. На ней снова отлагались красноцветные осадки, возможно, дельтового происхождения, но более тонкозернистые; состоят они главным образом из красных песков и глин с прослоями гипса.

К началу нижнего альба приурочена новая трансгрессия моря, наступившая также с юго-запада и продвинувшаяся к северу значительно дальше предыдущего. Море наступало быстро, было глубже предыдущего и отличалось более постоянным режимом. Берега моря были пологими, терригенный материал приносился издалека, был тонкозернист и хорошо отсортирован. В этот период отложились голубовато-серые песчаные глины с редкими прослоями серых мелкозернистых известковистых песчаников и известняков.

В верхнем альбе море ушло с территории Гиссара и отступило на юго-запад депрессии. На территории ушедшего моря восстановились континентальные условия. В это время здесь отлагались красноцветные песчано-глинистые осадки, представленные чередующимися пластами средне- и мелкозернистых песчаников и известковистых глин.

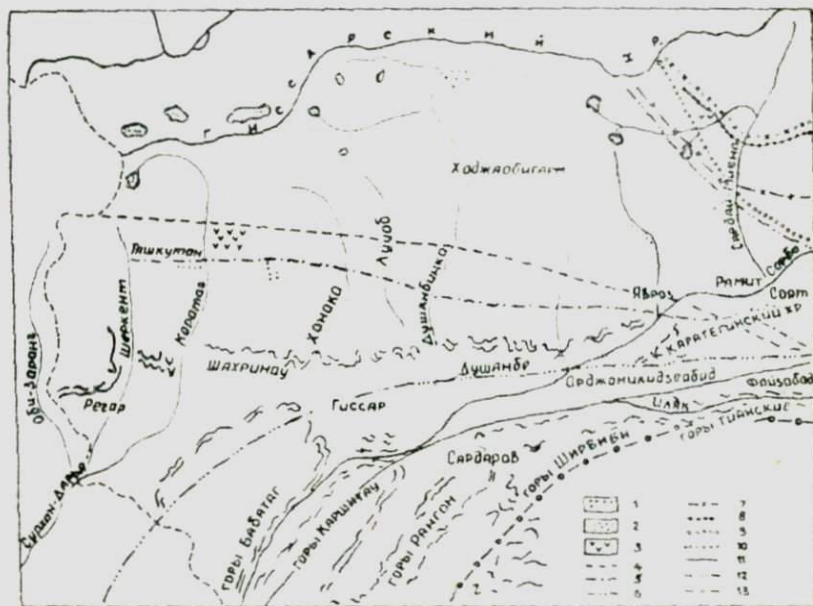


Рис. 8. Схема распространения древних морей в районе Гиссарской долины (составила Н. М. Чуршина по материалам П. К. Чихачева, Н. И. Черняк, П. Д. Виноградова и Н. Н. Бобковой): 1 — пестроцветные бокситоносные образования верхнего триаса; 2 — угленосные отложения верхнего триаса; 3 — континентальные угленосные отложения нижней + средней юры. Ориентировочные границы распространения: 4 — Верхнеюрского моря; 5 — Баррем-аптского моря; 6 — Нижнеальбского моря; 7 — Сеноманского моря; 8 — Туронского и Сенонского морей; 9 — Нижнепалеогенового моря; 10 — Верхнепалеогенового моря; 11 — Риштанского моря; 12 — Ханабад-исфаринского моря; 13 — Сумсарского моря.

Континентальные условия нижнего мела характеризовались жарким климатом. Засушливые периоды сменялись ливневыми дождями, тогда возникали временные потоки, приносившие в депрессию массу терригенного материала. Хороший дренаж грунтовых вод исключал заболоченность и углекислотное.

В начале сеноманского века произошла трансгрессия моря, распространившаяся лишь немногим дальше нижнеальбской.

Она захватила всю Гиссарскую долину и южную часть Гиссара. Сенноманское море было мелководным, теплым и отличалось частым колебанием уровня. В этот отрезок времени отложились пески, чередующиеся с глинами, мергелями и песчанистыми ракушечниками.

В туронский век также существовал морской режим. Море было теплым и мелководным, отложившим темно-зеленые глины и мергели с прослоями ракушечников. К концу туронского века границы моря несколько сократились.

В сенонский век море распространилось примерно до границ нижнетуронского моря. Здесь отлагались преимущественно карбонатные осадки, особенно в верхнем сеноне. Привнос терригенного материала был несколько меньше, чем в сеномане и туроне. Уровень моря испытывал значительные колебания, вплоть до установления здесь кратковременных лагунных условий. В последних отложились гипсы и пестроцветные глины незначительной мощности.

В датский ярус произошла регрессия моря, которое отошло с южного Гиссара к югу вплоть до широты Душанбе, оставив после себя многочисленные лагуны. В этих бассейнах с резко повышенной соленостью в условиях жаркого засушливого климата, без значительного притока пресных вод, образовались плотные гипсы с редкими прослоями доломитизированных известняков, особенно распространенных на южном склоне Гиссарской долины—в хребтах Бабатаг, Каршнтау, Рангон и др.

Таким образом, в течение всей верхнемеловой эпохи большая часть южного склона Гиссара, Гиссарская долина и территория южнее от нее были покрыты морем. Суша, окаймлявшая верхнемеловое море с севера и востока, была невысокой со слабо расчлененным рельефом, с медленно текущими реками, несущими в большинстве тонкозернистый материал. Климат был жарким, что повлекло за собой образование линз, прослоек и пачек гипсов и пестроцветных гипсоносных глин при всех отступлениях моря.

Палеогеновый период

В предбухарское время произошло опускание северо-западной части Гиссара, что привело к возврату моря и захвату им территории современной Гиссарской долины. Море достигло границ сенонской трансгрессии и может быть несколько перекрыло их. Наступало море медленно, заливая лагуны конца датского времени. Морской бассейн в бухарское время отличался относительно повышенной соленостью. В нем отлагались такие химические осадки, как доломиты, доломити-

зированные известняки и гипсы. Терригенный материал почти не приносился, так как окружающая море суша была плоской, с жарким климатом и неразвитой речной сетью. Доломиты образовывались в условиях морской среды с повышенным содержанием сульфатов (Черняк, 1950).

Морской режим, установившийся в бухарское время, сохранялся в течение сузакского, алайского и туркестанского времен. В сузакское время увеличивается привнос терригенного материала, отличавшегося тонкозернистостью и свидетельствующего о длительном пути транспортировки медленно текущими реками. В это время откладываются известково-песчанистые глины с редкими прослоями мергелей, битуминозных сланцев и фосфоритов.

Палеогеографические условия алайского времени были сравнительно сложны. Мелкая пульсация земной коры обусловила частую фаціальную смену осадков, особенно в среднеалайское время. Здесь отложились известняки, известковистые песчаники. В конце алайского времени на всей описываемой территории установился нормальный морской режим и отложения известняков получают широкое развитие. В туркестанское время состояние моря почти не нарушалось. Приток терригенного материала в морской бассейн усилился: всюду отлагались зеленые запесоченные глины с прослоями мергелей и песчаников.

В конце туркестанского и начале риштанского времени территория Гиссара и прилегающей к нему с юга депрессии испытывает довольно сильный подъем, вызванный непрерывными нарастающими вертикальными движениями. В результате море регрессирует в южном направлении и покидает пределы Гиссара и Гиссарской долины, оставив многочисленные лагуны. Минерализация воды в лагунах повышается и приводит к выпадению гипса. Иногда в толще гипса встречаются тонкие прослои красных песчанистых глин, свидетельствующие о незначительном поступлении в лагуны терригенного материала. Во второй половине риштанского времени происходит некоторое опускание территории и возврат моря в южную часть Гиссарской долины, отложившего здесь глины с редкими прослоями гипса. Поэтому лагунно-морские осадки риштанского времени находятся только начиная с Бабатага, Каршитау, Рангона и южнее. На освободившейся от риштанского моря территории в пределах южного склона Гиссара происходило накопление континентальных осадков.

В исфаринское и ханабадское времена опускание территории продолжается, и морской бассейн распространяется на большей площади, перекрыв границы риштанского моря и

захватив значительную часть Гиссарской долины. В морском бассейне происходило отложение серых и зеленых глин, содержащих местами прослойки песчаников и мергелей. Эти осадки отмечены только по южному борту Гиссарской долины и южнее.

Неогеновый период

Неогеновый период характеризуется общим поднятием региона и установлением повсеместно континентальных условий. Гиссар, как возвышенная область, становится площадью преобладающего разрушения и сноса больших масс терригенного материала в пониженные участки. На месте современных южных предгорий Гиссарского хребта с самого начала неогена существовала предгорная депрессия, открытая к югу и ограниченная с севера горной грядой Гиссара и Каратегина. В эту депрессию до конца неогена поступал в громадном количестве обломочный материал, приносимый с этой гряды реками и временными потоками. Первоначально происходило накопление тонкозернистых песчано-глинистых осадков кирпично-красного цвета, отлагавшихся реками. Местами оставались еще соленые озера, где шло образование гипсоносных красноцветных осадков. По мере поднятия Гиссаро-Каратегинской гряды крупность осадков увеличивалась. Стали отлагаться преимущественно галечники, грубозернистые пески и песчанистые глины в виде линз и пластов в толще галечников. Непрерывное и все более интенсивное поднятие горной гряды усилило накопление грубообломочного материала, в результате чего верхние горизонты неогена почти целиком сложены конгломератами. Депрессия же в течение неогена испытывала непрерывное медленное опускание, что обусловило накопление в ней толщи осадков огромной мощности: 1800 м на востоке Гиссарской долины и около 5000 м на западе ее, из них 3500 м приходится на конгломераты.

Четвертичный период

Площадь распространения и мощность отложений четвертичного возраста Гиссарской долины незначительна по сравнению с отложениями каждого из описанных периодов. Четвертичные осадки образуют узкие полосы аллювиальных накоплений по долинам рек и саев; делювиальных образований по склонам и у подножия склонов; аллювиально-пролювиальных пород конусов выносов временных потоков. Гиссарский и Каратегинский хребты служат областью разрушения и сноса. Масса обломочного материала транспортируется реками с

южного склона Гиссарского хребта и выносятся в основном в Гиссарскую долину и, в меньшей степени, далее на юг и на запад по долинам рек Кафирниган и Каратаг.

Восстановление палеогеографических условий района Гиссарской долины объясняет нам специфику геологического строения этой территории. Все моря в мезозое и палеогене наступали в основном с юго-запада и распространялись на север и восток, захватывая территорию, занятую ныне южным склоном Гиссарского хребта. Северо-восточная часть Гиссаро-Каратегина в то время представляла собой возвышенную область и служила берегом моря, являясь источником терригенного материала, сносимого реками во все геологические периоды мезо-палеогена. Современный южный склон Гиссарского хребта представлял тогда окраинно-прибрежную мелководную морскую зону, куда в первую очередь поступал наиболее крупный обломочный материал. Далее к югу и юго-западу уносились и отлагались преимущественно тонкозернистые осадки. Поэтому в современную эпоху мы видим, что на северном склоне Гиссарской долины терригенный материал отличается большей крупностью зерен, чем на южном, а также меньшей засоленностью морских осадков в результате примешивания опресненных речных вод, впадавших в прибрежную часть моря. Наступление морей с юго-запада обеспечило наибольшую мощность отложений всех геологических систем мезозоя и палеогена на западе и юге Гиссарской долины, наименьшую — на севере и востоке ее. К юго-западу растет и засоленность морских осадков.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГИССАРСКОЙ ДОЛИНЫ

К концу палеозойской эры, как указывалось выше, южный склон современного Гиссарского хребта и Гиссарская долина представляли собой равнинную область, которая в течение мезозойской эры и палеогенового периода испытывала периодические поднятия и опускания, влекущие за собой наступления и отступления морей. В конце палеогенового периода начавшееся региональное поднятие этой области, в результате альпийской складчатости, оттеснило морское пространство к югу и юго-западу далеко за ее пределы. С этого времени началось формирование основных структур описываемого района, продолжавшееся как в неогеновом, так и в четвертичном периодах. На севере района возникли высокие Гиссарский и Каратегинский хребты и расположенная у их подножия Гиссарская долина, и более низкие хребты—Тианский, Ширбиби, Абдуловатский, Рангонский, Каршитауский и Бабатагский, ограничивающие Гиссарскую долину с юга (рис. 1).

Тектоническое строение описываемой территории характеризуется большой сложностью и по характеру дислоцированности может быть разделено на четыре района: южный склон Гиссарского хребта, северный склон Гиссарской долины, южный склон Гиссарской долины и собственно Гиссарская долина.

Южный склон Гиссарского хребта представляют собой крыло сложно построенного антиклинория из дислоцированных осадочно-вулканогенных толщ с присутствием в них больших массивов гранодиоритов (С. К. Овчинников, 1959). Склон хребта характерен наличием крупных синклиналийных и глыбообразных антиклинальных складок значительной про-

тяженности (до 150—250 км), расположенных по широкой выпуклой к северу дуге (Захаров, 1962). Складки секутся региональными разломами широтного, северо-восточного и северо-западного простираний, разбивающими весь массив на отдельные блоки (рис. 9). Бесспорно, подобные блоки имеют-

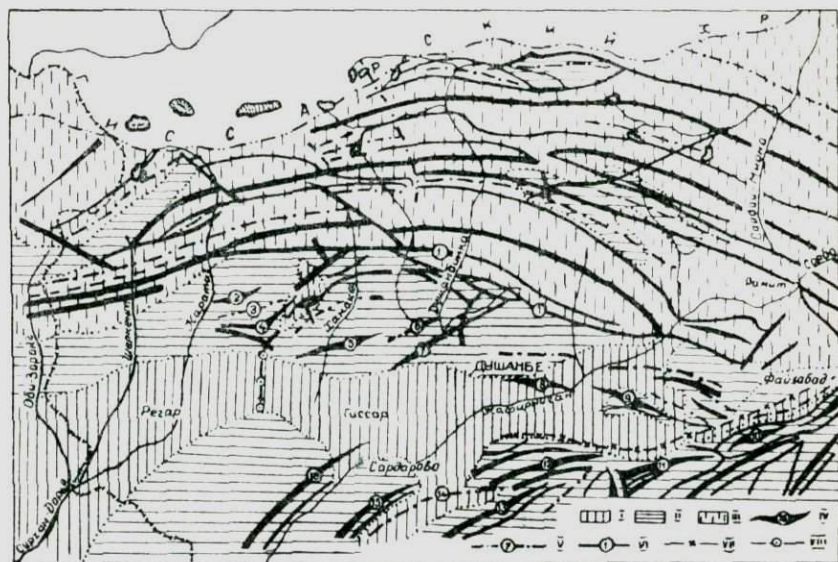


Рис. 9. Тектоническая схема района Гиссарской долины (составила Н. М. Чуршина по материалам С. К. Овчинникова, П. К. Чихачева, С. А. Захарова, С. Н. Симакова, М. В. Васильчикова): I — четвертичный покров собственно Гиссарской долины; II — третичные и мезозойские осадки бортов Гиссарской долины; III — палеозойские породы; IV — антиклинальная складка и ее номер на схеме; V — синклинальная складка и ее номер на схеме; VI — ханакинский взбросо-сдвиг; VII — илякский разлом; VIII — геоморфологическая граница между восточной и западной частями Гиссарской долины.

I — Ханакинский взбросо-сдвиг. Названия складок: 2 — Каратагская антиклиналь; 3 — Сангмильская синклиналь; 4 — Хочильдорская антиклиналь; 5 — Шаамбаринская антиклиналь; 6 — Варзобская синклиналь; 7 — Лучобская антиклиналь; 8 — Рохатинская антиклиналь; 9 — Андыгенская антиклиналь; 10 — Тиванская антиклиналь; 11 — Ширбибинская антиклиналь; 12 — Кокташская антиклиналь; 13 — Рангонская антиклиналь; 14 — Ляурская синклиналь; 15 — Карштауская антиклиналь; 16 — Бабатагская антиклиналь.

ся в палеозойском фундаменте и под мезо-кайнозойской толщей Гиссарской долины. Плоскости разломов различно ориентированы, но у дугообразных разломов, близких к широтному простиранию, они чаще вертикальны, или падают на север, в меньшей степени — на юг. С разломами связаны мно-

точисленные выходы пресных источников и в некоторых случаях минеральных—холодных и горячих. Горячие минеральные источники, как отметил С. К. Овчинников (1959), приурочены к зонам разломов северо-восточного простирания, холодные (нарзаны) — к зонам разломов широтного простирания.

Сильная раздробленность палеозойского массива в местах выхода его на поверхность создает благоприятные условия для проникновения атмосферных осадков и поверхностных вод в нижние горизонты, проводящими путями для которых служат многообразные трещины разломов, уходящих на большую глубину.

К югу палеозойская толща Гиссарского хребта по Ханакинскому взбросо-сдвигу (Захаров, 1962) контактирует с мезо-кайнозойскими отложениями Гиссарской долины, погружаясь под них в этом же направлении. Ханакинский взбросо-сдвиг протягивается от Файзабада до Каратага и далее на запад на расстояние 85—90 км; имеет сложное тектоническое строение с падением плоскости взброса на север под углом 60—70°.

Северный склон Гиссарской долины. Мезо-кайнозойские осадки северного склона Гиссарской долины на контакте с палеозойской толщей Гиссарского хребта вздыблены, местами запрокинуты, с общим падением на юг (рис. 10).

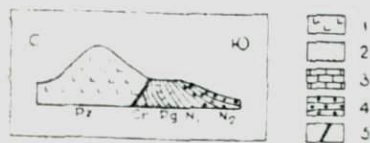


Рис. 10 Разрез по Варзобу и Дагане (по М. С. Швецову): 1 — гранодиорит; 2 — песчаник; 3 — известняк; 4 — конгломерат; 5 — надвиг.

От западной границы описываемого района до р. Каратаг и несколько восточнее породы мезозоя, неогена и палеогена имеют, в основном, моноклиналиное падение к югу под углами 45—70° (рис. 11); от р. Каратаг и до Файзабада они образуют серию небольших антиклинальных и синклинальных складок северо-восточного простирания до города Душанбе и северо-западного—восточнее от него.

В пределах моноклиналиного залегания мощность неогеновых отложений равна 1700 м. К востоку мощность неогеновых пород в структурах антиклинального строения, описание которых дается ниже, значительно сокращается.

Каратагская антиклиналь расположена в западной части северного склона Гиссарской долины и протягивается в северо-восточном направлении (рис. 9) на 7,5—8 км.

Слагается она породами нижнего мела и сеномана. В ядре складки обнажаются верхнеюрские известняки и палеозойские сланцы. Южное крыло складки падает на юго-юго-восток под углом 35° ; северное—на северо-северо-запад под углом 20° .

К юго-востоку от Каратагской антиклинали располагается Сангмильская синклиналь, протяженностью 16 — 18 км. В синклинали залегают породы нижнего мела. Юго-восточное крыло складки является северо-западным крылом Хочильорской антиклинали. Западная половина антиклинали простирается широтно, после с. Сангмиля меняется на северо-восточное. Складка слагается породами палеогена, мела и юры; ядро ее прорывают породы палеозоя, ограниченные с юга и востока складки системой крутых сбросов с амплитудой смещения 1000—1500 м. Южное, опущенное по сбросу крыло Хочильорской антиклинали крутое, с углами падения пластов от 30 до 70° ; северное—более пологое, с падением до 10 — 15° .

К востоку от Хочильорской складки расположена Шаамбаринская брахиантиклинальная складка, простирающаяся на 12 км при ширине ее 7—8 км. Сложена она породами неогена; в ядре ее скважинами вскрыты отложения палеогена и верхнего мела. Приподнятая часть структуры находится в междуречье Ханака—Шаамбары. Угол падения северного крыла антиклинали равен 8° . Далее, в этом же направлении оно переходит в синклинальный прогиб, северная часть которого вздернута региональным Ханакинским взбросо-сдвигом. Южное крыло падает под углом 22 — 35° и погружается под четвертичные отложения Гиссарской долины. На юго-западе и северо-востоке наблюдаются периклинальные части складки, падающие под углами соответственно 5 — 7° и 25 — 40° .

Несколько восточнее Шаамбаринской антиклинали располагается Варзобская синклиналь северо-восточного простирания с конгломератами неогена в ядре. Северное крыло синклинали вздернуто Ханакинским взбросо-сдвигом; южное — переходит в Лучобскую антиклинальную складку, образуя ее северное крыло. Лучобская антиклиналь протягивается в северо-восточном направлении на 15 км, ширина свода 3—4 км. Западная часть складки сброшена по Даштимиронскому сдвигу и смещена к югу. Северное крыло складки падает под углом 10 — 12° ; южное — под углами 20 — 65° и погружается под толщу четвертичных отложений Гиссарской долины. Лучобская антиклиналь сложена с поверх-

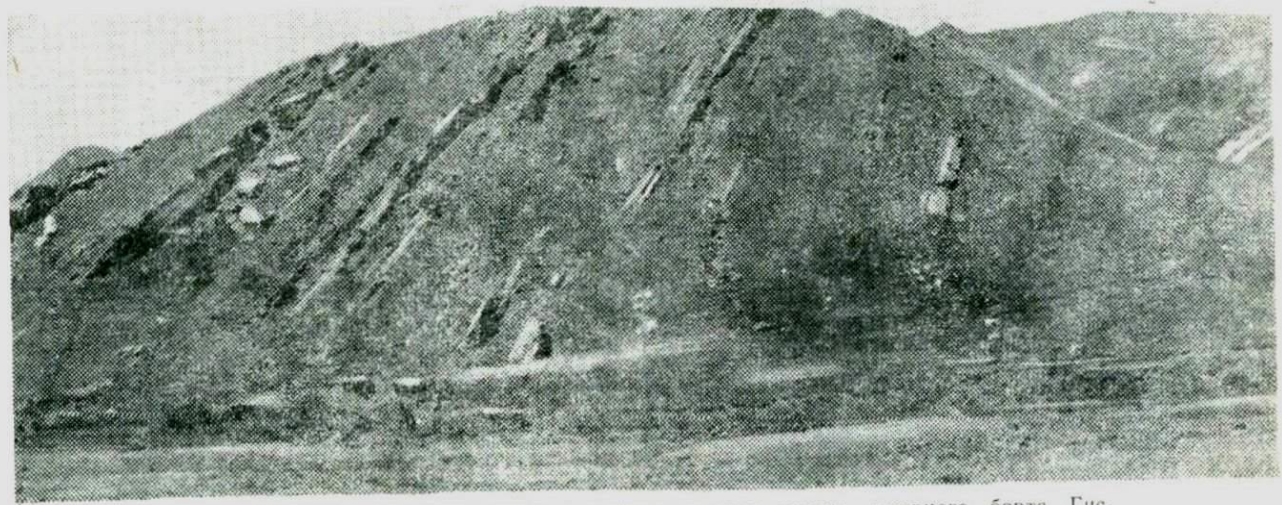


Рис. 11. Характер залегания пород в моноклинальном склоне северного борта Гиссарской долины (слева — юг).

ности породами неогена. В ядре антиклинали бурением вскрыты осадки палеогена и мела (альбский ярус).

К юго-востоку от Лучобской антиклинали находится Рохатинская антиклиналь западно-северо-западного простирания. Складка сложена суглинками илякского и конгломератами вахшского комплексов. Северное крыло складки падает под углом $7-8^\circ$, переходя в синклинальный прогиб широтного простирания. Северное крыло прогиба крутое, загнутое вверх и частично срезано Ханакинским взбросо-сдвигом. Южное крыло Рохатинской антиклинали падает под углом $5-9^\circ$ и погружается под четвертичные отложения Гиссарской долины.

К востоку от Рохатинской антиклинали по этой же линии находится Андыгенская антиклиналь северо-западного простирания. Андыгенская антиклиналь асимметричного строения с крутым северо-восточным крылом ($20-25^\circ$) и более пологим юго-западным ($16-18^\circ$). Длина складки около 10 км. Сложена складка породами палеогена (алайские, сузакские и бухарские слои); в ядре складки бурением вскрыты меловые и юрские породы, лежащие на палеозойском фундаменте.

К северо-востоку от Андыгенской складки, в междуречье Кафирниган—Иляк, располагается серия более мелких антиклинальных и синклинальных складок того же простирания, представляя собой гофрировку мезозойской толщи. Эта группа складок замыкает Гиссарскую долину с востока.

Осадки мезозоя, палеогена и неогена, слагающие северный склон Гиссарской долины, погружаются к югу под четвертичную толщу и вновь обнажаются на южном ее склоне.

Южный склон Гиссарской долины. Мезозойские и третичные породы, слагающие этот склон, смяты в локальные складки широтного и северо-восточного простирания, относящиеся к северным складкам Кафирниганского антиклинория. Крылья и своды складок нарушены разломами, по которым произошли сдвиги, надвиги и сбросы. Здесь с востока на запад выделен ряд антиклиналей и синклиналей.

Тианская антиклиналь начинается на юго-востоке Гиссарской долины и протягивается на 12 км. Северное крыло антиклинали здесь почти полностью уничтожено Илякским разломом. Юго-восточное крыло падает под углом $35-40^\circ$. В ядре складки зажаты породы юры и нижнего мела, обнажающиеся на поверхность.

К западу от Тианской антиклинали располагается Ширбибинская антиклиналь, протягивающаяся почти в широтном направлении на 16 км. Представлена складка од-

ним южным крылом, сложенным породами от юры до неогена. Юрские породы обнажаются вдоль оставшегося крыла антиклинали. Падение пластов на юго-восток под углом 60—75°. Северное крыло складки, видимо, частично размыто и скрыто четвертичными отложениями Гиссарской долины. Южное крыло складки в верхней своей части разбито продольными разломами с падением плоскостей разломов к югу под углом 70°.

К западу от Ширбибинской антиклинали располагается небольшой синклиальный прогиб северо-восточного простирания. К северо-западу от него протягивается Кокташская антиклиналь, представляющая горную гряду Абдуловат. Складка имеет восток-северо-восточное простирание и тянется почти на 20 км. Представлена складка на всем своем протяжении только одним северным крылом, падающим под углами 25—50°. Ядро складки разбито системой широтных разломов.

К югу от Кокташской антиклинали располагается Рангонская антиклиналь, протягивающаяся в северо-восточном направлении на 40—45 км. Северо-восточная часть складки в районе села Султанабад погружается под покров четвертичных отложений Султанабадской впадины. Антиклиналь имеет коробчатую форму и опрокинута на юго-восток. Сохранилось только северо-западное крыло складки, представляющее собой моноклиаль с углами падения 50—70°. Сложено оно породам от неогена до юры включительно, стоящими местами вертикально до опрокинутых. Юго-восточное крыло складки срезано надвигом, по которому Рангонская складка надвинута на соседнюю Даганакиикскую антиклиналь (за пределами района).

Северо-западное крыло Рангонской антиклинали переходит в Ляурскую синклиаль, отделяющую Рангонскую антиклиналь от Каршитауской антиклинали, вытянутой параллельно последней. Каршитауская складка имеет коробчатую форму, разорвана вдоль замка и наклонена к юго-востоку. Северо-западное крыло складки крутое, с углами падения 50—60°, надвинуто на юго-восточное. Амплитуда надвига 300—400 м. Плоскость надвига круто падает на северо-запад. Сложена складка породами от неогена до нижнего мела включительно. На северо-восточной периклинали складки отмечено замыкание слоев палеогена и верхнего мела и общее погружение оси складки под углом 40—50° в сторону Гиссарской долины.

В направлении к западу, параллельно Каршитауской антиклинали, протягивается Бабатагская антиклиналь. Последняя разорвана по замку и надвинута на Каршитау-

скую антиклиналь. В Бабатагской антиклинали сохранилось только северо-западное крыло, представляющее собой моноклиналь с углами падения от 10—12 до 30—50°. В моноклинали обнажаются породы неогена, палеогена, мела и юры. Линия надвига проходит у самого подножия хребта Бабатаг и приводит в соприкосновение верхнеюрские гипсоносные глины Бабатагской антиклинали с конгломератами неогена Карштауской складки. Северная часть Бабатагской антиклинали при подходе к Гиссарской долине несколько меняет простирание к восток-северо-востоку и погружается под четвертичные отложения долины.

Гиссарская долина. Тектоническое строение прогиба Гиссарской долины, скрытого под мощным чехлом четвертичных отложений, неизвестно, и в связи с отсутствием глубокого бурения о нем можно судить только на основании тектонического строения бортов Гиссарской долины и геофизических исследований. В отношении происхождения прогиба Гиссарской долины существует ряд мнений. П. К. Чихачев (1934) высказал предположение, что Гиссарская долина имеет эрозионное происхождение, выработанное реками Кафирниган, Душанбинка и Ханака. Он считал, что хр. Бабатаг, погружаясь под четвертичные отложения указанных рек, имеет продолжение на противоположном склоне Гиссарской долины, известное под названием Лучобской антиклинали. Исследования М. С. Швецова (1927) и А. Р. Бурачека (1934) привели их к мысли о тектоническом происхождении прогиба Гиссарской долины с сохранением его синклинального характера. А. Р. Бурачек констатирует, что в районе Файзабада происходит замыкание меловых, палеогеновых и неогеновых пород, обрисовывающих синклинальную впадину, выполненную затем пролювиально-аллювиальными образованиями.

Произведенные Г. В. Смолиной и Н. В. Линицким (1953) гравиметрические исследования в Гиссарской долине свидетельствуют о «четко выраженной гравитационной депрессии, границы которой совпадают с границами долины, и осевая линия депрессии следует согласно с осью долины, простираясь широтно от Файзабада на востоке и до Регара на западе» (стр. 51).

Частичное повышение ложа Гиссарской долины отмечено в районе Орджоникидзеабада (Андыгенская антиклиналь), образовавшегося в результате приподнятости палеозойского фундамента, который восточнее Файзабада круто понижается.

С. А. Захаров (1962) придерживается мнения о тектоническом происхождении Гиссарской долины. На основании изучения некоторых складок северного склона Гиссарской доли-

ны. автор пришел к выводу, что «простира́ния складок расположены по широкой выпуклой к северу дуге, так что в восточной части преобладают северо-западные, а в западной—северо-восточные простира́ния». Северо-восточное простира́ние имеют и складки на южном склоне Гиссарской долины. Это положение дает нам основание предполагать наличие антиклинальных складок и в пределах мезозой-третичных пород Гиссарской долины, скрытых мощной толщей четвертичных пород.

Приведенные выше данные свидетельствуют об общем синклинальном характере прогиба Гиссарской долины, ограниченного с севера палеозойским массивом Гиссара и Каратегина, с юга—хребтами Тиан, Ширбиби, Рангон, Каршитау и Бабатаг.

Все мезо-кайнозойские отложения северного склона Гиссарской долины имеют южное и юго-восточное падение пластов под углами до 30—70°. То же касается и восточного замыкания Гиссарской долины, где породы юго-западного крыла Андыгенской структуры и складок, расположенных к северо-востоку от нее, падают в сторону долины под углами 16—18°. Об этом также свидетельствует форма залегания отложений мезо-кайнозоя южного склона Гиссарской долины, где пласты северных крыльев антиклинальных складок падают на северо-северо-запад под углами 25—70°, т. е. в сторону Гиссарской долины.

В пределах Гиссарской долины отмечены два региональных тектонических нарушения. Первое из них проходит на севере долины и представляет собой Ханакинскую взбросо-сдвиговую зону, по которой палеозойский массив Гиссарского хребта надвинут на мезозойские осадки Гиссарской долины. Второе—Илякский разлом, по которому дно Гиссарской долины сочленяется с южным ее склоном. Помимо указанных больших разломов склоны долины, особенно южный, разбиты серией локальных нарушений, с которыми нередко связаны выходы термальных минеральных вод (источники Сангмиля, Худжи, Ташбулак и др.).

Ложе мезо-кайнозойской толщи (палеозойское основание) наклонено с востока на запад, о чем можно судить, в общих чертах, по данным глубоких скважин северного склона Гиссарской долины и составленного по их разрезам схематического геологического профиля (рис. 12). Так, в пределах восточного замыкания долины (Андыгенская структура), в результате поднятия палеозойского основания, на поверхность выходят известняки алайских слоев палеогена. Общая мощность отложений мезо-кайнозоя здесь равна 1400 м. По на-

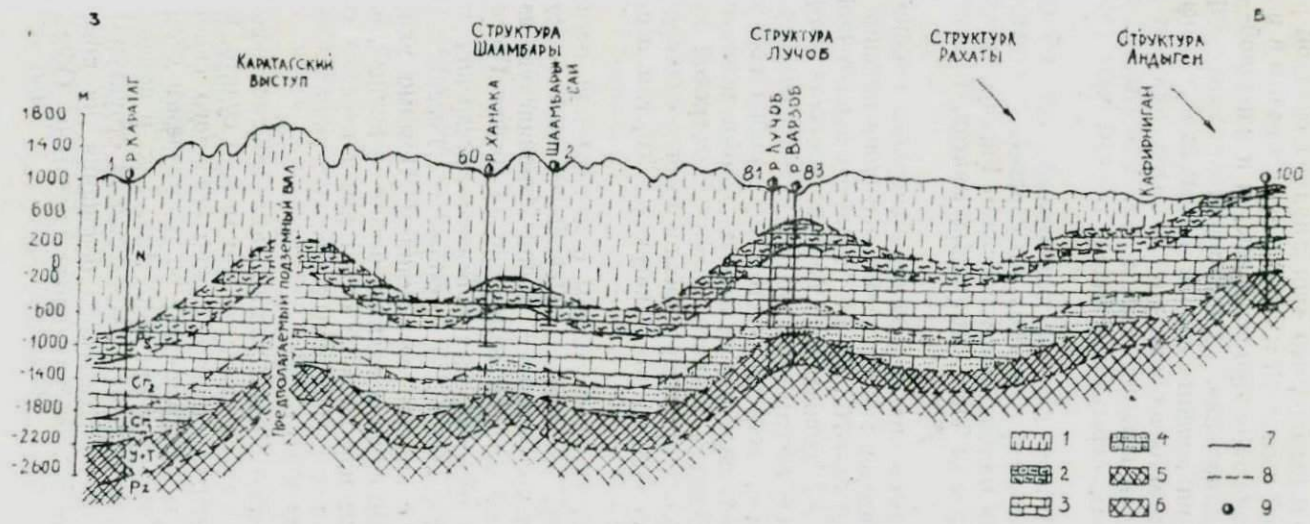


Рис. 12. Схематический геологический продольный разрез северного борта Душанбинского артезианского бассейна (составила Н. М. Чуршина): 1—неогеновые отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — верхнемеловые отложения; 4 — нижнемеловые отложения; 5 — юрские отложения; 6 — палеозойские породы; 7 — установленные границы между геологическими системами; 8 — предполагаемые границы между геологическими системами; 9 — скважина.

правлению к западу палеозойское основание погружается и глубина залегания палеогена увеличивается, вскрываясь на Лучобской структуре уже на глубине 395 и в Шаамбаринской — на глубине 1200 м. Далее к западу палеозойский фундамент опять поднимается, образуя Каратагский выступ (Хочильорская антиклиналь), где обнажаются породы юры и мела. В рельефе Гиссарской долины это поднятие выразилось в сужении дна долины (рис. 1, сел. Шамиль) и его приподнятости, в результате образования подземного вала, с перегибом мезо-кайнозойской толщи (рис. 2). Этот подземный вал разделяет Гиссарскую долину на две части: восточную (большую) и западную. К западу от этого вала палеозойский фундамент круто погружается и мощность мезо-кайнозойских осадков увеличивается. В районе Каратага отложения палеогена вскрываются уже на глубине 1700 м.

На примере Андыгенской структуры все антиклинальные образования северного склона восточной части Гиссарской долины можно рассматривать как результат локальных поднятий палеозойского фундамента. По южному склону Гиссарской долины о таких локальных поднятиях палеозоя могут говорить выходы юрских пород в моноκлиналях Ширбиби, Кокташской, Рангонской и Бабатагской.

Мощность мезо-кайнозойской толщи в моноκлиналии залегании (район долины р. Каратаг, западный склон хр. Бабатаг) достигает 5000—5700 м, в антиклинальных же структурах она сокращается до 1500—2500 м за счет уменьшения в мощности отложений неогена. В результате этого на антиκлинальных складках Лучобской, Шаамбаринской и др. скважинами глубиной 1500—2500 м можно пересечь весь мезо-кайнозой, вскрыть палеозойский фундамент и вывести на поверхность все водоносные горизонты, имеющиеся в породах данного разреза.

Породы мезо-кайнозоя наиболее хорошо обнажены на периферии бортов Гиссарской долины, создавая благоприятные условия для проникновения атмосферных и поверхностных речных вод в глубь пластов и движения их от областей питания к центру долины, обеспечивая напорность подземных вод на глубине.

Структурная форма Гиссарской долины, наличие в ней напорных пресных и минеральных источников позволила выделить местный артезианский бассейн, названный Душанбинским. Душанбинский артезианский бассейн занимает восточную (большую) часть Гиссарской долины и приурочен к глубокой асимметричной синκлинали, протягивающейся в широт-

ном направлении на 90 км при средней ширине 28 км. Площадь Душанбинского бассейна достигает 2500 км².

Западная часть Гиссарской долины по структурным особенностям отнесена нами к Сурхандарьинскому артезианскому бассейну, изученному Б. А. Бедером (1958) и Л. С. Балашовым (1960).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАПОРНЫХ ВОД ДУШАНБИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В результате проведенных нами гидрогеологических исследований и анализа материалов по глубокому разведочному бурению представилась возможность впервые выделить в Душанбинском артезианском бассейне шесть водоносных комплексов подземных артезианских вод в отложениях: 1) четвертичных; 2) неогеновых; 3) палеогеновых; 4) верхнемеловых; 5) ниже-меловых; 6) юрских. Отдельно выделены и рассмотрены трещинные воды в породах палеозойского фундамента бассейна.

Воды в четвертичных отложениях

Отложения четвертичного возраста широко распространены в центральной части Душанбинского артезианского бассейна. Подземные воды вскрываются в них эксплуатационными на воду скважинами в пределах амударьинского, термезского и душанбинского комплексов пород.

Воды амударьинского комплекса. Породы амударьинского комплекса, как уже отмечалось выше, представляют собой наиболее молодые аллювиальные рыхлообломочные отложения, слагающие русла, поймы, первую и вторую террасы современных рек. Наибольшее развитие эти отложения получили в приустьевых частях долин рек Ханака, Лучоб, Душанбинка, Кафирниган, Иляк и особенно в пределах равнинной части Гиссарской долины, где происходит слияние этих рек. Подземные воды залегают в толще галечника на глубине от 0,30—0,70 м близ русел рек и от 1,5 до 5,0 м в некотором удалении от них. Водоносный горизонт практически не обладает напором (табл. I)¹, воды гидро-

¹ Все таблицы помещены в конце книги.

карбонатного кальциево-магниевого состава¹ с минерализацией от 0,3 до 0,6 г/л, холодные с температурой от 15 до 18°C. Воды данного горизонта обладают большими удельными дебитами, достигающими 10—13 л/сек.

Питание вод амударьинского комплекса пород происходит преимущественно за счет речных вод. Поэтому изменение уровня тесно связано с режимом рек. Используются эти воды для водоснабжения.

Воды термезского комплекса. Породы термезского комплекса слагают слабо расчлененную террасу современных рек. Эти террасы занимают обширные площади и используются под посевы сельскохозяйственных культур. Террасы имеют двучленное строение. Верхняя их часть представлена суглинками с включением мелкой гальки, нижняя состоит из галечников с крупнозернистым песком и гравием. Водовмещающими породами служат в основном галечники; покровные суглинки же являются своего рода водоупором, обуславливающим напорный характер водоносного горизонта. Но в зависимости от места расположения скважин уровень воды вскрывается ниже или выше кровли галечников. Как правило, в северной части Гиссарской долины уровень подземных вод вскрывается скважинами ниже кровли галечников (скв. 150, 387, 390).

По мере движения к югу, т.е. в направлении общего понижения местности, подземные воды вскрываются уже в нижних горизонтах суглинков, т.е. выше кровли галечников (скв. 386) или даже самоизливаются (скв. 145, 286).

Глубина залегания зеркала подземных вод, зависящая от рельефа местности, изменяется от 8 до 52 м, уровень же устанавливается на глубине от 4 до 40 м, достигая напора 4—10 м. При этом замечается, что величина напора воды в скважинах возрастает по направлению с севера на юг.

Химический состав вод в породах термезского комплекса уже несколько иной по сравнению с водами амударьинского комплекса пород. Здесь преобладают гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниево-натриевые воды с минерализацией от 0,33 до 0,44 г/л (табл. 2). В направлении с севера на юг минерализация вод возрастает до 5 г/л и состав воды меняется на сульфатные магниево-кальциево-натриевый (скв. 386). Температура вод более постоянная и равна 17—18°. Удельный дебит значительно ниже и изменяется от 0,1 до 5, реже—до 13 л/сек.

¹ Химический состав вод дается по убывающим компонентам в соответствии с формулой Курлова.

Питание подземных вод термезского комплекса пород происходит за счет вод гидрографической сети и, частично, за счет инфильтрующихся поливных вод. Используются воды, как и воды амударьинского комплекса, для водоснабжения.

Воды душанбинского комплекса. Породы душанбинского комплекса слагают IV террасу крупных рек Гиссарской долины, окаймляя почти сплошным кольцом более молодые террасы. Душанбинский комплекс имеет двучленное строение. Верхняя часть представлена лессовидными суглинками, нижняя—галечниками и валунами.

Подземные воды вскрываются скважинами в галечниках, реже в суглинках на глубине от 20 до 61 м. В скважинах, расположенных на северной окраине Гиссарской долины, уровень подземных вод залегает ниже кровли галечника и вода почти не обладает напором (табл. 3, скв. 277, 388). В направлении к югу подземные воды вскрываются в галечниках на контакте с мелкоземом (скв. 276, 389), в связи с чем они приобретают напор, достигающий 16—17 м.

Химический состав вод душанбинского комплекса гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый с минерализацией от 0,2 до 0,39 г/л. В пределах южной окраины Гиссарской долины минерализация вод увеличивается до 9,9 г/л (скв. 276) и состав воды меняется на сульфатно-хлоридный натриево-магниевый. Температура вод 17—19°, удельные дебиты изменяются от 3 до 17 л/сек.

Пополнение вод описываемого комплекса идет путем проциклования подрусловых вод крупных рек северного склона Гиссарской долины в местах пересечения ими галечников душанбинского комплекса. Используются воды, за исключением вод скважины № 276, для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения.

Илякский и вахшский комплексы пород, наиболее древние среди отложений четвертичного времени, представляют собой докольные террасы ранней гидрографической сети. Сведений о наличии в них напорных водоносных горизонтов не имеется.

Четвертичные воды всех горизонтов объединены нами в один водоносный комплекс, границы которого показаны на рис. 13.

Воды в неогеновых отложениях

Отложения неогена имеют значительное распространение в пределах Душанбинского артезианского бассейна. С этими осадками связаны многочисленные источники на обоих бортах

бассейна в породах каранакской, хингоу-тавильдаринской и большджуанской свит.

Выходы источников из тех или иных обнажающихся на поверхности пород свидетельствуют о водоносности этих по-

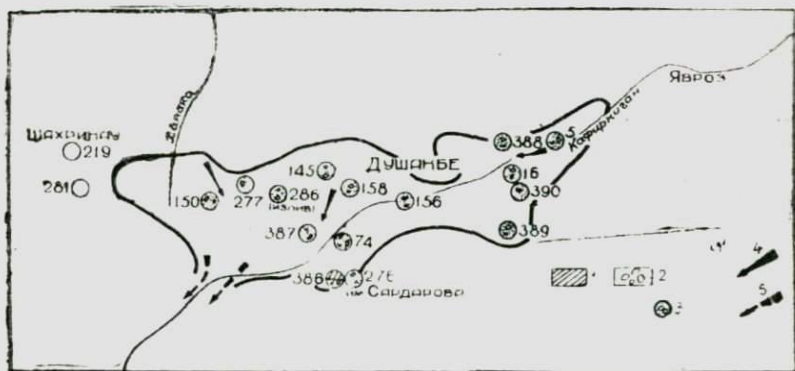


Рис. 13. Границы распространения четвертичного водоносного комплекса: 1 — суглинок; 2 — галечник; 3 — скважина и ее номер; 4 — направление движения подземных вод; 5 — направление основной разгрузки подземных вод. Внутри кружка показана водоносная порода.

род и на больших глубинах. По дебитам источников можно визуально судить о степени обводненности данных пород и на глубине. Глубокое синклинальное залегание отложений (при чередовании водопроницаемых и практически водоупорных пластов) и выходы их на более высоких абсолютных отметках по периферии бассейна дают нам основание предполагать здесь наличие высоконапорных подземных вод с различным качественным составом.

Высказанные здесь соображения относятся не только к породам неогена, но и к осадкам палеогена, мела и юры. Справедливость такого суждения обосновывается приведенными фактическими материалами.

Воды каранакской свиты. На северном борту Душанбинского бассейна каранакская свита представлена в основном конгломератами и песчаниками с маломощными слоями и линзообразными прослоями глин и алевролитов. Конгломераты косослоистые, слабо сцементированные песчано-глинистым цементом. Песчаники плохо отсортированные, почти несцементированные. Эти отложения слагают своды и крылья антиклинальных и ядра синклинальных складок. На северном борту бассейна породы каранакской свиты местами обнажены, а местами прикрыты тонким чехлом четвертичных суглинистых отложений. К центру бассейна каранакская свита погру-

жается и уходит под мощный четвертичный покров Гиссарской долины. Из пород описываемой свиты водоносны главным образом песчаники, вода из которых выклинивается в виде источников по долинам рек и саев. Источники тянутся почти по всему северному борту Душанбинского бассейна и находятся на различных абсолютных высотах от 1200 до 960 м. Сведения по источникам приведены в табл. 4; расположение источников показано на отдельной карте (рис. 14).

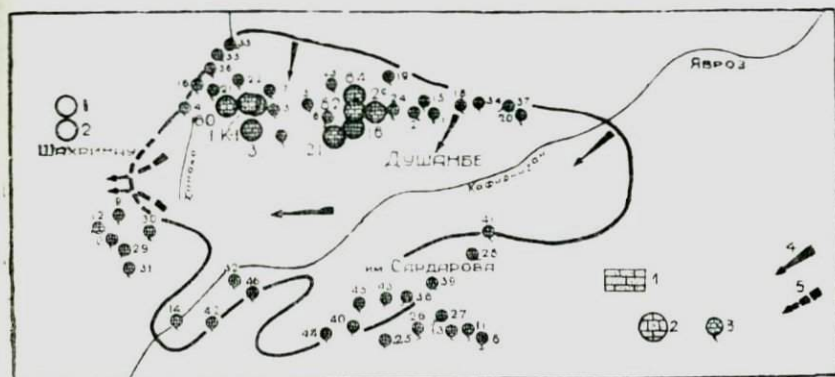


Рис. 14. Границы распространения неогенового водоносного комплекса: 1 — песчаник; 2 — глубокая скважина и ее номер; 3 — источник и его номер; 4 — направление движения подземных вод; 5 — направление основной разгрузки подземных вод.

Источники характеризуются пестрым составом вод с минерализацией от 0,6 до 1,5 г/л и подчиняются некоторой закономерности. Те источники, которые выходят на высоких отметках, имеют гидрокарбонатную кальциево-магниевую воду с минерализацией до 1 г/л. По мере выхода источников на более низких отметках в составе вод постепенно увеличивается содержание сульфатов и натрия с возрастанием общей минерализации. Вода приобретает гидрокарбонатно-сульфатный натриево-магниевый состав с минерализацией порядка 1—1,3 г/л. При дальнейшем снижении абсолютных отметок выходов источников сульфаты и натрий в воде преобладают, и она становится сульфатно-гидрокарбонатно-натриевой; минерализация ее возрастает до 1,5 г/л. Дебиты источников, независимо от высоты их выхода, изменяются от 0,1 до 0,5 л/сек; средняя водообильность равна 0,2 л/сек. Вода в источниках холодная 12—17°C.

На южном борту Душанбинского артезианского бассейна отложения каранакской свиты слагают нижние части северо-

западных крыльев моноклиналей Бабатаг, Каршитау и Абдуловат. В пределах Рангонской моноклинали каранакская свита скрыта толщей четвертичных отложений Ляурской впадины мощностью более 150 м. Осадки каранакской свиты здесь представлены мощными пачками глин, перемежающимися с пластами грубозернистых песчаников, содержащих линзы разногалечных конгломератов. О степени водоносности каранакской свиты можно судить по источникам, выходящим из песчаников за пределами описываемого района (за исключением источника № 14). Выходят они на более низких отметках (1080—920 м) по сравнению с северным бортом Душанбинского бассейна и отличаются несколько иным химическим составом и большей минерализацией воды (табл. 5). Из анионов здесь повсеместно преобладают сульфаты, причем количество их возрастает по мере снижения абсолютных высот выхода источников. Иногда вместе с сульфатами присутствует и значительное количество хлора. Из катионов преобладающее значение имеет натрий, реже магний и кальций. Минерализация воды изменяется от 1,3 до 4,3 г/л, возрастая в общем от более высоких отметок к более низким. Дебиты большинства источников небольшие—от 0,005 до 0,4 л/сек; средняя водообильность источников меньше, чем на северном борту бассейна и равна 0,16 л/сек. Температура воды от 11 до 20°.

Из приведенного описания источников каранакской свиты можно заметить, что все источники связаны с песчаниками: на северном борту источники отличаются несколько большей водообильностью и меньшей минерализацией вод по сравнению с источниками южного борта; на обоих бортах бассейна минерализация вод имеет тенденцию к увеличению по мере снижения абсолютных отметок выхода источников в направлении к центральной части бассейна. Практически это означает, что и в более глубоких слоях каранакской свиты водоносными породами будут песчаники и по мере погружения их к центру Душанбинского артезианского бассейна минерализация вод в них заключенных будет возрастать; в результате переслаивания водоносных песчаников с пластами практически водоупорных глин водоносные горизонты будут обладать напором, возрастающим от периферии бассейна к его центру. На северном борту Душанбинского бассейна напорные водоносные горизонты должны обладать большим дебитом и меньшей минерализацией воды по сравнению с южным бортом; судя по малым дебитам источников, отдельные водоносные горизонты, которые будут вскрыты скважинами, также не будут водообильными.

Напорные воды каранакской свиты вскрыты на северном

борту Душанбинского артезианского бассейна в пределах Шаамбаринской структуры скважинами К-1 и 60.

Скважина К-1 находится на территории курорта Шаамбары и пробурена в 1957 г. Гидроминеральной экспедицией «Таджикгеокаптажминвод» (рис. 1). Скважина расположена на южном крыле Шаамбаринской структуры и имеет глубину 460,8 м с забоем в породах хингоу-тавилдаринской свиты. В интервале 20—380 м пройдены отложения каранакской свиты, представленные раззернистыми песчаниками с прослоями глин. В песчаниках вскрыт ряд водоносных горизонтов, опробованных поинтервально: 60—114 м, 111—229,8 м и 230—308,8 м. Все горизонты обладают напором, но без самоизлива. Величина напора равна соответственно 8,3, 15,6 и 25,6 атм, т. е. чем глубже залегает водоносный горизонт, тем большим напором он обладает. По химическому составу воды всех водоносных горизонтов близки между собой, поэтому характеристика им дается общая. Эти воды пестрого состава: сульфатно-хлоридно-натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые; маломинерализованные (1—1,3 г/л) и низкодебитные (0,02—0,05 л/сек). В воде присутствует кремниеслота от 4,9 до 9,1 мг/л, возрастая постепенно к более глубоким горизонтам. Биологически активные микрокомпоненты и радиоактивность воды не определялись. Вода холодная —15—16°. В пласте температура воды повышается, видимо, до 16—22°. Данные о напорных водах каранакской свиты, вскрытых на северном борту бассейна, сведены в табл. 6.

Вода каранакской свиты вскрыта также скважиной № 60 в долине р. Ханака у селения Кипчак, в 4 км к западу от скважины К-1. Пробурена она Конторой глубокого бурения Управления геологии Таджикской ССР в 1961—1962 г. на западной периклинальной части Шаамбаринской антиклинали. При глубине 1960 м, скважина пересекла отложения неогена, палеогена, сенона и вскрыла породы туронского яруса верхнего мела.

Каранакская свита залегает в интервале 8—430 м и является водосодержащей. Водоносный горизонт пересечен в песчаниках на глубине 300 м и, обладая напором, самоизливается через устье скважины теплой водой (26°). Вода карбонатно-сульфатно-натриевая (по одному анализу) с малыми количествами брома, бора и кремниеслота (табл. 6). Минерализация воды выше, чем в скважине К-1 и достигает 5 г/л. Дебит не превышает 0,07 л/сек. Результаты спектрального количественного анализа плотного остатка из воды скв. № 60 помещены в табл. 7.¹ Содержание в воде радона—0,43 ед. Махе.

Таким образом, среди отложений каранакской свиты водоносны песчаники, содержащие напорные воды с самоизливом, мало- и среднеминерализованные, пестрые по химическому составу, теплые, низкодебитные. В воде присутствуют в небольшом количестве: бром, бор, кремнекислота, радон, а также титан, молибден, медь и стронций. Воды каранакской свиты не используются из-за малого дебита.

Воды хингоу-тавильдаринской свиты. В пределах северного борта Душанбинского артезианского бассейна хингоу-тавильдаринская свита сложена толщей неравномерно переслаивающихся песчаников, конгломератов, глин и алевролитов. Среди глин отмечены тонкие прослои гипса и общая загипсованность пород. В восточном направлении мощность песчаников увеличивается за счет алевролитов и глин, которые постепенно исчезают из разреза.

Отложения свиты слагают своды Шаамбаринской, Лучобской, Рохатинской антиклиналей, крылья Андыгенской структуры и межантиклинальные участки. Хингоу-Тавильдаринская свита на бортах бассейна частично обнажается, частично прикрыта сравнительно тонким покровом четвертичных отложений. К югу, т.е. к центру бассейна, свита круто погружается и уходит под каранакскую.

Из пород свиты водоносны песчаники. Большинство источников берет начало из приконтактной зоны четвертичных пород, лежащих местами непосредственно на осадках хингоу-тавильдаринской свиты, и реже из самих песчаников по бортам глубоких эрозионных врезов. Источники выходят вдоль северного борта бассейна вплоть до меридиана г. Орджоникидзебад. Восточнее этого пункта источников не отмечено, так как хингоу-тавильдаринская свита, также, как и каранакская, перекрыта толщей четвертичных осадков и почти не обнажается.

Выходы источников зафиксированы на отметках 1340—1060 м, т.е. выше, чем источники каранакской свиты.

Химический состав вод в основном гидрокарбонатный магниевый-кальциевый с минерализацией 0,3—0,6 г/л и как исключение 1—3 г/л. Состав вод и относительно низкая их минерализация обусловлена близкой областью питания. Температура источников изменяется от 10 до 19° и не зависит от высо-

¹ Условные обозначения к табл. 7 и последующим: 1 — около тысячных долей %; 2 — около сотых долей %; 3 — около десятых долей %; 4 — около 1%; 5 — много.

ты их выходов. Дебит несколько выше, чем источников каранакской свиты и колеблется от 0,1 до 0,55 л/сек; средняя водообильность равна 0,27 л/сек (табл. 8).

На южном борту Душанбинского бассейна отложения хингоу-тавилдаринской свиты залегают на северо-западных крыльях моноклиналей Бабатаг и Каршнтау. На моноклинали Бабатаг свита состоит из толщи переслаивающихся песчаников и глин с преобладанием первых. На Каршнтау разрез представлен песчаниками с редкими маломощными прослоями глин. В пределах моноклинали Рангон свита не обнажается.

На южном борту источники выклиниваются в меньшем количестве, на отметках 1670—940 м, частично за пределами района (ист. № 25, 26, 27 и 28). Водоносными являются песчаники. Состав воды различен, но с явным преобладанием сульфатов, хлора и натрия (табл. 9). Наряду с пресными водами (до 1 г/л) имеются солоноватые—2—6 г/л. Источники холодные—от 8 до 16°, малодобитные—ниже 0,25 л/сек. Средняя водообильность источников меньше, чем на северном борту бассейна и не превышает 0,15 л/сек.

Таким образом, источники северного и южного бортов бассейна выходят из песчаников; на северном борту они более водообильны и с меньшей минерализацией воды, чем источники южного борта.

Исходя из вышеизложенного, можно ожидать, что:

- 1) и в более глубоких горизонтах пород хингоу-тавилдаринской свиты водосодержащими будут песчаники;
- 2) водоносные горизонты будут напорными в результате синклинального залегания толщи и наличия в разрезе песчаников в переслаивании с глинами;
- 3) величина напора будет больше, чем в водах каранакской свиты, так как область питания их находится выше, судя по отметкам выхода источников;
- 4) на северном борту вода глубоких горизонтов будет меньшей минерализации, чем на южном;
- 5) водообильность песчаников хингоу-тавилдаринской свиты будет большей на северном борту, чем на южном, о чем и говорит средняя водообильность источников.

Наши выводы подтверждаются материалами, собранными в процессе глубокого бурения на северном борту Душанбинского бассейна на структурах Лучоб (скв. 21), Шаамбары (скв. К-1, 1, 3, 60) и Каратаг (скв. 1, 2). Положение скважин показано на рис. 1.

Скважина № 21 расположена в Каттасае на западном продолжении Лучобской структуры, пробурена в 1961 г. до глубины 497 м. Скважиной пройдены отложения каранакской и

хингоу-тавильдаринской свит. На глубине 323 м был вскрыт водоносный пласт, представленный песчаником. Вода напорная, самоизливающаяся, сульфатно-хлоридно-натриевая среднеминерализованная (4,8 г/л). В воде присутствуют бром, бор, сероводород и углекислота (табл. 10). Вода радиоактивная с содержанием радона 2,32 ед. Махе. Температура воды на изливе 24°, дебит 0,36 л/сек.

Скважина № К-1 в интервале 380—461 м (забой) вскрыла отложения хингоу-тавильдаринской свиты. На глубине 448—452 м к пласту крупнозернистого песчаника приурочен напорный водоносный горизонт, обладающий самоизливом (рис. 15). Вода среднеминерализованная (3,1 г/л), сульфатно-хлоридно-натриевая с малыми количествами брома, бора и сероводорода, радиоактивная (2,21 ед. Махе); по газовому составу азотная, с температурой на изливе 28°С, дебит 0,7 л/сек. Избыточное давление 2,2 атм, пластовое давление 4 атм.

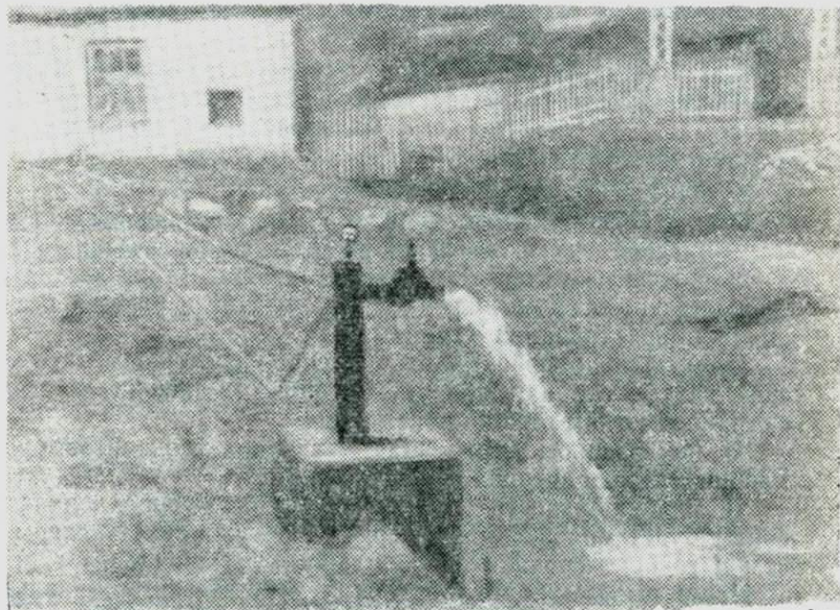


Рис. 15. Излив минеральной воды из скважины К-1. Водолечебница Шаамбары. Фото П. Г. Кошеленко.

Скважина № 1, пробуренная в 1936 г. трестом «Термезнефть», находится на территории водолечебницы Шаамбары, в 180 м к западу от скважины К-1. Не достигнув проектной

глубины (в результате аварии), бурение остановили на 624-м метре в отложениях хингоу-тавильдаринской свиты. На глубине 604 м в слое песчаника была вскрыта самоизливающаяся вода, впервые опробованная Б. А. Бедером в 1951 г. Последующее изучение этих вод гидроминеральной экспедицией «Таджикгеокаптажминвод» и опробование, произведенное нами в 1962 г., показало, что эта вода среднеминерализованная (4 г/л), сульфатно-хлоридно-натриевая, с небольшим количеством брома, сероводорода и кремнекислоты, радиоактивная (2,24 ед. Махе), по газовому составу азотная. На переливе вода теплая, дебит 0,35 л/сек. Избыточное давление (на устье) 3,4 атм, пластовое 64,8 атм. Вода скважины К-1 в 1960 г. была рекомендована нами к бутылочному розливу. С 1961 г. она разливается как лечебно-столовая вода под названием «Шаамбары № 1».

Скважина № 3 находится также на территории курорта Шаамбары, в 660 м к юго-востоку от скважины № 1, пробурена в 1951 г. трестом «Термезнефть» до глубины 1402 м с забоем в отложениях больджуанской свиты. В интервале 500—925 м скважина пересекла хингоу-тавильдаринскую свиту, вскрыв на глубине 750 м в песчаниках напорный водоносный горизонт с переливом воды через устье скважины.

Скважина № 60 пересекла осадки хингоу-тавильдаринской свиты в интервале 430—1010 м и вскрыла в песчаниках напорную самоизливающуюся сульфатно-хлоридно-натриевую воду, средней минерализации (4,8 г/л) с небольшим содержанием йода, брома и сероводорода (табл. 10). Температура воды до 30°, дебит скважины на самоизливе 2 л/сек, позже возрос до 2,85 л/сек. (рис. 16).

Вне пределов Душанбинского артезианского бассейна напорные самоизливающиеся воды из отложений хингоу-тавильдаринской свиты известны в долине р. Каратаг, вскрытые глубокими скважинами № 1 и 2. Скважина № 1 пробурена в 1960—1961 гг. с целью разведки минеральных вод в песчаниках неогена и в известняках алайской и бухарской свит палеогена. Достигнув глубины 576 м, скважина вскрыла напорную самоизливающуюся воду из песчаников хингоу-тавильдаринской свиты. Опробованная нами вода этого горизонта оказалась высокоминерализованной (30 г/л), хлоридно-натриевой с содержанием йода, брома и кремнекислоты (табл. 10). Температура воды на изливе 18°, в пласте 28° (по расчетам); дебит скважины очень мал—до 0,04 л/сек. Из воды интенсивно выделялся газ, состоящий почти из одного азота (97,4 %). Растворенный в воде газ представлен азотом и углекислым газом, в меньшем количестве присутствуют метан, сероводо-

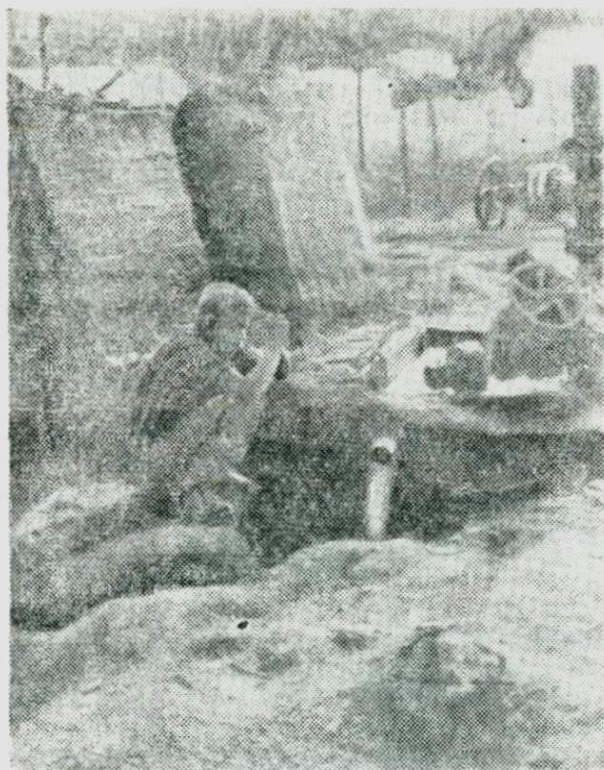


Рис. 16. Наблюдение за изливом воды на скв. 60 из песчаников хингоу-тавильдаринской свиты неогена. Шаамбаринская структура.

род и кислород (табл. 10, скв. 1, Каратаг). Величина избыточного напора 1,9 атм, в пласте 50,7 атм. Дальнейшее бурение скважины было прекращено ввиду аварийного ее состояния.

Скважина № 2 находится в 375 м к югу от предыдущей и пробурена в том же году до глубины 1938 м. Она вскрыла толщу неогеновых отложений и вошла в известняки алайских слоев. Обсадка ствола доведена до 1752 м, оставшиеся же 186 м были завалены обвалившимися глинами туркестанских слоев, из-за чего известняки алая не были опробованы. В интервале 172—850 м пройдена хингоу-тавильдаринская свита с напорными самоизливающимися высокоминерализованными водами (31 г/л) хлоридно-натриевого состава с присутствием йода, брома, бора, сероводорода и углекислоты. Вода теплая,

имеет на изливе 22°, в пласте — около 46°, переливает в количестве 0,05 л/сек. Свободно выделяющийся из воды газ состоит из азота (71,3%) и в меньшей мере из метана (17,8%). В растворенном газе преобладают углекислый газ и азот, присутствуют сероводород, метан и кислород. Избыточный напор 2,7 атм, пластовое давление 111 атм. (табл. 10).

Сухие остатки воды скважин из песчаников хингоу-тавильдаринской свиты были подвергнуты спектральному полуквантитативному анализу (табл. 11).

Обобщая изложенное, можно констатировать, что вода в песчаниках хингоу-тавильдаринской свиты обладает значительным напором, обеспечивающим самоизлив. Величина напора возрастает с востока на запад. Вода сульфатно-хлоридная натриевая, средней минерализации (3,1—4,8 г/л), теплая на изливе (20—30°) и в пласте (32—36°), содержит в небольшом количестве биологически активные элементы (бром, бор, сероводород, углекислоту), низкой радиоактивности (радона 2,2—2,3 ед. Махе), по газовому составу—азотная. Дебит скважин от 0,35—0,7 до 2,85 л/сек (30—246 м³/сут).

Можно ожидать, что в восточной части северного борта Душанбинского бассейна водоносность хингоу-тавильдаринской свиты будет выше, так как здесь возрастает мощность песчаников.

В районе Каратага, относящегося к Сурхандарьинскому артезианскому бассейну, вода хингоу-тавильдаринской свиты резко отличается от подобных вод Душанбинского бассейна. Здесь она уже высокоминерализованная (30—31 г/л), хлоридно-натриевая, содержание микрокомпонентов повышенное: брома 50—55 мг/л, бора 141 мг/л, углекислоты 417 мг/л и общего сероводорода 51 мг/л. Дебит снижается до 0,04—0,05 л/сек, в результате чего температура на устье не превышает 18—22°, в то время как в пласте она может достигать 46°. По растворенному газу вода углекисло-азотная, по свободно выделяющемуся—азотная с примесью метана. Напор водоносного горизонта относительно невысок — избыточное давление 1,9—2,7 атм.

Воды больджуанской свиты. На северном борту Душанбинского бассейна свита сложена толщей неравномерно переслаивающихся глин, алевролитов и песчаников. В верхней части разреза количество слоев песчаника увеличивается, а также возрастает и их мощность. К востоку песчаники в разрезе преобладают. Из этого можно заключить, что водоносность больджуанской свиты в вертикальном разрезе должна быть больше в верхней части, чем в нижней.

От северной периферии к центру бассейна больджуанская

свита погружается и перекрывается каранакской и хингоу-та-вильдаринской свитами; участвует в сложении сводов и крыльев антиклиналей и мульд синклиналей. Исключением является Андыгенская структура, где породы больджуанской свиты слагают только крылья.

О степени водообильности пород больджуанской свиты северного борта бассейна, как и для первых двух свит неогена, можно судить по источникам, выходящим в местах вскрытия этих пород глубокими врезами речных долин и саев. Источники вытекают из песчаников на отметках 1480—1230 м, т.е. выше, чем источники хингоу-тавильдаринской свиты. Вода гидрокарбонатная магниево-кальцевая с минерализацией 0,3—0,5 г/л, увеличивающейся по мере снижения абсолютных высот выхода источников. Вода холодная (10—16°), дебит — 0,01—0,3 л/сек. и, как исключение, достигает 8 л/сек. — источник № 33. Этот источник связан, видимо, с тектоническим нарушением. Средняя водообильность источников равна 1,74 л/сек. (табл. 12).

На южном борту Душанбинского бассейна больджуанская свита в верхней, более мощной, части состоит из песчаников средней цементации, с прослоями алевролитов и запесоченных глин; в нижней — сложена глинами и алевролитами с прослоями песчаников. Больджуанская свита здесь слагает северо-западные крылья моноклиналей Бабатаг, Каршитау, Рангон и, частично, Абдуловат.

Источники, как и на северном борту бассейна, выходят из песчаников, но на более низких отметках (1200—940 м). В отличие от северных источников вода здесь по анионному составу сульфатная, по катионному — пестрая. Минерализация вод более высокая и достигает 3,2—4,4 г/л, как исключение 0,1—0,5 г/л. Источники, приуроченные к низким отметкам, имеют повышенную минерализацию. Вода холодная (8—15°), дебиты малые, порядка 0,1—0,2 л/сек., реже 0,4—0,8 л/сек. Средняя водообильность их не превышает 0,23 л/сек. (табл. 13).

Из сопоставления данных по источникам северного и южного бортов бассейна можно видеть, что все они связаны с песчаниками. Источники северного борта выходят на более высоких абсолютных отметках, отличаются гидрокарбонатно-кальцево-натриевым составом воды и значительной ее опресненностью, а также относительно повышенной средней водообильностью.

Для южных же источников характерна повышенная сульфатность воды и более высокая ее минерализация, увеличивающаяся по мере снижения абсолютных отметок выхода источ-

ников. Средняя водообильность источников значительно ниже по сравнению с северными.

На основании источников, выходящих из пород больджуанской свиты по периферии Душанбинского бассейна, можно утверждать о ее водоносности и в центральной части бассейна. Водоносными будут песчаники. В условиях синклинального залегания свиты и наличия в песчаниках глинистых пластов вода будет напорной, причем величина напора должна быть больше, чем в водах каранакской и хингоу-тавильдаринской свит, учитывая более высокое положение в рельефе обнаженной части больджуанской свиты. По северному борту Душанбинского бассейна напорные воды должны быть менее минерализованными, а водоносные горизонты более водообильными по сравнению с южным бортом.

В подтверждение наших рассуждений в породах больджуанской свиты вскрыты глубокие водоносные горизонты в толще песчаников. Скважины находятся на северном борту Душанбинского бассейна на структурах Лучоб (скв. 2с, 82с, 84, 16), Шаамбары (скв. 3, 60) и Каратаг (скв. 2). Расположение скважин показано на рис. 1.

Скважина № 2с (структурная) пробурена в 1961 г. близ северной окраины г. Душанбе, в своде Лучобской структуры до глубины 419 м. В интервале 395—400 м в песчаниках больджуанской свиты (?) вскрыта самоизливающаяся сульфатная натриево-кальциевая вода с минерализацией 7 г/л (табл. 14), с малым количеством брома, бора и сероводорода. Свободно выделяющийся из воды газ состоит из метана (87,1%), азота и сероводорода. Температура воды на изливе 19°, дебит равен 0,17 л/сек.

Скважина № 82 находится на правобережной пойме р. Варзоб в 700 м к западу от с. Ходжамбиопоён. Пробурена в 1960 г. в своде Лучобской структуры на глубину 508 м с забоем в известняках бухарских слоев. Пройдя в больджуанской свите (?) от поверхности до 235 м, скважина на 16-м м вскрыла водоносные песчаники. Вода самоизливающаяся, хлоридно-сульфатно-натриевая, средней минерализации (9,6 г/л) с малым количеством йода, брома, бора. Температура воды на изливе 19°, перелив воды достигал 1,5 л/сек. Одновременно с водой выделялся газ, но состав его не определялся.

Скважина № 84 находится в 500 м севернее скважины № 82. Пробурена в 1962 г. на северном крыле Лучобской структуры до глубины 755 м. Скважина пересекла неоген, палеоген и на 687-м м вошла в породы сенонского яруса верхнего мела. В интервале 200—250 м в песчаниках больджуанской свиты (?) вскрыла самоизливающиеся хлоридно-сульфатно-

натриевые воды высокой минерализации (18 г/л). Вода отличается повышенным содержанием йода, брома, бора, углекислоты и особенно сероводорода, достигающего 316 мг/л (табл. 14). Возможно, здесь примешалась вода более низких горизонтов, так как скважина находилась в тяжелом аварийном состоянии. Вода теплая (23,5°), дебит 1,43 л/сек., радиоактивность не превышает 2,5 ед. Махе; свободный газ состоит на 91,3% из азота, в растворенном преобладают сероводород (74,3%) и азот (17,3%), присутствуют кислород, углекислота, метан. Избыточное давление на устье скважины достигло 10 атм., пластовое — равнялось 32,7 атм.

Скважина № 16 пробурена в пойме р. Лучоб в пределах западной периклинали Лучобской структуры на глубину 550 м и из неогена не вышла. В интервале 490—545 м в песчаниках больджуанской свиты (?) вскрыла маломощный водоносный горизонт самоизливающихся вод с дебитом 0,03 л/сек. Вода сульфатно-хлоридно-натриевая, средней минерализации (8,3 г/л), содержит бром, бор и сероводород (табл. 14); радиоактивности вод не обнаружено.

Скважина № 3, расположенная на южном крыле Шаамбаринской антиклинали, по данным Б. А. Бедера, в интервале 1330—1375 м, вскрыла самоизливающиеся воды в песчаниках больджуанской свиты; вода сульфатно-хлоридно-натриевая с минерализацией 11 г/л, изливалась с дебитом 5 л/сек. Температура воды на изливе достигала 42°. В воде были определены йод, бром и бор в небольших количествах. Отмечалось интенсивное выделение азота, достигавшего 98,6% (замер 24 IX 1951 г.).

В течение 10 лет свободного излива температура воды осталась без изменения, дебит же снизился до 3 л/сек в результате неоднократных обвалов стенок скважин, закрепленных только до глубины 250 м. В воде присутствуют бром, бор, кремниевая кислота, сероводород и углекислота. Растворенный в воде газ состоит в основном из азота и углекислого газа, в малых количествах имеются кислород, сероводород и метан; радиоактивность воды не превышает 3,42 ед. Махе.

Скважина № 60 пересекла больджуанскую свиту в интервале 1010—1220 м. Водоносный горизонт самоизливающихся вод встречен на глубине 935 м в низах хингоу-тавилдаринской свиты. С учетом сульфатно-натриевого состава воды и повышенной ее минерализации (12 г/л) этот горизонт отнесен нами к больджуанской свите. В воде содержатся йод, бром, бор, сероводород и углекислота; растворенный газ состоит из азота, сероводорода и углекислоты, содержащихся почти в

равных количествах. Вода горячая, переливается в количестве 2,6 л/сек.

Скважина № 2 (Каратаг) воду больджуанской свиты вскрыла на глубине 1450—1724 м в прослоях песчаника. Вода под большим напором переливает через устье скважины в количестве 0,22 л/сек. Водная проба отобрана глубинным проботборником сотрудником Среднеазиатского филиала ВНИИГАЗ С. А. Мысиным. Это — хлоридно-натриевый рассол, содержащий в повышенных количествах йод, бром, бор и сероводород (табл. 14). На изливе вода теплая, на глубине горячая (51°). Растворенный газ представлен сероводородом, углекислым газом и азотом; свободный газ состоит из метана (77,8%) и азота (21,3%).

Повышенное количество в воде йода (11,8 мг/л), брома (118,7), бора (167,3 мг/л), а также метана несвойственно водам больджуанской свиты Душанбинского артезианского бассейна.

Результаты спектрального полуколичественного анализа воды больджуанской свиты даны в табл. 15.

Из рассмотрения вод в отложениях неогена Душанбинского артезианского бассейна, вскрытых на его северном борту, можно заметить, что они близки между собой и объединяются нами в один водоносный комплекс с выделением каранакского, хингоу-тавильдаринского и больджуанского водоносных горизонтов, как имеющих и некоторые черты различия.

Воды в палеогеновых отложениях

Осадки палеогенового возраста обнажаются по периферии Душанбинского артезианского бассейна, слагают ядра синклиналей, крылья и своды антиклинальных структур. К обнаженной части палеогеновых отложений приурочено значительное количество пресных и минеральных источников. Особенно это характерно для алайских и бухарских слоев (рис. 17).

Морские осадки сумсарских, исфаринско-ханабадских и риштанских слоев достоверно установлены только на южном борту Душанбинского бассейна в хребтах Бабатаг, Каршитау и Рангон, где они участвуют в строении северо-западных склонов указанных хребтов (моноклиналей). Отложения эти характерны для мелкого моря и лагун и состоят из красноцветных глин с пластами гипсов и неплотных песчаников. Из сумсарских осадков источники не обнаружены. Водоносный горизонт исфаринско-ханабадских пород представлен запесоченными глинами и проявляется одним источником на хребте Рангон (ист. № 686). Температура воды 12°, дебит равен 0,02 л/сек.

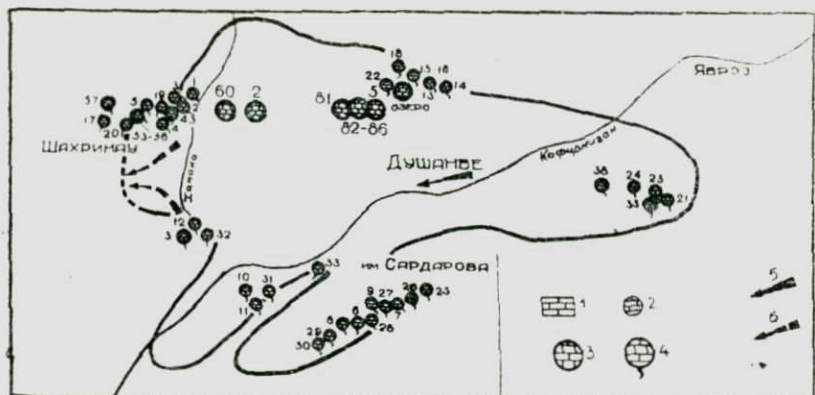
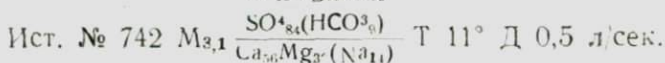
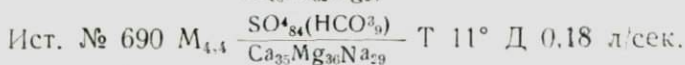
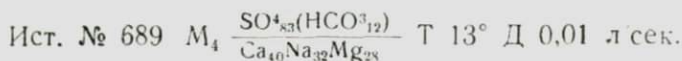


Рис. 17. Границы распространения палеогенового водоносного комплекса. 1 — известняк; 2 — источник и его номер; 3 — глубокая скважина и ее номер; 4 — минеральный источник; 5 — направление движения подземных вод; 6 — направление основной разгрузки подземных вод. Внутри кружка показана водоносная порода.

Проба воды на анализ не отбиралась. Из риштанской свиты водоносны гипсы; источники из них зарегистрированы в хр. Рангон на абсолютных отметках 1340—1180 м (ист. № 689, 690, 742). Вода сульфатная, кальциево-магниевонариевая, минерализация 3,1—4,4 г/л; дебиты изменяются от 0,01 до 0,5 л/сек.

Химический состав воды:



Отложения туркестанских слоев обнажаются на северном и южном бортах Душанбинского бассейна и повсеместно состоят из монотонной, литологически выдержанной толщи известковистых глин с маломощными прослоями мергелей, песчаников и известняков. На северном борту бассейна прослоев песчаника в разрезе больше, чем на южном, в восточной же его части песчаники в разрезе преобладают над глинами. Туркестанские слои водоносны. Немногочисленные источники вытекают из трещин песчаников и запесоченных глин. На северном склоне Гиссарской долины источники сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией до 1 г/л и де-

битами до 0,8 л/сек. На юге они, в основном, сульфатные, реже сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые-натриевые с повышенной минерализацией (от 3,1 до 5,0 г/л); дебиты источников не превышают 0,1—0,2 л/сек.

Подземные воды исфаринско-ханабадских, риштанских и туркестанских слоев по причине их низкодебитности как самостоятельные водоносные горизонты практического значения не имеют.

Воды алайских отложений. Алайские слои отличаются сложным геологическим строением. На северном борту Душанбинского бассейна они представлены пластами глин, мергелей, известняков, доломитов и песчаников. По периферии бассейна указанные породы обнажаются в виде широтной полосы. К центру бассейна свита погружается под вышележащую толщу палеогена и неогена, участвуя в сложении антиклинальных и синклинальных структур. По периферии бассейна алайская свита прорезается вкrest простирающимися речными долинами и саями, вскрывая нередко водоносные пласты. Это, в основном, известняки, с которыми обычно связаны выходы источников. В результате повышенной трещиноватости известняков и хорошей в связи с этим водопроницаемости их верхняя часть северного борта бассейна сдренирована. Поэтому источники из алайских слоев отмечены в самой низкой части северного борта бассейна — в долине сая Хочильор на абсолютных высотах 1350—1150 м (табл. 16). Он расположен в зоне сужения Душанбинского бассейна. Западнее сая Хочильор на поверхность выходят мезозойские и палеозойские породы, играющие роль подпора для вод алайской свиты. Химический состав вод преимущественно пестрый, но с преобладанием сульфатов и натрия; минерализация изменяется от 0,6 до 1,9 г/л и для источников северного борта является повышенной. Дебиты источников отличаются водообильностью и изменяются от 2,6 до 7,5 л/сек., но наряду с ними есть и низкодебитные, не превышающие 0,03—0,04 л/сек. Средняя водообильность источников равна 3 л/сек.

В пределах южного борта Душанбинского бассейна в сложении алайских слоев также принимают участие известняки с прослоями глин и мергелей, доломиты и песчаники. Отличительной чертой разреза служит наличие гипсов. Породы залегают моноклинально в северо-западных крыльях структур Рангон, Каршитау и Бабатаг. Здесь зарегистрировано несколько большее количество источников, выходящих из известняков почти на осевых линиях хребтов Рангон, Каршитау и Бабатаг на абсолютных высотах от 1260 до 940 м. Анионный состав вод преимущественно сульфатный, катионный — пестрый (табл. 17).

Минерализация вод значительно выше по сравнению с водами северного борта и изменяется от 2,2 до 5 г/л. Дебиты же, наоборот, очень низкие и колеблются от 0,03 до 0,3 л/сек. и, как исключение,—1 л/сек. Средняя водообильность источников не превышает 0,25 л/сек.

Помимо обычных источников, более достоверным указанием на наличие глубоких подземных вод в алайских слоях служат минеральные источники, являющиеся очагами их разгрузки в местах разрывных нарушений. Такие источники имеют место на участках Сангмиля, Худжи, Хочильбор и близ с. Ташбулак.

Источник Сангмиля расположен на северном склоне Гиссарской долины в 38 км к западу от г. Душанбе за пределами Душанбинского артезианского бассейна. Вода вытекает из известняков на отметке 1160 м (ист. 57), сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-кальциево-натриевого состава, сероводородная — содержание общего сероводорода достигает 113,9 мг/л, присутствует углекислота; дебит источника не превышает 0,03 л/сек. (табл. 18).

Группа источников Худжи находится также за пределами Душанбинского бассейна, в 36 км к западу от г. Душанбе. Вытекают они из известняков на высоте от 1150 до 1080 м. Вода сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая, средней минерализации (3,2—3,9 г/л), или хлоридно-натриевая повышенной минерализации (11,1 г/л), сероводородная (H_2S общ. 54—

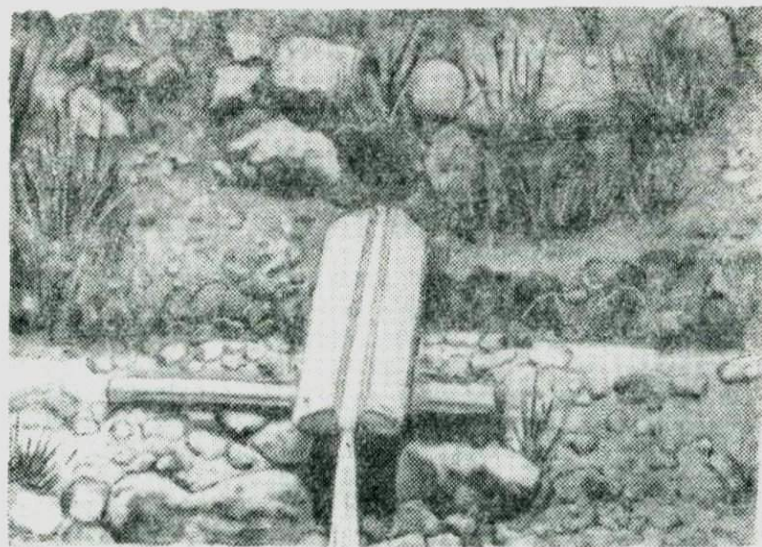


Рис. 18. Сероводородный источник Худжи (№ 53); дебит 0,03 л/сек.

107 мг/л), присутствует углекислота. Температура воды от 17 до 25°, дебит незначительный — 0,02—0,03 л/сек. (рис. 18). Йода и брома в воде не обнаружено, бора содержится 0,2 мг/л.

Источник Хочильор находится также на северном борту бассейна, в 30 км к западу от г. Душанбе. Вода вытекает из известняков, имеет сульфатный натриево-магниевый состав и минерализацию 2,9 г/л, сероводородная (H_2S общ. 158,9 мг/л), холодная, дебит 1,3 л/сек. В воде присутствуют йод, бор; брома не обнаружено.

Источник Ташбулак расположен на северном погружении хр. Бабатаг, в 32 км к юго-западу от г. Душанбе, близ западной границы Душанбинского бассейна. Вода вытекает из известняков в глубокой котловине на отметке 990 м (рис. 19), сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого состава, средней минерализации, сероводородная, содержит углекислоту, бор, кремнекислоту и бром; суммарный дебит 0,79 л/сек. Вода используется в лечебных целях местными жителями.

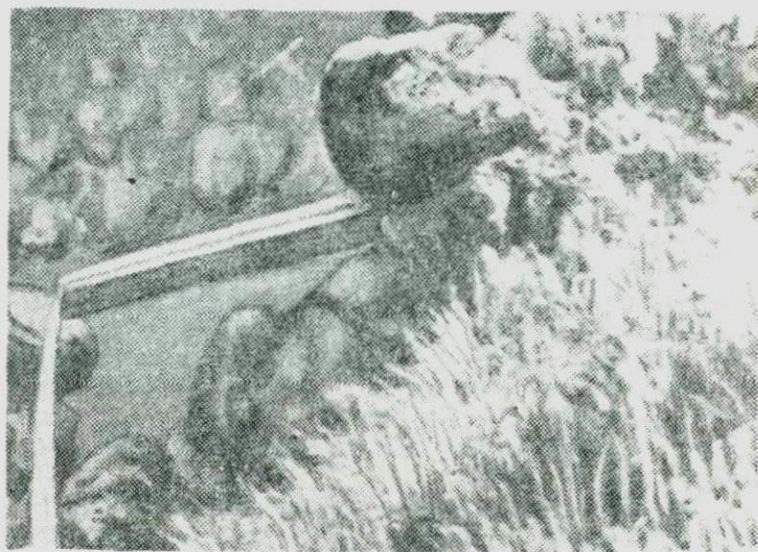


Рис. 19. Сероводородный источник Ташбулак; дебит 0,3 л/сек.

Из характеристики обычных и минеральных источников видно, что из алайских слоев водоносны главным образом известняки. К ним же будут приурочены воды и на глубине. Синклинальное залегание алая между глинами туркестанских и сузакских слоев обеспечит напорность этих вод в глубоких горизон-

тах. Воды алайской свиты отличаются повышенным содержанием сероводорода, количество которого на глубине должно возрасти, но не глубже 2000—2500 м, где высокая температура не благоприятствует сохранению сероводорода. Микрокомпонентов (йода, брома и бора) в воде минеральных источников содержится мало, что может указывать на относительную бедность вод этими элементами и в более глубоких горизонтах.

Произведенное в 1961—1962 гг. глубокое бурение на нефть и газ уточнило наши выводы. Глубокие воды алайских пород были вскрыты нефтяными скважинами № 5, 84, 81¹ на структуре Лучоб (рис. 20) и № 2, 60 на структуре Шаамбары.



Рис. 20. Схема расположения глубоких скважин на структуре Лучоб.

Скважина № 5 пробурена в северной части г. Душанбе, на южном крыле структуры до глубины 573 м. В интервале 471—509 м она вскрыла водоносные известняки. Вода самоизливающаяся, сульфатно-натриево-кальциевая, среднеминерализованная, сероводородная, содержит бром, бор и углекислоту; по газовому составу азотно-сероводородно-углекислая, слаботермальная, дебит 6 л/сек.

Скважина № 84 алайские осадки пересекла в интервале глубин 460—560 м и между 512—534 м в доломитах вскрыла самоизливающуюся воду повышенной минерализации, хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевую, сероводородную, с малым количеством йода, брома, бора, углекислоты и кремнекислоты, слегка радоновую. На переливе и в пласте вода теплая, дебит 0,74 л/сек. По растворенному газу — углекисло-сероводородно-азотная, по свободному — азотная.

¹ Помимо указанных скважин вода алайских слоев была вскрыта также скважинами № 82, 83, 85 и 86, но не опробовалась по техническим причинам.

Скважина № 81 находится в долине р. Лучоб и пробурена на западной периклинали Лучобской структуры. Глубина скважины 1450 м. Алайские слои она пересекла на глубине от 462 до 547 м и в интервале 490—499 м вскрыла водоносные известняки. Вода самоизливающаяся хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая, повышенной минерализации, сероводородная, слегка радоновая, содержит бром и бор в малых количествах. Растворенный в воде газ состоит из сероводорода и азота, свободный — из азота. На изливе вода теплая, дебит 0,6 л/сек. (рис. 21).

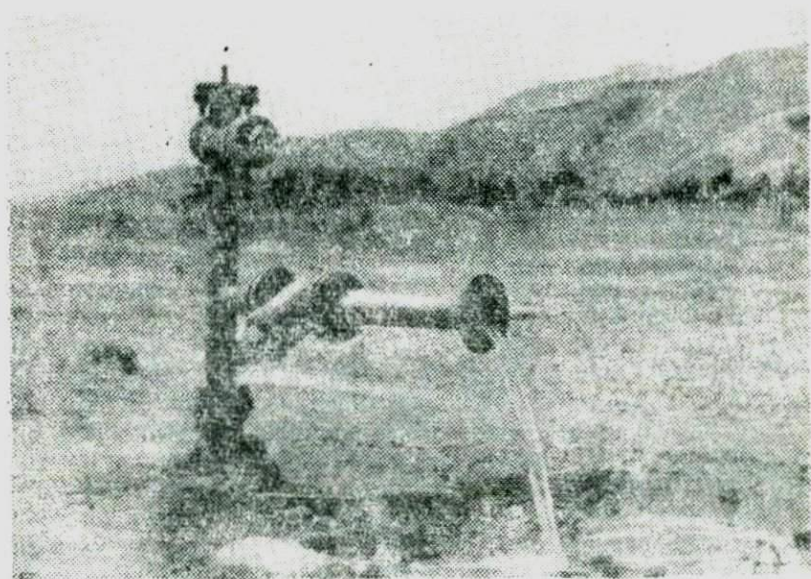


Рис. 21. Самоизлив воды из известняков алайских слоев на скв. № 81; дебит 0,6 л/сек. Лучобская структура.

Скважина № 2 пробурена в 1951 г. трестом «Термнефть» на территории курорта Шаамбары на южном крыле Шаамбаринской антиклинали на глубину 1830 м. В интервале 1500—1575 м скважина пересекла алайские отложения и вскрыла водоносные известняки. Вода самоизливающаяся, сульфатно-хлоридно-натриевая повышенной минерализации (16,3 г/л), содержит бор, йод, бром и кремнекислоту, обладает радиоактивностью (1,8 ед. Махе). На устье скважины вода горячая, дебит 0,57 л/сек.

Впервые вода алайских пород скважины № 2 опробована Б. А. Бедером в 1951 г. и рекомендована им для лечебного ис-

пользования. В 1954 г. Министерством здравоохранения Таджикской ССР здесь была создана водолечебница «Шаамбары», использующая также воды неогена скважин № 3 и 1.

Скважина № 60 пересекла алайские слои на глубине 1280—1440 м и в интервале 1379—1398 м вскрыла водосодержащие известняки. Вода самоизливающаяся сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая, среднеминерализованная, содержит бром, бор, кремнекислоту и углекислоту; на изливе вода горячая (38°), дебит равен 0,03 л/сек. (табл. 19). Горизонт нефтеносный.

Плотный остаток воды из глубоких скважин проанализирован спектральным полуколичественным методом; результаты приведены в табл. 20.

Результаты анализа показывают, что в водах присутствуют марганец, титан, молибден, медь, стронций, изредка литий и лантан в десятых, сотых и тысячных долях процента.

Из вышесказанного видно, что в алайских слоях водоносны главным образом известняки, к которым приурочены самоизливающиеся воды. По химическому составу и биологически активным элементам эти воды могут быть подразделены на два типа — лучобский (на структуре Лучоб) и шаамбаринский (на структуре Шаамбары). Лучобский тип вод относится к группе сульфидных вод (Иванов, Невраев, 1964) с содержанием общего сероводорода от 35 до 117 мг/л. Помимо сероводорода в воде присутствуют бром, бор и углекислота. Из растворенных газов преобладающее значение имеют сероводород и азот, из свободных—азот. Вода средней и повышенной минерализации (7—14 г/л), слегка радоновая, теплая на устье, дебит от 0,6 до 6 л/сек.

По количеству сероводорода, микрокомпонентам и температуре воды лучобского типа являются водами лечебными и занимают промежуточное положение между сероводородными водами курорта Псекупс (скв. 37-бис) и Сочи — Мацеста (скв. 4). Сопоставление вод показано в табл. 21.

Шаамбаринский тип относится к группе термальных вод без «специфических» компонентов. Вода средней и высокой минерализации (5,7—16 г/л) содержит йод, бром и бор в малых количествах. Температура воды на изливе 38°, дебит 0,03—0,57 л/сек.

По температуре и наличию биологически активных микрокомпонентов вода шаамбаринского типа является бальнеологической и с 1954 г. используется в лечебных целях (скв. 2).

Воды бухарских отложений. На северном борту артезианского бассейна бухарские слои слагаются известняками, доломитами и гипсами. Известняки битуминозные, сильно

трещиноватые и закарстованные, особенно в нижней части разреза. Доломиты представляют собой мелоподобную породу, залегающую в виде самостоятельных горизонтов. В восточной части северного борта бассейна среди известняков появляются пропластки гипса. Характер залегания бухарских отложений аналогичен алайским слоям. Сильная трещиноватость и высокая закарстованность бухарских известняков обуславливают значительную обводненность их.

О водоносности пород бухарских слоев северного борта Душанбинского бассейна можно судить в общих чертах по обычным источникам, выходящим в бортах долины рек и саев: к западу от р. Ханака (сай Хочильор), к северу от г. Душанбе (сай Гульбиста) и к западу от Файзабада (долина р. Иляк).

Источники вытекают из трещин известняков на абсолютных высотах от 1400 до 1030 м. Состав вод пестрый, но преобладает сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Минерализация воды колеблется от 0,2 до 2 г/л, но обычно меньше 1 г/л. Большой диапазон имеют и дебиты источников—в одних он равен 0,15—7,5 л/сек., в других достигает 35—70 л/сек. Такие высокие дебиты источников могут свидетельствовать о проникновении значительного количества поверхностных вод и на глубину. Средняя водообильность источников северного борта бассейна велика и равна 14 л/сек. Более полные сведения по источникам приводятся в табл. 22.

На южном борту Душанбинского бассейна бухарские слои состоят также из известняков и доломитов, но в отличие от северных разрезов более загипсованы. Источники имеются на хребтах Рангон, Каршитау и Бабатаг. Вода вытекает на более низких отметках (1570—700 м) из трещин известняков и реже гипсов. По химическому составу источники отличаются от северных и, как правило, из анионов преобладают сульфаты и хлор, из катионов — натрий, кальций или натрий, магний. Минерализация вод возрастает и часто превышает 3 г/л, достигая иногда 7,7—8,9 г/л (табл. 23). Дебиты же источников малы (0,01—0,2 л/сек.) и в редких случаях равны 3—6 л/сек., отсюда и средняя водообильность их не превышает 1,38 л/сек., т.е. во много раз меньше северных.

Из описания источников видно, что среди пород бухарской свиты водоносны известняки. Отмеченная разница в источниках северного и южного бортов бассейна дает основание утверждать, что глубоко залегающие водоносные горизонты бухарских слоев в пределах северного борта будут более водообильны, содержать менее минерализованные воды и обладать более

высоким напором (учитывая большую абсолютную высоту выхода источников), чем на южном борту бассейна.

С бухарскими слоями связаны минеральные сероводородные источники, опробованные в 1958 г. и вторично посещенные нами в 1961 г. Расположены они в саях Хочильбор, Гульбиста и Джаныкуйды.

Сай Хочильбор находится в западной части северного борта бассейна. В нем описан источник под № 44 (табл. 24) — вода сочится из мелких трещин известняков. Вместе с водой поступает нефть, но в таком малом количестве, что она тут же густеет. Вода сульфатная натриево-кальциево-магниева, маломинерализованная, сероводородная, содержит кремневую кислоту, слегка радоновая, холодная, дебит 0,03 л/сек.

Сай Гульбиста расположен почти в средней части северного борта бассейна. Источник приурочен ко дну глубокой воронки в бухарских известняках в зоне разлома и образует небольшое озеро. Вода сульфатная кальциево-натриевая, среднеминерализованная, издает легкий запах сероводорода, теплая, дебит 17 л/сек. Условия выхода источника детально описаны в работе Н. М. Чуршиной и Б. А. Бедера (1958). Озеро используется водной станцией (рис. 22).

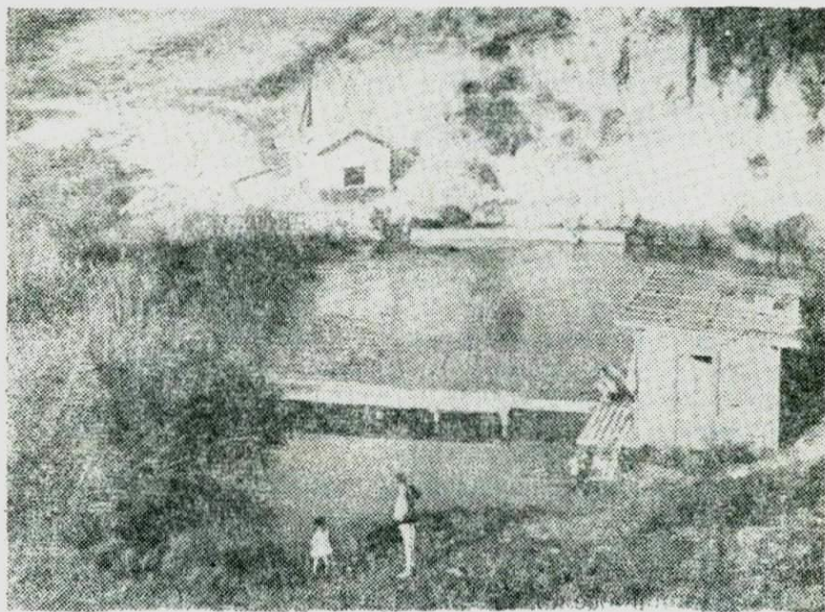


Рис. 22. Источник—озеро Гульбиста. Используется для тренировочного плавания.

Сай Джаныкуйды находится в пределах восточного замыкания артезианского бассейна. Здесь известно два минеральных источника (№ 33 и 38), вытекающих из трещин известняков. В источнике № 33 вода сульфатно-натриевая, повышенной минерализации, обладает запахом сероводорода, содержит углекислоту, слегка радоновая, холодная, дебит 0,57 л/сек. Вода источника № 38 сульфатно-хлоридная кальциево-магниево-натриевая, маломинерализованная, высокосероводородная, присутствуют бор и углекислота, холодная, дебит 0,7 л/сек. Источник газифицируется. На дне водоема образуется черная грязь.

Более полная характеристика источников приводится в табл. 24, местоположение их показано на рис. 17.

Из характеристики минеральных источников видно, что все они сероводородные, а выходы их в различных частях Душанбинского бассейна говорят о значительном площадном распространении в его пределах сероводородных вод. Высокое содержание сероводорода (143—210 мг/л) в некоторых источниках указывает на еще большую его концентрацию в водах бухарской толщи в зоне затрудненного водообмена.

Синклинали залегание бухарских слоев между сузакскими глинами палеогена и гипсами датского яруса верхнего мела, обнажение известняков на периферии Душанбинского бассейна, их высокая трещиноватость и кавернозность создают благоприятные условия для накопления в них напорных вод значительного дебита.

Глубокие водоносные горизонты бухарских слоев вскрыты нефтяными скважинами на структурах Лучоб (скв. 5, 85, 84, 82, 86 и 81) и Шаамбары (скв. 2, 60). Расположение скважин показано на рис. 1. Данные приведены в порядке следования скважин на структуре с востока на запад (рис. 20).

Скважина № 5 (северная окраина Душанбе) бухарские известняки вскрыла на глубине 567 м и прошла в них всего 6 м. С 571-го метра из скважины вырвался мощный фонтан крепкой сероводородной воды. Вода сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая, среднеминерализованная, с содержанием общего сероводорода 1394 мг/л, присутствуют углекислота, бор и бром. По растворенному газу вода сероводородная, по свободному — метано-сероводородно-азотная; температура на изливе 33°C, дебит 17 л/сек.

Скважина № 85 пробурена в долине р. Варзоб в своде Лучобской структуры на глубину 500 м. В интервале 462—482 м из скважины под большим давлением вырвалась водяная струя. Вода сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая, средней минерализации, высокосероводородная (570 мг/л), углекислая, содержит йод, бром и бор, теплая на изливе, дебит

16 л/сек. По растворенному газу вода сероводородная, по свободному — метано-углекисло-сероводородная.

Скважина № 84 бухарские слои пересекает в пределах 624—687 м, вскрыв в интервалах 624—634, 652—658 и 660—678 м самоизливающиеся высокосероводородные, бромоборные хлоридно-натриевые воды высокой минерализации (от 25 до 41 г/л), возрастающей от верхнего к нижнему горизонту. Вода теплая на изливе, дебит 12—18 л/сек. В растворенном газе преобладают сероводород и углекислота, в свободном — азот, метан и сероводород.

Скважина № 83 пробурена в своде Лучобской структуры на глубину 1280 м. В интервале 480—510 м она пересекает бухарскую свиту и в доломитах вскрыла самоизливающиеся хлоридно-натриево-кальциевые воды высокой минерализации. Вода сероводородно-бромная, содержит углекислоту, бор и йод, теплая на изливе, дебит 2 л/сек.; из растворенных в воде газов преобладают сероводород и углекислота, свободно выделяющийся газ состоит из метана, азота и сероводорода.

Скважиной № 82 бухарские слои вскрыты в интервале от 420—520 м (забой). К известнякам ее приурочены самоизливающиеся высокосероводородные воды средней минерализации. Вода по анионному составу пестрая, по катионному — натриево-кальциевая, содержит бор и углекислоту, теплая на изливе, дебит 4,2 л/сек.; из растворенных газов преобладает сероводород, из свободных — метан.

Скважина № 86 находится на водоразделе между долинами рек Варзоб и Лучоб и пробурена в своде Лучобской структуры на глубину 1013 м с забоем в породах туронского яруса¹. Бухарские слои здесь залегают в интервале 584—654 м. На этой глубине вскрыты высокосероводородные воды хлоридно-сульфатно-натриевого состава, средней минерализации, изливающиеся под большим напором в количестве 30 л/сек. В воде присутствуют углекислота, бром и бор в небольших количествах; температура воды на устье скважины 30°. В растворенном газе доминирует сероводород в свободном — метан. Скважина № 81 расположена в долине р. Лучоб, пробурена в западной, периклинальной части Лучобской структуры, пересекает бухарские слои на глубине 585—675 м. С известняками этих слоев, как и в предыдущих скважинах, связаны напорные самоизливающиеся крепкие сероводородные воды сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевого состава, средней минерализации,

¹ Скважина аварийная. Во время бурения из бухарских слоев вырвался газо-водяной фонтан, который и был нами опробован. Скважина закрыта без испытания других горизонтов.

вскрытые в интервалах 570—594 и 624—658 м. Количество сероводорода уменьшается до 510—637 мг/л, присутствуют углекислота, бром, бор и йод; вода на изливе теплая, дебит по двум горизонтам равен 8,5 л/сек. В растворенном газе преобладают сероводород и углекислота, в свободном — азот и метан.

На Шаамбаринской структуре, как упоминалось выше, пройдены скважины № 2 и 60. Скважина № 2 пересекла бухарские отложения на глубине 1650—1730 м, вскрыв в известняках самоизливающиеся воды. Характер воды уже несколько иной. Состав ее сульфатно-хлоридно-натриевый средней минерализации¹. Дебит скважины в 1951 г. был равен 0,5 л/сек. Скважина № 60 пересекла осадки бухары в интервале 1460—1555 м. В верхней части пласта (1462—1490 м) вскрыла самоизливающиеся горячие воды, залегающие в известняках и доломитах. Состав воды такой же, как и в скважине № 2, но меньшей минерализации; в воде почти нет сероводорода. Из микрокомпонентов имеются бром, бор и углекислота. Дебит скважины не превышает 0,52 л/сек.

Результаты химического и газового анализов воды сведены в табл. 25.

Сухой остаток вод бухарских слоев проанализирован в спектральной лаборатории (табл. 26).

Из описания водоносных пластов бухары видно, что насыщены водой преимущественно известняки и, в меньшей мере, доломиты. По основному составу вод и содержанию в них микрокомпонентов воды бухарских слоев резко разделяются, как и воды алая, на два типа — лучобский и шаамбаринский.

Воды лучобского типа характеризуются хлоридно-натриевым или сульфатно-хлоридным натриево-кальциевым составом и исключительно высоким содержанием сероводорода, достигающим в различных частях структуры Лучоб 429—3570 мг/л, углекислоты (от 345 до 771 мг/л), а также брома (11—123 мг/л) и бора (11—64 мг/л). Из растворенных газов преобладает сероводород, из свободных — метан или азот и сероводород. Чем ближе к своду структуры, тем больше содержание метана и, наоборот, при удалении от свода структуры в составе газов заметно увеличивается азот; количество же сероводорода остается почти неизменным. Резкие колебания испытывают минерализация вод (от 4,5 до 50,6 г/л) и дебиты скважин, изменяющиеся от 2 до 30 л/сек., у половины скважин дебит не падает (по одиночным замерам) ниже 10 л/сек. Это свидетельствует о высокой водоносности известняков и значительных запасах воды, в них заключенных.

¹ Более полные данные о воде отсутствуют.

По содержанию в воде биологически активных микрокомпонентов, в данном случае йода, брома, бора, углекислоты и особенно сероводорода, воды лучобского типа являются водами бальнеологически ценными, уникальными по количеству сероводорода, превосходящему во много раз общеизвестные воды типа Сочи — Мацеста (скв. Т-1) и Талги (скв. I). Сопоставление результатов анализов этих вод приводится в табл. 27. К водам «Сочи — Мацеста» тяготеют воды, вскрытые скважинами № 83 и 84; к водам «Талги» — воды скважин № 5, 81, 82, 85 и 86. По минеральным сероводородным источникам, выходящим в различных частях Душанбинского бассейна, можно утверждать, что крепкие сульфидные воды лучобского типа имеют в его пределах широкое распространение.

Воды шаамбаринского типа, вскрытые на шаамбаринской складке двумя скважинами (№ 2 и 60), характеризуются SO_4 — Cl — Na составом и минерализацией 6—10 г/л, отличаются небольшим содержанием брома, бора и сероводорода, количество которого равно 6,8 мг/л; вода горячая (38°), дебит — 0,52 л/сек. Высокая температура воды и присутствие в ней биологически активных микрокомпонентов — брома, бора и сероводорода, а также марганца, титана, молибдена, меди, стронция, лития и лантана в малых количествах — свидетельствуют о лечебных свойствах воды, которую можно отнести к группе термальных вод «без специфических» компонентов. Сравнительно небольшая минерализация (6—10 г/л) позволит использовать эти воды не только для ванн, но и как воды лечебно-питьевые, ценность которых должна быть установлена медицинскими учреждениями Таджикистана.

Относительно полное освещение сероводородных вод палеогеновых отложений, залегающих в известняках алайских и бухарских слоев, сходных по химическому составу и гидродинамическим свойствам, позволяет нам объединить их в один водоносный комплекс с алайским и бухарским водоносными горизонтами.

Воды в верхнемеловых отложениях

Отложения верхнемелового возраста имеют место на всей площади Душанбинского артезианского бассейна и обнажаются по его периферии. К центру бассейна верхнемеловые осадки погружаются под отложения палеогена и неогена, принимая участие в сложении синклинальных и антиклинальных структур на северном борту бассейна и моноклинальных — на южном.

С породами верхнего мела связаны выходы обычных и минеральных источников (рис. 23), тяготеющих к местам вскры-

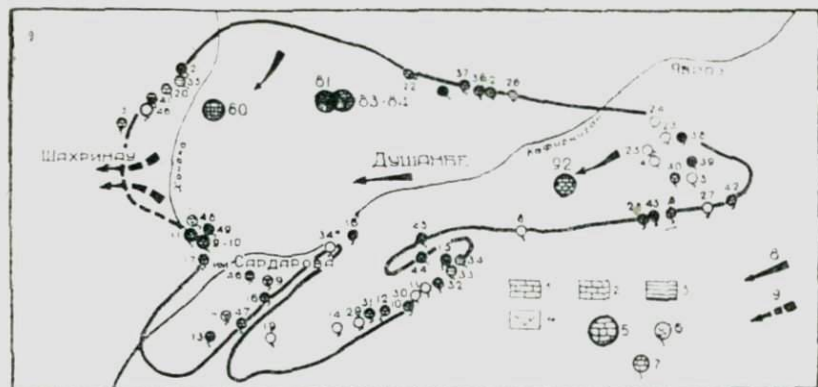


Рис. 23. Границы распространения верхнемелового водоносного комплекса: 1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — песчанистая глина; 4 — гипс; 5 — глубокая скважина и ее номер; 6 — источник и его номер; 7 — минеральный источник; 8 — направление движения подземных вод; 9 — направление основной разгрузки подземных вод. Внутри кружка показана водоносная порода.

тия этих пород эрозионной сетью. Судя по дебитам источников, эти породы не отличаются высокой водообильностью в результате сложного, преимущественно глинистого, состава верхнемеловой толщи. Воды в верхнемеловых отложениях залегают во всех его ярусах.

Воды датских отложений. На северном борту Душанбинского бассейна осадки датского возраста обнажаются в восточной его части, в районе селения Чинор, где они состоят из 40-метровой толщи слоистых гипсов. На южном борту бассейна они обнажаются в хр. Каршитау, Тнан, Абдуловатском гребне, представлены гипсами с прослоями доломитов (хр. Каршитау) и глин общей мощностью от 80 до 114 м. Источники из датских отложений отмечены только на южном борту бассейна в хр. Каршитау и выходят из гипсов на высоте 1000—1300 м (табл. 28, ил. 7 и 9). По анионному составу вода сульфатная, по катионному — пестрая, минерализация равна 3,1—5,6 г/л. Дебиты источников очень малы и не превышают сотых долей л/сек.

Вскрытые глубокими нефтяными скважинами (№ 60, 81, 92 и 100) по северному борту Душанбинского бассейна датские отложения имеют мощность от 40 до 50 м. Приуроченные к ним воды не изучались.

Воды сенонских отложений. Осадки сенона на северном борту Душанбинского бассейна состоят из толщи часто перемежающихся мергелистых глин, песчаников и из-

вестняков с прослоями гипса общей мощностью (по данным бурения) от 100 до 200 м. Глины в разрезе преобладают. Из комплекса этих отложений водоносны мергелистые запесоченные глины, известняки и песчаники. Источники вытекают на абсолютных отметках от 1560 до 1180 м во многих местах северного борта. Вода преимущественно гидрокарбонатная кальциево-магниевая или магниево-кальциевая пресная — до 0,5 г/л и, как исключение, до 1,5 г/л, температура воды колеблется от 9 до 23°, дебиты изменяются от 0,07 до 0,3 л/сек. Средняя водообильность источников равна 0,14 л/сек. (таблица 29).

На южном борту бассейна характер строения сенонской толщи почти аналогичен северному, но здесь мощность ее возрастает до 277 м и увеличивается количество гипсовых прослоев, особенно в восточной части борта (хр. Тианский). Здесь водоносны известняки. Источники более многочисленны по сравнению с северным бортом и вытекают на отметках 1750—900 м. Вода пестрого состава, но преимущественно — это сульфатная кальциево-магниевая мало минерализованная; температура воды изменяется от 8 до 19°. Так же, как и на северном борту, все источники малodeбитные (от 0,01 до 0,3 л/сек.), с более высокими дебитами источники редки. Средняя водообильность источников равна 0,19 л/сек. (табл. 29).

Из весьма краткого описания источников можно видеть, что:

1) водоносны прослой известняков, песчаников и гипсов;

2) источники отличаются низкими дебитами;

3) минерализация вод больше на южном борту бассейна, по сравнению с северным. По этим данным можно судить о том, что и на глубине вода будет заключена в основном в известняках и что сенонские отложения в целом будут обладать низкой водонасыщенностью. На южном борту бассейна воды сенонских отложений должны быть более минерализованными, чем на северном.

Глубокие горизонты сенонских вод были вскрыты нефтяными скважинами вдоль северного борта бассейна на антиклинальных структурах Лучоб (скв. № 84, 83, 81) и Шаамбары (скв. № 60). Породы сенонского яруса установлены и на Андыгенской структуре (скв. № 92 и 100), но скважины не были перфорированы и поэтому нами не опробовались. Нет сомнения, что они также являются водоносными.

Скважина № 84 сенонские отложения вскрыла на глубине 687 м и прошла в них 68 м. В интервале 695—714 м пересекла водоносный пласт, литологически весьма разнородного сложения — известняки, иллы, гипсы и доломиты. Вода самоизливающаяся, хлоридно-натриевая, высокоминерализованная,

насыщена сероводородом, бром- и борсодержащая, слабоуглекислая, слегка радоновая, теплая на изливе, имеет дебит 0,22 л/сек. Из растворенных газов преобладают сероводород и углекислота. Результаты анализа воды приводятся в табл. 30.

Скважина № 83 отложения сенона прошла в интервале 570—765 м, вскрыв на глубине 605 м водоносный пласт, состоящий из глины с прослоями доломитов. Вода самоизливающаяся хлоридная натриево-кальциевая, представляет собой йодо-бromo-борный рассол, сероводородная. Растворенный в воде газ состоит из углекислоты и сероводорода, свободный — из метана на 91,5%. Вода на изливе горячая, дебит 0,4 л/сек.

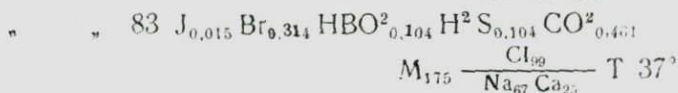
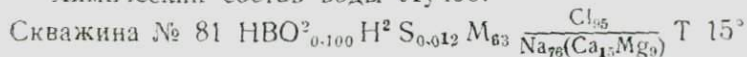
Скважина № 81 сенонские осадки пересекла на глубине от 670 до 825 м и вскрыла два водоносных пласта известняков в интервалах 690—708 и 720—754 м. Вода — хлоридно-натриевый рассол, бром- и борсодержащий, слегка радоновый, на изливе — холодный, суммарный дебит 0,11 л/сек. В растворенных газах преобладают метан, азот и углекислота; в свободных — метан (91,7%).

Скважина № 60 прошла описываемые породы в интервале глубин от 1590 до 1780 м и в толще переслаивающихся известняков, глин, гипсов и песчаников (1562—1600 м), вскрыла водоносный пласт самоизливающихся вод. Вода значительно отличается от ранее описанной и является сульфатно-хлоридно-натриевой, средней минерализации, слабо сероводородной, содержит в малых количествах бром, бор, кремнекислоту, горячая, дебит 0,12 л/сек.; из воды выделяется азот и метан (табл. 30).

Плотный остаток воды из скважин был проанализирован в спектральной лаборатории. Результаты анализа сведены в табл. 31.

Из химического и газового состава вод в сенонских отложениях видно, что они в разных местах бассейна различны. Воды на Лучобской структуре по температуре и насыщенности биологически активными компонентами являются субтермальными сероводородными бром-борными рассолами хлоридно-натриевого состава, обладающие лечебными свойствами.

Химический состав воды Лучоб:



Вода, залегающая в отложениях сенонского яруса на Шамбаринской структуре, по высокой температуре на устье скважины (34—37°) и содержанию брома и бора в малых количествах относится к водам термальным без «специфических» компонентов. Но в результате глубокого залегания (1500—1600 м) и незначительного дебита (0,12 л/сек.) она вряд ли будет иметь практическое значение.

Воды туронских отложений. Отложения туронского яруса на севере бассейна характеризуются глинистым составом с маломощными пластами песчаников и известняков. По данным бурения, толща равна 200—240 м. Из пород водоносны в основном известняки, песчаники и в меньшей мере песчанистые глины. Всего известно 7 источников, вытекающих на абс. отметках от 1660 до 1120 м (табл. 32). Вода в источниках гидрокарбонатная, реже гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая или магниевокальциевая, реже пестрого состава, пресная (до 0,5 г/л), холодная (до 18°). Источники, выходящие из известняков и песчаников, отличаются повышенными дебитами, порядка 0,5—4 л/сек. Средняя водообильность источников достигает 1,07 л/сек. На юге бассейна отмеченные в туронских глинах прослой гипса и известняка увеличиваются в мощности. Туронские отложения здесь также водоносны. Источники вытекают из трещин известняков и из песчанистых глин также на высоких отметках—от 1600 до 1280 м. Минерализация вод здесь уже повышенная (0,3—2,6 г/л), химический состав воды сложный—в анионах преобладают сульфаты, реже гидрокарбонаты, в катионах—кальций, магний, иногда натрий (табл. 33); температура воды не превышает 16°. Дебиты источников значительно ниже, по сравнению с северными, и изменяются от 0,01 до 1,5 л/сек., но, как правило, они меньше 1 л/сек. Средняя водообильность источников понижается до 0,55 л/сек.

Из известняков туронского яруса зафиксированы выходы трех минеральных источников, из которых два источника расположены на южном борту бассейна в долине Джуробса (ист. № 9, 10), и один на северном—в районе сая Хочильбор (ист. № 46). Вода всех источников сульфатная натриево-кальциево-магниевая, минерализация 1,4 г/л на северном и 4,5—4,6 г/л на южном бортах бассейна. В воде имеются в малых количествах сероводород, бор и уголекислота, следы брома; слегка радиоактивная. Вода источников холодная (17—18°), дебит—от 0,07 до 0,71 л/сек. (табл. 34).

Выходы обычных и минеральных источников из пород туронского яруса могут служить указанием на обводненность этих пород и на большей глубине, а синклинальное залегание

яруса под вышележащими толщами дает основание ожидать в нем напорные воды. В то же время маломощность водопродящих пластов (известняки, песчаники), залегающих в толще практически водоупорных глин, снижает надежду на получение из них высоких дебитов.

Глубоко залегающие отложения туронского возраста вскрыты нефтяными скважинами на структурах Андыген, Лучоб и Шаамбары. На Андыгенской структуре туронский ярус пройден скважинами № 92 и № 100 в интервалах соответственно 268—508 м (мощность 240 м) и 290—490 м (мощность 200 м).

Верхняя часть разреза, сложенная песчаниками и известняками, должна быть водоносна. Но о степени их водоносности данных нет, так как эти отложения не были вскрыты перфорацией. На Лучобской структуре осадки турона пересечены скважинами № 81 и № 83. В разрезе скважины № 81 эти отложения залегают в интервале 825—1065 м и представлены в верхней части известняками и гипсами мощностью 80 м, в нижней—переслаивающимися пластами глин и песчаников мощностью 160 м. С толщей гипсов связана вода, вскрытая между 885—932 м. Она обладает слабым напором без самоизлива. Вода, отобранная сотрудниками Среднеазиатского филиала ВНИИГАЗа глубинным пробоотборником, представляет собой йодо-бромный и борсодержащий крепкий рассол (214 г/л) хлоридно-натриево-кальциевого состава, выделяющий метан (96,7%). Результаты анализа вод приведены в табл. 30.

Скважина № 83 туронский ярус вскрыла в интервале от 765 до 955 м. Сложен он в верхней части известняками (40 м), в нижней—глинами с редкими маломощными пропластками песчаников и известняков-ракушечников. Перфорацией водоносные пласты не вскрывались.

На Шаамбаринской структуре породы туронского яруса вскрыты скважиной № 60 на 1780 м и пройдены на глубину 180 м. Верхняя часть разреза состоит из мергелей, известняков и известняков-ракушечников; нижняя—из глин с прослоями песчаников. В интервале 1827—1840 м из известняков начала изливаться сероводородная вода сульфатно-хлоридно-натриевого состава средней минерализации (6,7 г/л), на изливе теплая (34°), дебит 0,08 л/сек., выделяет азот.

Плотный остаток воды из известняков турона скважины № 60 проанализирован в спектральной лаборатории; результаты анализа приводятся в табл. 35.

Из краткой характеристики вод туронских отложений, по имеющимся двум анализам, можно заключить, что эти воды в пределах Душанбинского артезианского бассейна обладают

малыми дебитами и весьма различны по химическому и газовому составу. На структуре Лучоб туронская вода (скв. № 84) является йодо-бромным и борсодержащим крепким рассолом хлоридно-натриево-кальциевого состава. По высокому содержанию йода, брома и бора эта вода может быть признана минеральной. При более детальном изучении водопроницаемых пород туронского яруса Лучобской структуры из них могут быть получены самоизливающиеся воды и в разбавленном виде использоваться в лечебных целях.

Вода, вскрытая скважиной № 60 на Шаамбаринской структуре в известняках турона, по количеству сероводорода и температуре (34°) относится к минеральным водам. Но, учитывая большую глубину ее залегания и малый дебит, она пока практического значения иметь не будет.

Воды сеноманских отложений. Ярус сложен известняками, песчаниками и глинами, перемежающимися между собой. Верхнюю часть разреза составляют глины и песчаники, равномерно переслаивающиеся; известняки обычно залегают в низах разреза. В отложениях сеномана, особенно в восточной и южной частях бассейна, встречаются гипсы. Источники из этой толщи имеют место как на северном, так и на южном его бортах. Вдоль северного борта источники вытекают из трещин известняков и песчаников на абсолютной высоте от 1700 до 1300 м. Вода источников гидрокарбонатная, реже сульфатная, пестрого катионного состава (табл. 36), пресная, дебиты источников изменяются от 0,1 до 0,5 л/сек., как исключение 1 — 5 л/сек. Средняя водообильность источников достигает 1,02 л/сек.

Вдоль южного борта бассейна источники зарегистрированы на отметках 1600—840 м. Водonosны известняки, песчаники и гипсы. Вода преимущественно сульфатная, реже—сульфатно-хлоридная или гидрокарбонатно-сульфатная, из катионов присутствуют кальций, магний, натрий, но преобладают первые два компонента. Минерализация вод значительно выше, чем на северном борту и изменяется от 0,3 до 5,6 г/л, но в большинстве случаев она выше 1,5 г/л (табл. 37). Дебиты источников, наоборот, очень малы и имеют значения от 0,002 до 0,7 л/сек. Средняя водообильность источников снижается против севера до 0,23 л/сек.

Таким образом, на северном борту бассейна источники пресные и имеют более высокие дебиты, чем на южном, где минерализация вод возрастает, а дебиты источников снижаются.

Из известняков сеноманского яруса описаны два минеральных источника, расположенные на южном борту бассейна в хребтах Бабатаг (участок Джуробсай—ист. № 11) и Каршитау

(источник Самбули). Развернутая характеристика источников представлена в табл. 34. Вода источников теплая, хлоридная или хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая, минерализация соответственно равна 71,4 и 7,9 г/л. В воде присутствуют йод, бром, бор и сероводород; дебиты малы и изменяются от 0,005 до 0,03 л/сек.

Высокая минерализация воды минеральных источников и содержание в ней йода, брома, бора и сероводорода служат указанием на то, что и в глубоких водоносных горизонтах сеномана вода будет отличаться очень высокой минерализацией, особенно по южному борту бассейна, и повышенным количеством йода, брома, бора и сероводорода. Ожидать больших дебитов из сеноманского яруса нет оснований, учитывая превалирующее значение глин в его разрезе.

Глубокие водоносные горизонты сеноманского яруса установлены на северном борту Душанбинского бассейна скважинами № 92, 83 и 81. Скважина № 92 пробурена на юго-западном крыле Андыгенской антиклинальной структуры. Сеноманский ярус, представленный толщей переслаивающихся известняков, песчаников, гипсов, ангидритов и глин, скважина пересекла в интервале 508—727 м. После перфорации пласта ангидрита (639—650 м) из него вырвалась струя теплой воды и стала переливаться через устье скважины в количестве 2 л/сек. (рис. 24). Вода хлоридно-сульфатно-натриевая высокоминерализованная (25,6 г/л), бромистая, сероводородная,

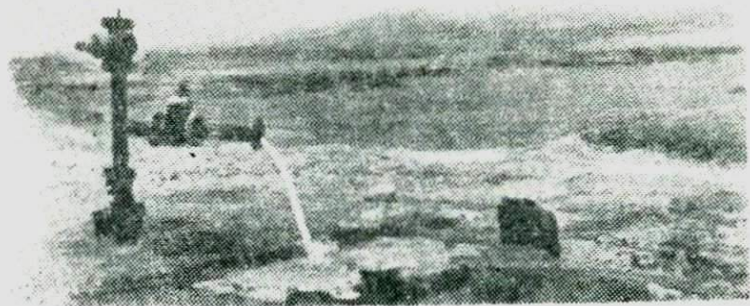


Рис. 24. Самонзлив воды из ангидритов сеноманского яруса; дебит: 2 л/сек (скв. № 92). Андыгенская структура.

выделяет азот (85%) (табл. 38). Скважина № 83, расположенная в пределах свода Лучобской структуры, вскрыла сеноманские отложения на 955 м и до глубины 1280 м из них не вышла. В этом интервале отмечено два водоносных пласта. Верхний водоносный пласт (песчаник) был опробован в процессе бурения при глубине скважины 1020 м. Вода самоизливающаяся, представляет собой йодо-бромный, высокосероводородный крепкий рассол хлоридного натриево-кальциевого состава, сильно газующий, видимо, метаном. Растворенные в воде газы состоят преимущественно из сероводорода, углекислоты и азота. На изливе вода горячая, дебит 0,55 л/сек. Результаты анализа приведены в табл. 38. Нижележащий водоносный горизонт приурочен к интервалу глубин 1030—1280 м, сложенный глинами, песчаниками, известняками и ангидритами. Во время бурения скважины из нее вырвался газо-водяной фонтан, запечатленный на рис. 25. Вода по составу близка к верхнему горизонту и является йодо-бром-борным хлоридным натриево-кальциевым крепким рассолом, выделяющим метан. Температуру воды и дебит установить не удалось.

Скважиной № 81, находящейся на западной периклиналиной части Лучобской структуры, сеноманские отложения пройдены в интервале 1065—1311 м. В этой толще, сложенной известняками, песчаниками, алевролитами и глинами, перемежающимися между собой, опробовано пять водоносных горизонтов самоизливающихся вод. Первый (верхний) горизонт залегает в интервале 1072—1092 м и представляет собой известняки. Вода этого горизонта почти аналогична воде из скважины № 83—это также йодо-бromo-борный, сероводородный, хлоридный натриево-кальциевый крепкий рассол (203,6 г/л), но более низкой температуры на изливе (22°) и меньшего дебита (0,052 л/сек.), интенсивно выделяет метан (97,7%).

Второй водоносный горизонт, состоящий из песчаников, вскрыт в интервале 1115—1140 м. В общих чертах вода этого горизонта является такого же типа, как и вода верхнего пласта, т.е. йодо-бромная, борная, хлоридно-натриево-кальциевая еще большей минерализации, достигающей 230 г/л. Температура воды на изливе равна 19,5°, дебит 1,8 л/сек. Вода обладает большим напором (170 атм). Газовый состав воды неизвестен.

Третий водоносный горизонт установлен в интервале 1167—1186 м, сложен песчаником и алевролитом. Скважина переливает с незначительным дебитом (0,01 л/сек.); вода хлоридно-натриево-кальциевого состава и также представляет собой йодо-бromo-борный рассол (109,4 г/л). Температура воды на

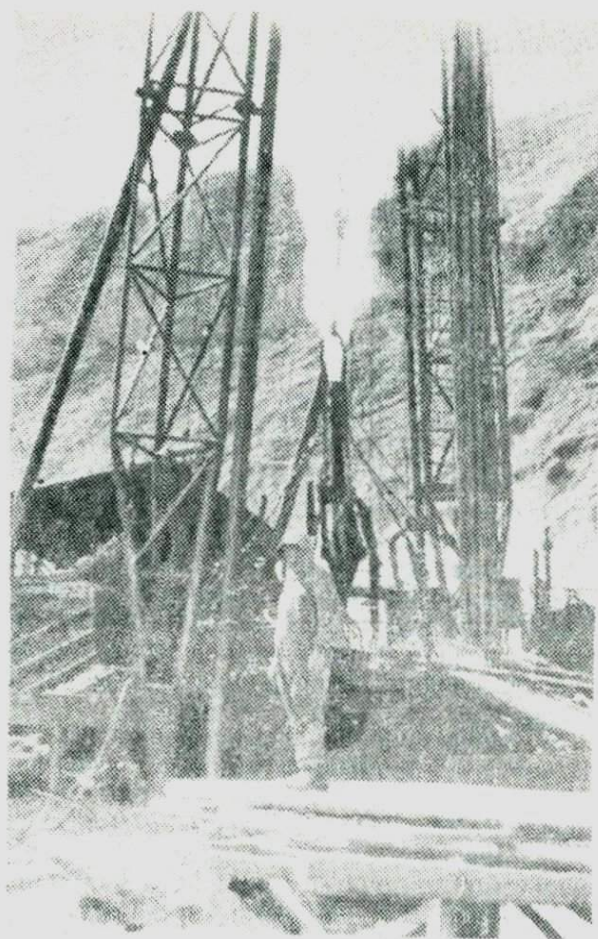


Рис. 25. Газо-водяной фонтан из отложений сеноманг на скважине № 83. Лучобская структура.

переливе равна $23,5^{\circ}$, на глубине 1150 м, замеренная глубинным термометром, достигает 55° С. Вода бурно выделяет газ, состоящий почти из одного метана (95%). Результат анализа воды приводится в табл. 38.

Четвертый водоносный горизонт залегает на глубине от 1220 до 1228 м и представлен известняком. Это вода уже несколько иного состава, т.е. хлоридно-натриевая, высоко сероводородная, борная, но меньшей минерализации—29,6 г/л; по составу растворенных газов—сероводородно-углекисло-метановая, вы-

деляет в основном метан. На переливе вода теплая, дебит равен 0,42 л/сек. Йод и бром в воде не определялись.

Пятый водоносный горизонт вскрыт в интервале 1257—1313 м, т.е. почти на контакте с отложениями альбского яруса нижнего мела. Вода залегает в пласте известняка, находящегося в алевролитах; по составу—бромо-борная, высоко сероводородная, хлоридно-натриевая, минерализация 29,7 г/л, близка к водам четвертого горизонта. Среди растворенных газов преобладают сероводород, азот и углекислота, из свободных—метан и азот. Этот водоносный горизонт более водообилтен и имеет 3 л/сек., переливает теплой водой (табл. 38).

Полученный по скважинам гидрогеологический материал подтверждает в общих чертах выводы, сделанные по обычным и минеральным источникам о характере водоносности и качестве воды глубоких горизонтов сеноманских отложений. Из этих данных видно, что воды сеноманских отложений на Лучобской структуре на глубине от 1000 до 1200 м представляют собой самоизливающиеся йодо-бромные и борные крепкие рассолы хлоридно-натриево-кальциевого состава, насыщенные сероводородом, теплые или горячие на изливе, имеют дебит от 0,01 до 2 л/сек., газифицированы метаном. На глубине от 1200 до 1300 м—это в основном бромо-борные и сероводородные воды, высокоминерализованные, хлоридно-натриевые, теплые на изливе, переливающие в количестве 0,4—3 л/сек., газифицированные метаном. По количеству йода, брома и бора воды сеноманских отложений являются промышленными, но, учитывая сравнительно малые дебиты, они как промышленные использованы быть не могут. Дебиты скважин, равные 2—3 л/сек., не характерны для сеноманских отложений и связаны, видимо, с какими-то локальными тектоническими нарушениями в антиклинальных структурах. В то же время высокая температура вод и наличие в их составе йода, брома, бора и сероводорода делают эти воды минеральными, которые при соответствующем разбавлении найдут большое применение в бальнеологии.

В плотном остатке вод, по результатам спектрального анализа, содержатся компоненты, приведенные в табл. 39.

Водоносные горизонты верхнемеловых отложений, как имеющие специфический химический состав, выделены нами в самостоятельный водоносный комплекс (IV). Границы его показаны на рис. 23.

Воды в нижнемеловых отложениях

Осадки нижнего мела обнажаются по периферии Душанбинского артезианского бассейна в виде узких полос. На се-

верном борту бассейна они имеют почти широтное протяжение, срезаясь местами Ханакинским надвигом палеозоя на мезозой. На южном борту бассейна, в его восточной части, они протягиваются также в широтном направлении, в западной же загибаются к юго-западу. К центру Душанбинского бассейна нижнемеловые породы глубоко погружаются под толщу верхнего мела, палеогена и неогена. В зоне погружения породы нижнего мела участвуют в сложении антиклинальных складок и прогибов между ними на северном борту бассейна и в моноклинальных — на южном борту.

Из пород нижнего мела вытекают многочисленные источники, отмеченные вокруг бассейна в долинах рек и глубоких сав (рис. 26). Выходы источников зафиксированы из отложений всех ярусов нижнего мела—альбского, баррем-аптского и валанжин-готеривского.

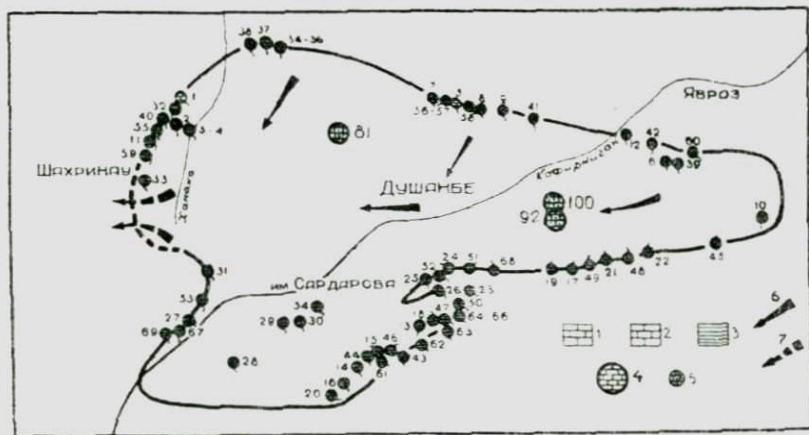


Рис. 26. Границы распространения нижнемелового водоносного комплекса: 1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — песчанистая глина; 4 — глубокая скважина; 5 — источник; 6 — направление течения подземных вод; 7 — направление основной разгрузки подземных вод. Внутри кружка показана водоносная порода.

Вода альбских отложений.

На северном борту Душанбинского бассейна альбские отложения представлены песчаниками и глинами, переслаивающимися между собой. Среди толщ встречаются пласты известняков. В восточной части борта песчаники в разрезе преобладают. Общая мощность толщ в обнажениях изменяется от 143 до 250 м, увеличиваясь с запада на восток. Преобладающие песчаники в геологическом разрезе, являющихся хорошим коллектором подземных вод, объясняет нам значительную во-

и ее состав: здесь часто на первом месте стоят сульфаты и даже хлор; кальций уступает место магнию и даже натрию. Во всех источниках вода холодная (10—15°), редко температура ее опускается до 8° и поднимается до 18°. Источники отличаются малыми дебитами, изменяющимися от 0,1 до 0,5 л/сек. Средняя водообильность их не превышает 0,2 л/сек. (табл. 43), т. е. ниже, чем на северном борту бассейна.

Воды валанжин-готеривских отложений.

Валанжин-готеривские осадки на северном борту бассейна представлены плотными песчаниками с редкими прослоями глин, сменяющимися к низам разреза гравелитами с линзами грубозернистых песчаников. В восточном направлении песчаники в разрезе преобладают. Судя по источникам (табл. 44), наибольшей водоносностью обладают песчаники, содержащие холодную гидрокарбонатно-кальциево-магниевую воду слабой минерализации (0,2—0,3 г/л) и относительно высоких дебитов. Последние изменяются от 0,2 до 1 л/сек., достигая иногда 12 л/сек. Средняя водообильность источников значительна и равна 2,5 л/сек.

На южном борту бассейна отложения валанжин-готеривского яруса по литологическому составу несколько отличаются от северного разреза. Верхняя часть толщи складывается плотными песчаниками с линзами глин. Среди песчаников присутствуют тонкие (до 40 см) прослои гипса. Нижняя часть состоит из глин и мелкозернистых песчаников, чередующихся между собой. Среди указанных пород водоносны песчаники, из которых вытекают источники. Химический состав вод пестрый, минерализация изменяется от 0,3 до 1 г/л, иногда встречаются источники и с более минерализованной водой (18,9 г/л), хлоридно-натриевого состава (табл. 45). Вода источников холодная (от 10 до 18°), дебиты незначительны и изменяются от 0,005 до 1 л/сек., но чаще не превышают 0,5 л/сек. Средняя водообильность источников ниже, чем на северном борту и равна 0,38 л/сек. Местоположение источников показано на отдельной карте (рис. 26).

Приведенная характеристика источников свидетельствует о том, что водоносные горизонты представлены песчаниками и в меньшей степени известняками. Вода источников северного борта бассейна обладает меньшей минерализацией, чем на южном. Основной состав вод источников северного борта $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$, южного—в большинстве случаев пестрый, с преобладанием сульфатов или хлора, а также магния и натрия. Средняя водообильность источников выше на северном борту и ниже на южном. Малая минерализация вод северного борта бассейна, гидрокарбонатно-кальциево-магнийный состав и от-

носителем высокая водообильность источников указывают на то, что питание подземных вод нижнего мела происходит главным образом с севера. Глубокое синклинальное залегание нижнемеловых пород с выходом их на поверхность по периферии бассейна, а также перекрытие толщи верхнемеловыми осадками с пластами практически водонепроницаемых пород формируют более глубокие горизонты артезианских вод. Воды северного борта должны иметь относительно меньшую минерализацию и большие дебиты по сравнению с водами южного борта.

Глубокие горизонты самонзливающихся вод в толще нижнемеловых отложений вскрыты скважинами на северном борту бассейна в пределах структур Лучоб и Андыген. На Лучобской структуре скважина № 81, имеющая глубину 1450 м, нижнемеловые осадки (альбский ярус) вскрыла на 1312 м и прошла в них 150 м. В период испытания скважины при простреле интервала 1370—1400 м, сложенного песчаниками, стала переливаться теплая (27°C), высокоминерализованная хлоридно-натриевая бромоборная вода в количестве 0,33 л/сек. (табл. 46). Вода насыщена газами. В растворенных газах преобладает сероводород, в свободных—метан (91%).

На структуре Андыген нижнемеловые отложения пересечены скважинами № 92 и 100. Скважина № 92 осадки нижнего мела встретила на глубине 726 м и прошла в них 644 м, не вскрыв подстилающих их юрских пород. В указанном интервале (726—1370 м) пересечен целый ряд водоносных горизонтов (914—923 м; 940—983 м; 1004—1029 м; 1081—1096 м; 1100—1145 м; 1158—1176 м и 1198—1280 м), состоящих из песчаников и известняков. Все водоносные горизонты содержат самонзливающуюся воду. Вода горячая (44—50°), высокоминерализованная (33—45 г/л), хлоридно-натриевая бромоборная, сероводородная. Дебит воды по большинству горизонтов достигает 11—16 л/сек. с избыточным напором 16—22 атм. (табл. 46). Суммарный дебит вод всех горизонтов, вскрытых скважиной № 92, равен 60 л/сек. или 5184 м³/сутки.

Таким образом, скважиной № 92 в породах нижнего мела вскрыты высокодебитные, горячие, бромоборные, сероводородные, йодсодержащие минеральные воды.

Скважина № 100 на глубине 1460 м достигла граниты палеозойского фундамента. Породы нижнего мела скважина пересекла в интервале 660—1060 м и вскрыла 9 водоносных горизонтов, представленных песчаниками и реже известняками, между 668—690 м, 712—737 м, 767—771 м, 780—790 м, 815—839 м, 877—900 м, 902—952 м, 960—985 м, 1041—1055 м. Вода горячая (36—45°), высокоминерализованная (20—46 г/л).

хлоридно-натриевая, бромо-борная, сероводородная. Дебиты воды большинства горизонтов равны 2—10 л/сек. с избыточным напором от 11 до 32 и даже до 121 атм. (табл. 47). Суммарный дебит девяти водоносных горизонтов по скважине № 100 достигает 36 л/сек., или 3110 м³/сут.

Плотный остаток вод нижнего мела анализировался в спектральной лаборатории. Результаты этого полуколичественного анализа помещены в табл. 48.

Общее количество воды, которое могут дать скважины № 92 и № 100 при одновременной их работе, исчисляется в среднем 4150 м³/сут. Эта весьма внушительная величина свидетельствует о том, что только в пределах одной Андыгенской структуры мы располагаем крупным месторождением горячих бром-борных, сероводородных и йодсодержащих минеральных вод с большим избыточным давлением, которые, безусловно, найдут себе применение как воды теплофикационные для обогрева парников и теплиц. Если при этом учесть выходы источников по всему периметру Душанбинского бассейна, то можно быть уверенным, что воды нижнего мела распространены по всей его площади, доказательством чего может служить скважина № 81, вскрывшая самоизливающиеся воды из песчаников альбского яруса на структуре Лучоб.

Таким образом, в отложениях нижнего мела мы имеем мощный водоносный комплекс (V), границы его распространения показаны на отдельной карте (рис. 26).

Воды в юрских отложениях

Отложения юрского возраста, как указывалось ранее, имеют место как на северном, так и на южном бортах Душанбинского артезианского бассейна. В отличие от ранее описанных осадков мелового возраста юрские породы обнажаются на поверхность в виде локальных участков. На северном борту бассейна на поверхность выходят отложения верхней и средней + нижней юры, на южном—только верхней юры. Эти осадки отмечены у подножия Ширбибинской, Абдуловатской, Раингонской и Бабатагской моноклиналей.

Верхний отдел юры представлен толстослоистыми плотными известняками, песчаниками, загилсованными глинами, мергелями и гипсами. Нижний + средний отделы слагаются кварцевыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, углистыми и глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников. Общая мощность юрских отложений изменяется с востока на запад от 396 (Андыген) до 520 м (р. Ширкент). С юрскими породами связаны выходы обычных и минеральных источни-

ков, расположенных в вершинах глубоких саев в области горного обрамления. Источники малочисленны, что является результатом сравнительно ограниченного числа выходов юрских пород.

На северном борту бассейна отмечено только пять источников, берущих начало из гравелитов, песчаников и известняков на высоте 2400—1480 м (табл. 49). Источники пресные с минерализацией воды до 0,45 г/л, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого или кальциево-натриевого состава, холодные—от 8 до 18°, но в большинстве случаев температура воды не опускается ниже 12°. Дебиты отдельных источников незначительные и находятся в пределах 0,01—0,22 л/сек., хотя суммарные расходы достигают 9,6 л/сек. Средняя водообильность источников равна 2 л/сек.

На южном борту бассейна известно только три источника, связанных с гипсами и песчаниками (табл. 50). Вода выклинивается на более низких абсолютных отметках порядка 1100—1060 м. Минерализация вод уже значительная и достигает 2,4—2,8 и даже 43,1 г/л. Соответственно меняется и состав воды на сульфатно-магниевоый или сульфатно-кальциево-магниевоый, или, наконец, хлоридно-натриевый. Вода также холодная (11—15°С), но дебиты возрастают до 1—2 л/сек. Но тем не менее средняя водообильность их ниже, чем северных и не превышает 1,5 л/сек.

Помимо обычных источников, на северном борту Душанбинского бассейна и за его пределами издавна известны минеральные источники Обизаранг (ист. 72 и 73) и Хочильор (ист. 47). Местоположение минеральных источников показано на отдельной карте (рис. 27), химическая характеристика дана в

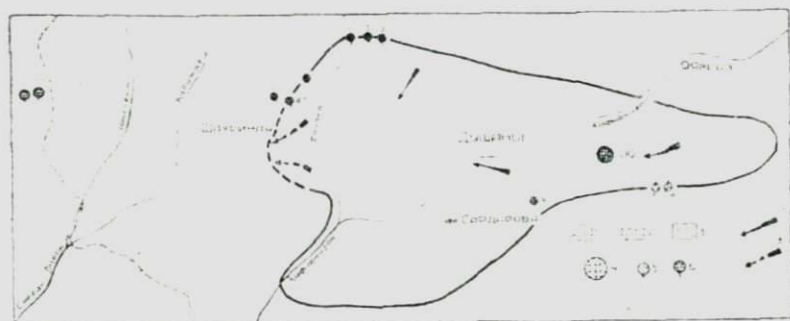


Рис. 27. Границы распространения юрского водоносного комплекса: 1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — гипс; 4 — глубокая скважина; 5 — источник; 6 — минеральный источник; 7 — направления течения подземных вод; 8 — направление основной разгрузки подземных вод. Внутри кружка показана водоносная порода.

табл. 51. Источники Обизаранг находятся в долине одноименной реки и выходят из зияющих трещин известняков близ русла реки того же названия на отметке 1150 м. Вода источников теплая (25°), дебит 8,6 (ист. 72) и 60 л/сек. (ист. 73). Химический состав вод сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый, минерализация 1,1 г/л. Вода пахнет сероводородом, но химическим анализом он не уловлен. Вода источника № 73 используется местными жителями в лечебных целях. Для этого у выхода источника сделана примитивная ванна (рис. 28).

В долине сая Хочильор известен источник под № 47, вытекающий из известняков. Вода в нем холодная (17°C), низкой минерализации (0,5 г/л), пестрого химического состава—гидрокарбонатно-сульфатная, кальциево-натриево-магниевая, от-



Рис. 28. Минеральный источник Обизаранг (№ 73). У места выхода воды образован водоем, в котором местные жители принимают лечебные «ванны».

личается повышенной радиоактивностью, измеряющейся 54 единицами Махе. Дебит воды незначительный и не превышает 0,22 л/сек.

Приведенная характеристика обычных и минеральных источников показывает, что отложения юрского возраста во-

доносны. Водосодержащими породами являются гравелиты, известняки, песчаники и гипсы. Минерализация вод наименьшая на северном борту бассейна и более высокая на южном. Из этого следует, что одни и те же водоносные горизонты, которые могут быть вскрыты на северном борту бассейна, будут иметь воды меньшей минерализации, чем те же горизонты на южном борту. Отдельные водоносные горизонты, особенно в отложениях верхней юры, будут содержать рассольные воды, как о том свидетельствует источник № 7, вода которого имеет 73,1 г/л. Некоторые минеральные источники отличаются несколько повышенной радиоактивностью (ист. № 47), другие имеют запах сероводорода (ист. № 72 и 73). Эти факты свидетельствуют о наличии среди глубоких водоносных горизонтов юры сероводородных, а возможно и высокорадиоактивных вод, особенно в западной части Душанбинского бассейна.

Синклинальное залегание юрских отложений в пределах бассейна и обнаженность водопроницаемых пород по его периферии создают благоприятные условия для образования в них артезианских вод.

Водоносные горизонты юры в глубоком их залегании вскрыты нефтяной скважиной № 100 в восточной части Душанбинского бассейна, на антиклинальной структуре Андыгей (рис. 27). Скважина, общей глубиной 1465 м, пересекла юрские отложения и вскрыла палеозойский фундамент (граниты). Юра имеет мощность 400 м и слагается в верхней части (J_3) песчаниками с прослоями глин, сменяющихся ниже известняками с пропластками гипсов. Мощность верхней части 300 м. Нижние 100 м (J_{1+2}) представлены относительно маломощными пластами загипсованных известняков, глин и мергелей.

В этой толще вскрыто семь водоносных пластов в интервалах: 1063—1069 м, 1075—1083 м, 1095—1114 м, 1166—1207 м, 1220—1288 м, 1316—1360 м и 1400—1425 м. Водосодержащими озадались преимущественно песчаники, известняки и гипсы, т. е. те же породы, из которых были зафиксированы источники. Вода всех водоносных горизонтов самоизливается в количестве от 0,011 до 0,027 л/сек., и только из двух горизонтов скважина переливала с дебитом воды 1,7 и 7 л/сек. (интервалы 1075—1083 м и 1095—1114 м). По величине общей минерализации и составу воды всех водоносных горизонтов близки между собой. Это в основном хлоридно-натриевые или хлоридно-натриево-кальциевые воды высокой минерализации—от 20 до 42,7 г/л, которая с глубиной понижается (табл. 52).

По содержанию микроэлементов вода бромная, борная, се-

проводородная. Из растворенных в воде газов в разных пробах преобладают разные газы. В одних (интервал 1095—1115 м) это углекислота, сероводород и азот, в других (1166—1207 м) — сероводород, азот и метан, в третьих (1316—1360 м) — метан, азот, углекислота и т. д. В свободных же газах основную массу составляют метан (48,8—92,7%) и азот (10,3—49,2%). Температура воды на изливе изменяется от 16 до 47° и находится в прямой зависимости от ее дебита: чем больше воды изливается из скважины, тем выше ее температура и наоборот. Видимо, при малых дебитах вода успевает остыть в стволе скважины, так как при произведенных расчетах температура воды в пласте должна быть порядка 50—60°.

Помимо химического анализа, сухой остаток воды юрских отложений был подвергнут спектральному анализу (табл. 53).

Из табл. 53 видно, что в водах всех опробованных горизонтов юрских осадков присутствуют медь, стронций и литий, реже — титан, молибден, бор в количестве от тысячных до десятых долей процента.

Данная водам юрских отложений характеристика приводит нас к выводу, что по температуре, достигающей 32—47°, и количественному содержанию биологически активных микроэлементов эти воды являются минеральными бромоборными, сероводородными высокой минерализации, содержащей углекислый и сероводородный газы; в воде присутствуют марганец, титан, медь, стронций и литий.

По химическому и газовому составу все водоносные горизонты близки между собой, что позволяет нам объединить их в юрский водоносный комплекс, границы распространения которого показаны на отдельной карте (рис. 27).

Воды в палеозойском горноскладчатом обрамлении

Породы палеозойского возраста обнажаются в северном и северо-восточном горном обрамлении Душанбинского артезианского бассейна, слагая Гиссарский и Каратегинский хребты. Представлены они осадочными (известняки, песчаники, конгломераты), изверженными (граниты, гранодиориты, эффузивы, туфы) и метаморфическими (сланцы, мрамор) разностями. К югу они погружаются под мезо-кайнозойскую толщу Душанбинского бассейна и на южном его борту вновь воздымаются, приближаясь к поверхности земли.

Палеозойская толща пород, ограничивающая бассейн, отличается хорошей обнаженностью, и лишь только по дну и частично по склонам долин и саев она покрыта делювиально-пролювиальными осадками небольшой мощности. Занимая са-

мое высокое гипсометрическое положение в описываемом районе и отличаясь интенсивной дислоцированностью, породы палеозоя характеризуются значительной водонасыщенностью. Для них характерно обилие источников, выходящих на поверхность из всевозможных трещин (от волосных до крупных зияющих) в верховьях многочисленных саев, в их руслах и бортах. Источники дают начало всем рекам, стекающим с южного склона Гиссарского и Каратегинского хребтов. Небольшая часть их охарактеризована в табл. 54 и показана на рис. 29.

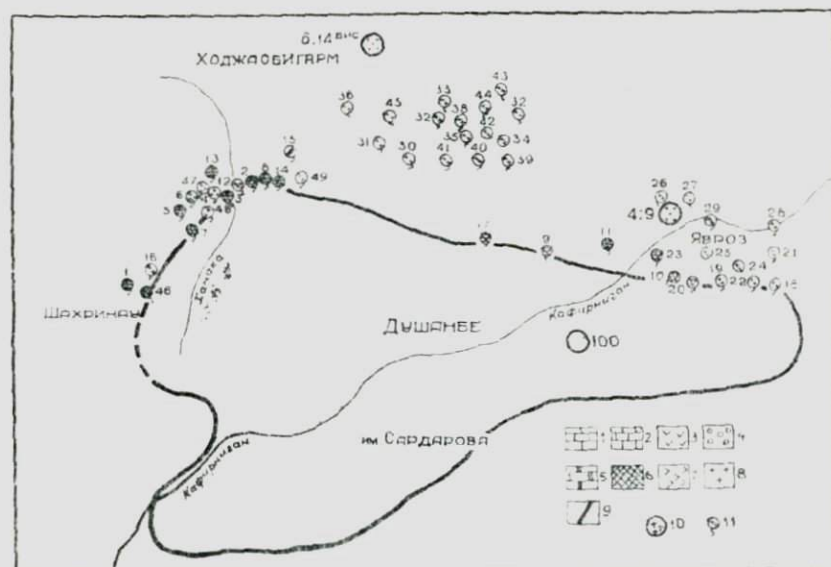


Рис. 29. Границы Душанбинского артезианского бассейна: 1 — песчаник; 2 — известняк; 3 — гипс; 4 — гравелит; 5 — мраморизованный известняк; 6 — метаморфическая порода; 7 — эффузивная порода; 8 — гранит; гранодиорит; 9 — разлом; 10 — глубокая скважина; 11 — источник. Внутри кружка показана водосодержащая порода.

Данные табл. показывают, что источники вытекают на различных абсолютных отметках—от 2250 до 1090 м. Водonosны все породы: изверженные, метаморфические и осадочные, а среди них наибольшей водообильностью характеризуются граниты, гранодиориты, порфириды, туфы, мрамор, известняки, песчаники, конгломераты. Сильная раздробленность пород способствует инфильтрации в них атмосферных осадков и поверхностных вод, быстрому продвижению подземных вод, а литологический состав определяет их низкую минерализацию. Дебиты источников изменяются в больших пределах — от мочегин до 10—15 и даже 30 л/сек. (на крупных зонах разломов —

ист. № 15). Средняя водообильность—порядка 7 л/сек. Вода источников отличается очень низкой минерализацией — от 0,05 до 0,58 г/л и, как исключение, — до 1,7 г/л. Химический состав вод разнообразен, но в большинстве случаев это гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевые воды. По величине рН воды пресных источников являются слабокислыми или нейтральными и только в одном случае (ист. № 25) слабощелочными.

Региональные разломы, уходящие на большую глубину, иногда выводят на поверхность термальные воды лечебного профиля. С такими зонами связаны выходы издавна известных горячих вод Ходжаобигарм, упоминавшихся еще в 1896—1899 гг. В. И. Липским в одной из работ (1902), и горячих вод Явроз, разведанных в 1957—1962 гг. Управлением геологии Таджикской ССР. Известны горячие высокодебитные источники в верховьях Кафирнигана и в районе райцентра Джиргиталь (за пределами нашего района), приуроченные к глубинным разломам.

Горячие источники Ходжаобигарм находятся на южном склоне Гиссарского хребта, в 57 км к северу от г. Душанбе, на абсолютной высоте 1780—1870 м, у слияния горных рек Каландио и Мазар. В 1951—1957 гг. источники были детально изучены Гидрогеологической экспедицией «Таджикгеоинвод». Бурением ряда наклонных и горизонтальных скважин горячие воды были выведены на поверхность крутого склона с общими утвержденными ГКЗ запасами в 1278 м³/сутки. На базе этих вод в 1943 г. создана водолечебница, которая после реконструкции и расширения в 1967 г. стала курортом «Ходжаобигарм» республиканского значения. Район Ходжаобигарм, по мнению Р. Б. Баратова, представляет собой крупный антиклинорий. Он сечется широтным Гушаринским разломом, к зоне которого и приурочены выходы термальных вод. Из 16 пробуренных скважин наиболее водообильными оказались две—№ 6 и № 14-бис. Скважина № 6 крутонаклонная, пробурена под углом 60° к горизонту на глубину 113,45 м. Пройдя 35 м по делювиальным осадкам, скважина пересекла 32-метровую толщу пермских розовых гранитов и на глубине 66,85 м вошла в контактовую измененную зону. Слагается она сильно перетертой породой до состояния слабоглинистого тонкозернистого песка серого цвета мощностью 40,65 м. На глубине 107,5 м скважина на 6 м вошла в карбоновые серые граниты. В контактовой зоне в интервале 67—107,5 м были встречены горячие подземные воды, давшие самонзлив с большим напором. Вода хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая с минерализацией 0,3 г/л, кремнистая, слабо сероводородная, содержит

бор и углекислоту в малых количествах, слаборадоновая, газует азотом. Температура воды на изливе до 75° , дебит 1,1 л/сек. (табл. 55). Скважина 14-бис наклонная, пробурена под углом 25° к горизонту, прошла в насыщенном водой делювии на глубину 18,7 м. В интервале 18,5—18,7 м вскрыла горячие воды (3,2 л/сек.), вырвавшиеся из скважины с большим напором. По составу вода хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатно-натриевая, пресная, кремнистая, слабо сероводородная, слаборадоновая, содержит бор, газует азотом. Температура воды на изливе 95° .

Месторождение Явроз находится в 46 км к северо-востоку от г. Душанбе и располагается в долине р. Кафирниган. На месторождении пробурено 9 скважин, из которых наиболее хорошие гидрогеологические результаты дали скважины № 4 и № 9. Скважина № 4 находится на правом берегу р. Кафирниган в 0,25 км на ЮВ от с. Зайрон в зоне оперяющих трещин. Пробурена до глубины 271,8 м в толще интрузивных пород карбонового возраста, представленных (сверху вниз) гранодиоритами, порфиридовыми гранитами, сильно измененными гранитами и гранит-порфирами. Породы отличаются повышенной трещиноватостью. На глубине 140 м встречена пресная горячая напорная вода, изливающаяся из скважины с дебитом



Рис. 30. Самоизлив горячей воды из гранитов палеозоя на скважине № 9. Месторождение Явроз. Местные жители перед принятием «ванн».

4,6 л/сек. Вода слабо минерализованная (0,94 л/сек.), хлоридно-натриево-кальциевая, сероводородная, слегка кремнистая, содержит в небольших количествах бром, бор, уголекислоту, газирует азотом. Температура воды на изливе 37—38°.

Скважина № 9 располагается также на правом берегу долины р. Кафирниган, в устье бокового сая Тагундук, в зоне основного глубинного разлома. Пробурена на глубину 527 м в толще изверженных пород — гранит, диорит и сиенит. Все породы разбиты трещинами. На глубине 155,7 м (аплитовидный гранит) были вскрыты напорные самоизливающиеся воды с температурой 41,5°, аналогичные воде скважины № 4, но с минерализацией 2,4 г/л. Дебит воды на изливе 6,5 л/сек.

Подсчитанные по Яврозскому месторождению запасы в количестве 3625 м³/сутки утверждены ГКЗ в 1962 г. Месторождение передано Министерству здравоохранения Таджикской ССР для эксплуатации, но вода его уже используется местными жителями в лечебных целях (рис. 30).

Спектральным полуколичественным анализом в сухом остатке термальных вод курорта Ходжаобигарм и месторождения Явроз (табл. 56) обнаружены следующие элементы: никель, титан, вольфрам, молибден, медь, серебро, стронций и литий, повышающие активную деятельность лечебных вод.

Глава VII

ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАПОРНЫХ ВОД ДУШАНБИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Как было показано выше, в восточной части Гиссарской долины существует локальный артезианский бассейн пресных и минеральных вод, названный Душанбинским. Фактическим материалом обосновано выделение 6 водоносных комплексов¹ напорных вод в пределах Душанбинского бассейна и даны их качественная и количественная характеристики. Кроме того, кратко охарактеризованы трещинные воды палеозойского горноскладчатого обрамления бассейна. Границы распространения водоносных комплексов показаны на рис. 13, 14, 17, 23, 26, 27.

Четвертичный комплекс

Породы четвертичного возраста имеют широкое распространение в центральной части Душанбинского бассейна. Подземные воды вскрыты эксплуатационными скважинами в галечниках мощностью более 100 м, относящихся к амударьинскому, термезскому и душанбинскому циклам. Площадь распространения четвертичного водоносного комплекса определяется в 650 км².

Насыщенные водой галечники представляют собой огромный резервуар хороших по качеству пресных вод, пригодных для орошения и водоснабжения. Запасы вод практически не ограничены, так как пополнение их происходит главным образом за счет инфильтрующихся вод поверхностных водотоков (рек, саев), в меньшей мере за счет поливных вод и атмосферы.

¹ Под названием «водоносный комплекс» понимается один или несколько водоносных горизонтов, имеющих региональное распространение и обладающих сходными гидрохимическими и гидродинамическими характеристиками.

ных осадков. Качество вод несколько ухудшается в направлении с севера на юг (термезский и душанбинский комплексы пород); в этом же направлении снижаются абсолютные отметки залегания уровня воды и возрастает величина их напора. Эти факторы свидетельствуют о том, что основное питание вод термезского и душанбинского комплексов пород поступает с севера — со стороны крупных горных рек, стекающих в Гиссарскую долину с южного склона Гиссарского хребта.

Изменение солевого состава вод наблюдается как в вертикальном разрезе, так и в направлении с севера на юг. Воды амударьинского комплекса пород имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав. В водах термезского комплекса пород увеличиваются сульфаты и натрий, и воды приобретают уже гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый состав. Воды душанбинского комплекса пород близки к водам термезского комплекса, но с увеличением в их составе хлора и натрия. По этим данным можно заключить, что в формировании солевого состава вод термезского и душанбинского комплексов пород немаловажную роль играют суглинки, через которые проходят инфильтрующиеся воды и вносят выщелоченные из них соли в водоносный горизонт.

По мере движения подземных вод термезского и душанбинского комплексов с севера на юг минерализация вод увеличивается до 5—10 г/л и в составе их начинают преобладать сульфаты и хлориты. Напрашивается вывод, что подземные воды высоких террас р. Кафирниган на юге Душанбинского артезианского бассейна являются частично годными для практического использования.

Разгрузка вод четвертичного водоносного комплекса происходит путем испарения в местах близкого их залегания к поверхности земли, в результате транспирации растениями, путем естественных выходов и, частично, в результате отбора их глубокими эксплуатационными скважинами. Какая-то часть вод стекает в пропасти между хребтами Бабатаг и Каршитау в подрусловых отложениях долины р. Кафирниган.

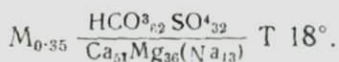
Поступления вод четвертичного водоносного комплекса в Сурхандарьинский артезианский бассейн, по всей вероятности, не происходит, так как пробуренные в районе подземного вала скважины (№ 219 и 281), глубиной соответственно 59 и 250 м, вод этого водоносного комплекса не вскрыли.

В четвертичном водоносном комплексе выделяются 3 водоносных горизонта: амударьинский, термезский и душанбинский.

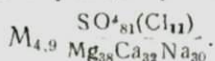
Амударьинский водоносный горизонт практически не является напорным на всей площади бассейна и поэтому в число горизонтов четвертичного водоносного комплек-

са нами не включается и описание его здесь не приводится.

Термезский водоносный горизонт — галечники; слагают третью террасу рек. В северной части Душанбинского бассейна водоносны галечники; по направлению к югу, т. е. по мере общего снижения местности, водоносны галечники и частично суглинки. Водоносный горизонт залегает на глубине от 8 до 52 м и обладает некоторым напором местного характера, равным 4—10 м. Величина напора возрастает с севера на юг. В конусе выноса р. Душанбинки вскрыты самоизливающиеся воды с удельным дебитом 1,13 л/сек. По другим скважинам удельный дебит изменяется от 0,1 до 13 л/сек. Вода гидро-карбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,3—0,4 г/л. С севера на юг минерализация воды возрастает до 5 г/л и состав ее меняется на сульфатный магниевый-кальциево-натриевый. Температура воды 17—18°. Формула химического состава воды скважины № 390 близ г. Орджоникидзеабада:



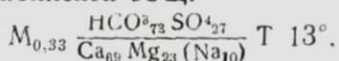
Вода скважины № 386 в райцентре Сардаров:



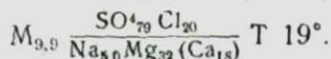
Хорошие по качеству воды термезского горизонта используются в целях водоснабжения.

Душанбинский водоносный горизонт — галечники, суглинки, слагающие IV террасу рек. Водоносны галечники, реже — суглинки. По северному борту Душанбинского бассейна вода залегает в галечниках на глубине от 20 до 61 м с напором 2—2,5 м. В южном направлении величина напора увеличивается до 17 м. Вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая с минерализацией 0,2—1,0 г/л. На южной окраине бассейна минерализация вод увеличивается до 9,9 г/л и состав воды меняется на сульфатно-хлоридный натриево-магниевый. Температура воды от 13 до 19°, удельный дебит от 3 до 17 л/сек.

Формула химического состава воды скважины № 158 на территории Душанбинской ТЭЦ:



Вода скважины № 276 в райцентре Сардаров:



Воды душанбинского горизонта на северной окраине бассейна используются для водоснабжения.

Неогеновый комплекс

Мощность второго — неогенового водоносного комплекса, вскрытая на антиклинальных структурах, изменяется от 235 до более 1375 м (скв. № 3 Шаамбары). Общая же мощность пород неогена достигает в среднем по бассейну 2720 м. Водоупором неогенового водоносного комплекса служит толща глин туркестанской свиты палеогена, мощностью 100—150 м (мало мощные глинистые пласты сумсарской, исфара-ханабадской и риштанской свит палеогена, имеющих развитие на южном борту бассейна, не учитываются). Площадь неогенового водоносного комплекса в границах, указанных на карте (рис. 14), исчисляется в 1260 км².

Высокая температура вод на изливе (до 42° С), а также содержание в воде таких биологически активных микрокомпонентов как йод, бром, бор, углекислота и сероводород, придают водам неогеновых отложений характер минеральных вод различного лечебного профиля.

При мощности неогеновых отложений в 2,7 км и площади распространения их, равной 1260 км², кубатура пород ориентировочно будет равна: $2,7 \times 1260 = 3400$ км³. Если при этом учесть, что около 600 км³ из этих пород падает на водоносные песчаники, то при пористости их в среднем 17%¹ составит ориентировочно 100 км³ статических запасов самоизливающихся минеральных лечебных вод, которые в значительной мере восполняются.

Таким образом, неогеновый водоносный комплекс представлен напорными, нередко самоизливающимися теплыми и горячими водами трех водоносных горизонтов: каранакского, хингоу-тавильдаринского и больджуанского.

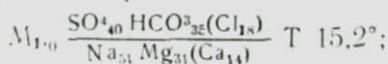
Каранакский водоносный горизонт. Водоносные отложения каранакской свиты Душанбинского бассейна залегают под четвертичными осадками. Мощность отложений изменяется от 500 до 908 м и увеличивается с востока на запад; на южной и северной окраине бассейна толща обнажается на поверхности земли. Водовмещающими породами являются песчаники, чередующиеся с конгломератами, глинами и алевролитами. Вода вскрывается на глубине 60—309 м, обдает напором, равным 8,3—256 м (Шаамбары) до самоизлива (скв. № 60 — Кипчак).

Состав воды преимущественно SO₄—HCO₃—Na—Mg с минерализацией 1—5 г/л, возрастающей с востока на запад. В во-

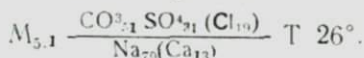
¹ Данные о величине пористости водоносных пород были любезно сообщены нам В. Н. Кратом.

де присутствуют бром, бор и кремнекислота в ничтожных количествах. Температура воды на изливе 15—26°С, дебит от 0,02 до 0,07 л/сек (1,7—6 м³/сут.).

Формула химического состава воды скважины К-1 на курорте Шаамбары в интервале 111—229,8 м:



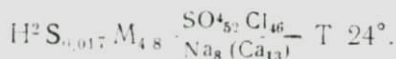
воды скважины № 60 на глубине 300 м:



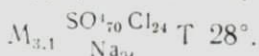
По причине малых дебитов каранакский водоносный горизонт, как самостоятельный, практического значения не имеет.

Хингоу-тавильдаринский водоносный горизонт. Водоносные породы хингоу-тавильдаринской свиты залегают под каранакскими осадками и слагаются толщей неравномерно переслаивающихся песчаников, конгломератов, глич и алевролитов. Породы загипсованные; глины пронизаны тонкими прослойками гипса. По периферии бассейна породы данной свиты обнажаются на поверхности земли, окаймляя каранакские осадки. Водоносный горизонт залегает на глубине 500—3800 м и имеет мощность от 81 до 580 м, увеличивающуюся с востока на запад. Водоносны песчаники, содержащие самоизливающиеся воды сульфатно-хлоридно-натриевого состава с минерализацией 3,1—4,8 г/л. Температура воды от 24 до 28°С, дебит при самоизливе — 0,35 до 2,85 л/сек. (31—246 м³/сутки). В воде присутствуют бор 5—6 мг/л, бром 0,32—4,5 мг/л, сероводород (общий) 5,4—17,6 мг/л, радон 2,2—2,3 ед. Махе; имеются также железо, марганец, титан, молибден, медь, стронций, обнаруживаемые спектрально; по газовому составу вода азотная.

Формула химического состава воды:
Скважина № 21 на структуре Лучоб:



Скважина № К-1 на курорте Шаамбары:



Воды хингоу-тавильдаринского горизонта разливаются под названием «Шаамбары № 1» (скв. К-1), являясь одновременно минеральными лечебными и столовыми водами.

Большуанский водоносный горизонт. Большуанская водоносная толща залегает под отложениями

хингоу-тавилъдаринской свиты и сложена толщей неравномерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин, мощностью от 260 до 1723 м. По периферии Душанбинского бассейна толща выходит на поверхность, окаймляя вышележащие породы. Наиболее водоносны песчаники. Глубина залегания водоносных песчаников от 14 до 1020 м, возрастая с востока на запад. Мощность — в пределах 221 — 450 м. Вода вскрыта вдоль северного борта Душанбинского артезианского бассейна на глубине 120—1330 м. Глубина вскрытия возрастает с востока на запад. Песчаники содержат высоконапорные горячие (до 42°C) воды хлоридно-сульфатного натриевого или сульфатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией от 7 до 24,9 г/л. Дебит при самоизливе от 0,03 до 5 л/сек. (123—430 м³/сутки). В воде содержится йод, бром, бор, сероводород и углекислота в более повышенных количествах, чем в воде хингоу-тавилъдаринского горизонта, а также железо, марганец, титан, молибден, медь, стронций и литий в десятых, сотых и тысячных долях процента; слабоактивная. По газовому составу вода в основном углекисло-азотная.

Формула химического состава воды:

Скважина № 2 с, Лучоб $H^2 S_{0,01} M_7 \frac{SO_{4,96}^{4-}(Cl_{1,31})}{Na_{68} Ca_{23}} T 19^{\circ}$.

Скважина № 84, Лучоб $B_{r_{0,032}} HBO_{0,051}^2 H^2 S_{0,016}$

$M_{18} \frac{Cl_{71} SO_{4,28}^{2-}}{Na_{81} (Ca_{13})} T 23^{\circ}$.

Скважина № 3, Шаамбары $M_{11} \frac{SO_{4,7}^{2-} Cl_{33}}{Na_{81} (Ca_{15})} T 42^{\circ}$.

Горячие воды больджуанского водоносного горизонта, содержащие биологически активные элементы, являются водами лечебными и используются для наружного лечения. На базе вод скважины № 3 функционирует одно из ваннх зданий курорта «Шаамбары».

Формирование вод неогенового водоносного комплекса. Вопрос формирования подземных вод относится к числу сложных и еще далеко не изученных вопросов, требующих для своего решения разносторонних исследований в течение длительного времени. «Как правило, — замечает Л. С. Балашов (1960), — вода, будучи чрезвычайно распространенным, подвижным и исключительно активным природным телом, участвует во всех без исключения геохимических процессах, совершающихся в земной коре, решающим образом направляет и изменяет ход и результаты этих процессов, непрерывно при этом видоизменяясь сама и изменяя всякий раз свой состав в строгом соответствии с физико-химичес-

кой обстановкой и историей геологического развития» (стр. 209). И далее: «Вряд ли есть необходимость доказывать, что для решения проблемы формирования химического состава подземных вод неизбежно привлечение широкого круга вопросов, входящих в сферу изучения многих различных дисциплин, таких как гидрогеология, литология, стратиграфия, петрография, палеонтология, геотектоника, биохимия, гидрохимия, физическая химия, океанология и др.» (стр. 209). Сказанное в значительной мере справедливо и для вод Душанбинского артезианского бассейна, выяснение путей формирования которых является задачей, над которой продолжает работать автор. Здесь лишь кратко остановимся на условиях, в которых могло происходить или происходило формирование химического состава основных генетических типов подземных вод рассматриваемого бассейна.

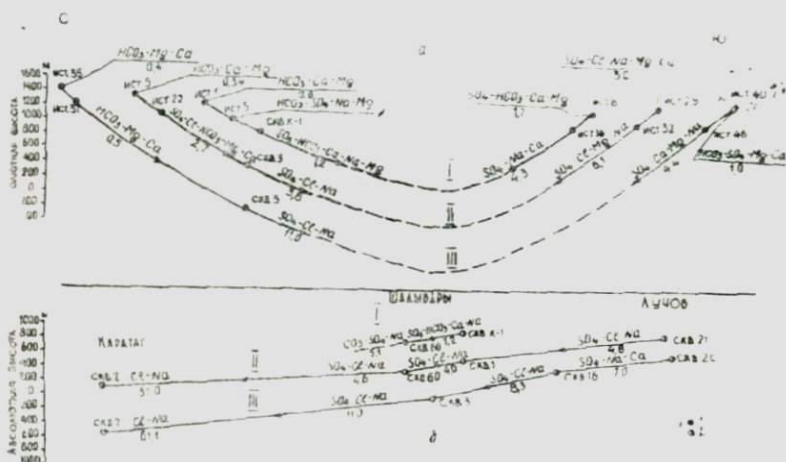


Рис. 31. Схематическое изображение последовательного изменения величины и характера минерализации подземных вод неогенового водоносного комплекса в поперечном (а) и продольном (б) разрезах Душанбинского артезианского бассейна;

I — каранакский водоносный горизонт; *II* — хингоу-тавильдаринский водоносный горизонт; *III* — бодьжуанский водоносный горизонт. *1* — источник; *2* — скважина. Для каждого водоносного горизонта в верхней строке показаны преобладающие анионы и катионы, в нижней — величина общей минерализации воды в г/л.

Как видно из характеристики источников, питание напорных вод неогенового водоносного комплекса происходит на периферии Душанбинского артезианского бассейна, где водопроницаемые породы, в данном случае песчаники, выходят

на поверхность. Источником питания водоносных горизонтов служат главным образом атмосферные осадки, выпадавшие в виде дождя и снега на обнаженные поверхности пород и проникавшие по трещинам в глубь пласта. Об этом свидетельствует изменение величины минерализации воды от бортов бассейна к его центру, изображенное на рис. 31, а. Здесь ясно видно неуклонное повышение минерализации вод по мере удаления от области питания и снижения абсолютных отметок выхода источников, а также вод, вскрываемых глубокими скважинами. Причем, чем длиннее путь проходят воды от области питания до места их естественного выхода, или искусственного вскрытия, тем выше их минерализация. На северном борту бассейна источники выклиниваются на более высоких отметках и имеют меньшую минерализацию воды по сравнению с южным. Это объясняется меньшей засоленностью пород и преобладающим количеством осадков, которое приходится на долю северного склона. Точных данных мы не имеем, но можем предполагать, что их выпадает здесь в среднем (между Гиссарской долиной — 735 мм и участком Ходжаобигарм — 1420 мм), около 1000 мм в год, в то время как на южном борту количество осадков не превышает 600 мм. Немаловажную роль в питании водоносных горизонтов играют и крупные поверхностные водотоки, пересекающие водопроницаемые неогеновые отложения вкрест их простираения по всему северному борту Душанбинского бассейна. На южном борту постоянные водотоки отсутствуют.

Из центральной пониженной части Душанбинского бассейна воды неогенового водоносного комплекса движутся с востока на запад. В районе предполагаемого подземного вала, где происходит сужение Душанбинского артезианского бассейна, воды подземным путем поступают в Сурхандарьинский артезианский бассейн. Об этом можно судить по постепенному повышению минерализации воды, отображенной на рис. 31, б, а также по снижению дебита вод и по уменьшению избыточного давления водоносных горизонтов (табл. 10 и 14). В данном случае сужение Душанбинского артезианского бассейна и наличие здесь поперечного перегиба его дна можно рассматривать как некоторую преграду для свободного поступления подземных вод из Душанбинского бассейна в Сурхандарьинский, создающую благоприятные условия для накопления подземных вод в первом из них.

Таким образом, воды неогенового водоносного комплекса движутся по пластам с севера и юга к центру рассматриваемого бассейна и с востока на запад в его пониженной части в Сурхандарьинский артезианский бассейн. Одновременно про-

исходит разгрузка вод путем естественных выходов и через скважины на водолечебнице Шаамбары.

Формирование химического состава вод неогенового водоносного комплекса тесно связано с характером водовмещающих пород. Как указано в разделе «Палеогеографические условия», породы неогенового возраста, состоящие из глин, алевролитов и песчаников, образовались путем привноса с Гиссаро-Каратегинской горной гряды. Хорошая отсортированность терригенных осадков неогена указывает на образование их в водных условиях с относительно спокойным режимом. При наличии жаркого климата происходило испарение влаги или грунтовых вод из отложившихся осадков и накопление солей в породе. В результате последующих горообразовательных процессов неогеновые отложения оказались смятыми в синклинальную складку со значительным прогибанием ее ядра и обнажением крыльев на поверхности. Создались благоприятные условия для проникновения атмосферных осадков и поверхностных вод в более глубокие части пластов.

По мере углубления эрозивной сети часть профильтровавшихся вод стала дренироваться, начали появляться источники, и чем глубже врезалась гидрографическая сеть, тем более глубокие горизонты вод вскрывались. Источники, наиболее высоко расположенные в рельефе (в пределах верхней гидродинамической зоны) и находящиеся ближе к области питания, имеют гидрокарбонатный состав с минерализацией от 0,3 до 0,6 г/л на северном борту бассейна и сульфатный с минерализацией от 1,0 до 3,0 г/л — на южном. По мере снижения высоты выхода источников и удаления их от области питания состав воды меняется на гидрокарбонатно-сульфатный с увеличением минерализации до 2,7 г/л на северном и до 6,1 г/л на южных бортах (рис. 31). При дальнейшем своем движении по пласту и попадании вод во вторую зону, т. е. в зону замедленного водообмена или зону транзита, расположенную ниже эрозивного вреза, состав воды меняется на $\text{SO}_4\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—SO}_4\text{—Na}$ с возрастанием минерализации до 11—18 и более г/л (табл. 14). Иными словами, с удалением от области питания и увеличением глубины залегания замедляется циркуляция воды, возрастает насыщенность ее легко растворимыми солями из вмещающих пород.

Палеогеновый комплекс

Границы третьего — палеогенового водоносного комплекса показаны на карте (рис. 17). Этот комплекс сложен известняками, доломитами, песчаниками, гипсами, мергелями и глинами. Вскрывается он глубокими скважинами на антикли-

нальных структурах северного борта Душанбинского артезианского бассейна, имеет мощность от 135 до 215 м (без сузакских глин). Верхним водоупором палеогенового водоносного комплекса служат туркестанские глины мощностью 100—150 м. Нижним водоупором являются, видимо, гилсы датского яруса верхнего мела.

Сузакские глины, имеющие мощность 40—60 м, разделяют алайский и бухарский водоносные горизонты. Площадь палеогенового водоносного комплекса достигает 1600 км². При эффективной мощности алайских и бухарских слоев в среднем 120 м и площади распространения их 1600 км² объем водоносных пород составит, примерно, $0,120 \times 1600 = 190$ км³. Принимая во внимание высокую трещиноватость водосодержащих известняков, можно ориентировочно представить себе то количество ценной сероводородной воды, которое может в них содержаться, а именно (при средней пористости известняков и доломитов 19%): $190 \times 19 : 100 = 36$ км³ статических запасов.

Таким образом, палеогеновый водоносный комплекс представлен напорными самонзливающимися теплыми и горячими сероводородными водами двух водоносных горизонтов — алайского и бухарского.

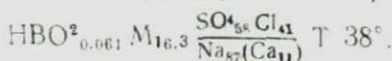
Алайский водоносный горизонт залегает между туркестанскими и сузакскими глинами на глубине 460—1500 м и имеет мощность от 75 до 100 м. Водоносны известняки и доломиты, обнажающиеся по периферии Душанбинского бассейна. Вода хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая на Лучобской структуре и сульфатно-хлоридная-натриевая или натриево-кальциевая на структуре Шаамбары. Минерализация вод находится в пределах 5,7—16,3 г/л. Температура на изливе — от 20° до 38°C. По количеству микрокомпонентов — сероводородная (35—117 мг/л), в некоторых скважинах (№ 81, 84) — бромистая, в других (№ 2, 84) — борная. В воде присутствуют йод, радон. Дебит скважин изменяется от 0,03 до 0,74 л/сек. и реже достигает 6 л/сек. (518 м³/сутки). В растворенном в воде газе преобладают сероводород, азот; в свободном — азот.

Формула химического состава воды:

Скважина № 81 на структуре Лучоб



Скважина № 2 на структуре Шаамбары



Воды алайского горизонта на структуре Лучоб по своему составу и температуре являются водами лечебными и занимают промежуточное положение между сероводородными водами курорта «Псекупс» (скв. № 37-бис) и Сочи — Мацеста (скв. № 4). Вода Шаамбаринской структуры также лечебная и используется курортом Шаамбары (скв. № 2).

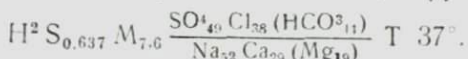
Бухарский водоносный горизонт залегает между сузакскими глинами и гипсами датского яруса верхнего мела на глубине 420—1650 м, возрастающей к западу. Мощность горизонта 63—150 м. Водоносны преимущественно известняки, выходящие на поверхность земли по периферии бассейна. Вода пестрого состава, высокосероводородная, йод-бром-борсодержащая, с минерализацией от 4,5 до 50,6 г/л, присутствуют углекислота и радон. Температура воды на изливе 23—38°C, дебит имеет значения от 0,5 до 18 л/сек. (43—1590 м³/сутки). Среди растворенных газов преобладают сероводород и углекислота; газифицирует в большинстве случаев метаном и азотом.

Формула химического состава воды:

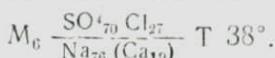
Скважина № 84, интервал 652—658 м, структура Лучоб



Скважина № 81, интервал 570—594 м, структура Лучоб:



Скважина № 60, интервал 1462—1490 м, структура Шаамбары



По содержанию в воде йода, брома, бора, углекислоты и особенно сероводорода воды бухарского горизонта близки к водам Сочи-Мацеста и Талги и представляют собой большую бальнеологическую ценность. Данные воды совместно с водами алайского горизонта рекомендованы Министерству здравоохранения Таджикской ССР для бальнеологического использования (Чуршина, 1962б).

Формирование вод палеогенового водоносного комплекса. Источники, выходящие из пород алайских и бухарских слоев и охарактеризованные в начале данной главы, свидетельствуют о том, что питание палеогенового водоносного комплекса происходит по периферии Душанбинского артезианского бассейна, где водопроницаемые породы, т. е. известняки и доломиты, обнажаются на поверхность. Основным источником питания водоносных горизонтов являются

ся воды рек и атмосферные осадки, выпадавшие на склонах горного обрамления в виде дождя и снега, воды которых частично проникают по трещинам в глубь пластов. Более или менее наглядно это явление отображено на рис. 32, а, из которого видна тенденция к возрастанию минерализации вод по мере снижения абсолютных отметок выхода источников и вод, вскрываемых на глубине. В пределах северного борта бассейна источники выходят на более высоких отметках, обладают большим дебитом и сравнительно меньшей минерализацией, чем на южном. Объяснить это можно преобладающим количеством осадков на южном склоне Гиссарского хребта и наличием поверхностных водотоков. Большая разница высот между областью питания и водоносными горизонтами, вскрываемыми глубокими скважинами (900—2000 м), создает значительный гидростатический напор, изменяющийся в скважинах от 70 до 165 атм. (давление в пласте).

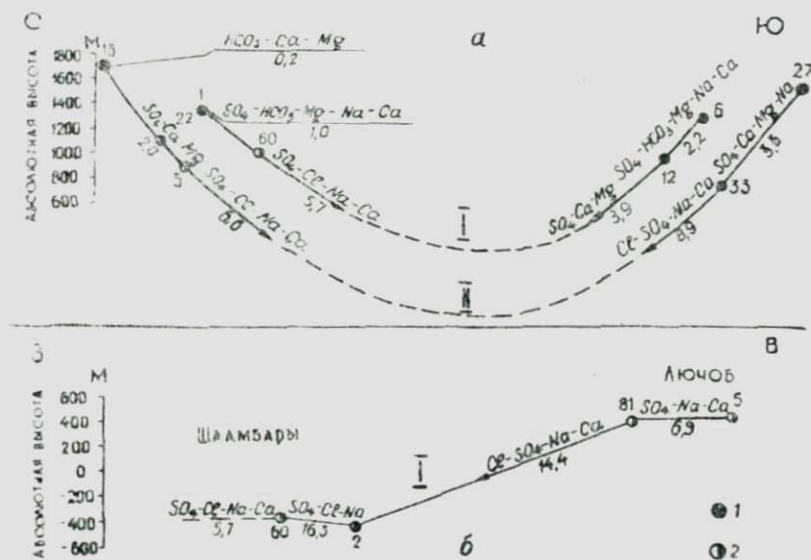


Рис. 32. Схематическое изображение последовательного изменения величины и характера минерализации подземных вод палеогенового водоносного комплекса в поперечном (а) и продольном (б) разрезах Душанбинского бассейна:

I — алайский водоносный горизонт; *II* — бухарский водоносный горизонт. *1* — источник; *2* — глубокая скважина. Для каждого водоносного горизонта в верхней строке указаны преобладающие ионы и катионы; в нижней — величина общей минерализации воды в г/л.

От области питания воды в пластах спускаются к пониженной центральной части бассейна, а в ее пределах движутся с востока на запад. Об этом до некоторой степени свидетельствует продольный профиль через вскрытые скважинами уровни вод северного борта бассейна (рис. 32, б). Здесь отчетливо видно погружение подземных вод с востока на запад. Основная разгрузка этих вод из центральной части Душанбинского бассейна происходит на западе путем скрытого перелива через предполагаемый подземный вал в Сурхандарьинский артезианский бассейн. Доказательством этому могут служить минеральные источники (№ 43, 53, 54, 56 и 57), выходящие в месте сужения Душанбинского бассейна. Показательным также служит некоторое повышение пьезометрического уровня подземных вод к западу (табл. 25), подтверждающее существование здесь некоторой преграды для свободного перелива.

Химический состав вод алайского и бухарского водоносных горизонтов формируется, видимо, только в пределах этих слоев и тесно связан с характером водовмещающих пород. Как видно из палеогеографических условий, в алайское и бухарское время на месте Душанбинского бассейна существовало соленое море с относительно повышенным содержанием сульфатов. В нем отлагались такие осадки, как доломиты, доломитизированные известняки, гипсо-ангидриты, а также известковистые глины с прослоями гипса и известковистые пески. Образование доломитов и известняков указывает на богатую жизнедеятельность организмов в морском бассейне, органические остатки которых послужили исходным материалом для образования указанных пород. В процессе образования осадков была увлечена и часть морской воды, которая могла сохраниться в порах пород. Впоследствии, в результате горообразования, море с данной территории отступило. Палеогеновые отложения были смяты в большую, глубокую синклиналию складку с обнажением ее крыльев на поверхности. Возникли благоприятные условия для проникновения атмосферных осадков и поверхностных вод в глубокие части пластов. Более проницаемыми оказались известняки, обладающие повышенной трещиноватостью. Поступающие в пласт пресные поверхностные и атмосферные воды вступают во взаимодействие с остаточными водами морского генезиса и водовмещающими породами, выражающееся в выщелачивании, обменной адсорбции и биохимических процессах в анаэробных условиях. Наличие древних морских вод в осадках алайских и бухарских слоев доказывается «содержанием в них некоторых микроэлементов, в частности брома, который мог сохраниться в породах главным образом лишь в растворе,

а не в виде солей, отложившихся в породах» (Каменский, 1958, стр. 25).

Разная степень взаимодействия вод и пород дает в алайских и бухарских известняках воды разного химического состава и минерализации. Присутствие гипсов в разрезе повышает сульфатность вод до такой степени, что даже в источниках краевой зоны палеогенового водоносного комплекса сульфаты в составе вод преобладают. Сульфатредуцирующие бактерии, присутствующие, вероятно, в воде, используют для своей жизнедеятельности кислород сульфатов (в присутствии углеводов), разлагают его с образованием углекислоты и сероводорода. Этот процесс происходил интенсивно в водах бухарской свиты на участке Лучоб, где содержание сероводорода достигает 510—3500 мг/л, а углекислоты до 770 мг/л. Газовая насыщенность этих вод определяется метаном, сероводородом и углекислотой, характерных для глубокой зоны, где происходят восстановительные процессы. В пределах сводовой части Лучобской структуры палеогеновые отложения (бухарские слон) являются газоносными, на Шаамбаринской структуре (алайские слон) — нефтеносными.

Верхнемеловой комплекс

Верхнемеловой — четвертый водоносный комплекс установлен на северном борту Душанбинского артезианского бассейна на антиклинальных структурах Андыген, Лучоб и Шаамбары. Вскрывается он на глубине 120—1590 м, возрастающей с востока на запад. Мощность его изменяется от 520 до 740 м, увеличиваясь в этом же направлении. Верхней границей водоносного комплекса являются гипсы датского яруса. Нижней границей служат глины и алевролиты, залегающие в низах разреза сеноманских осадков. Объем верхнемелового комплекса, при площади его распространения 1750 км² (согласно границе на карте—рис. 23) и мощности в среднем 650 м, составит грубо $0,650 \times 1750 = 1130 \text{ км}^3$.

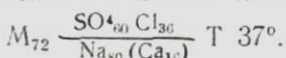
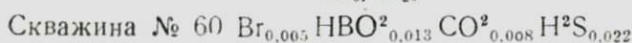
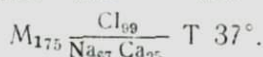
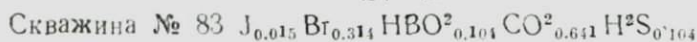
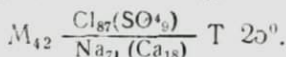
Полученная величина достаточно внушительна и, несмотря на то, что в разрезе верхнемеловых отложений значительное место занимают глины, выделенный водоносный комплекс содержит большие запасы редких по химическому составу минеральных вод. Если учесть, что известняки и песчаники занимают 35% общего объема верхнемеловых пород, то при средней их пористости 14% составит: $320 \times 14 : 100 = 45 \text{ км}^3$ статических запасов воды.

Верхнемеловой водоносный комплекс представлен напорными самоизливающимися теплыми и горячими йодо-бromo-

борными, сероводородными водами двух водоносных горизонтов — сенонского и турон-сеноманского.

Сенонский водоносный горизонт вскрывается на глубине 120—1390 м и имеет мощность от 144 до 225 м. Водосодержащей является литологически разнородная толща, состоящая из известняков, гипсов, доломитов, песчаников и глин. Вода теплая или горячая (25—37°) представляет собой йодо-бromo-борные и сероводородные рассолы (42—175 г/л) преимущественно хлоридно-натриевого состава, содержащие углекислоту и радон (0,11—1,1 ед. Махе). Температура воды на изливе 25—37°С, дебит изменяется от 0,12 до 0,4 л/сек. (8,6—35 м³/сутки), насыщена углекислым газом, азотом и сероводородом; газифицирует метаном, реже азотом.

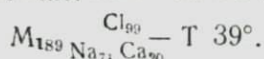
Формула химического состава воды:



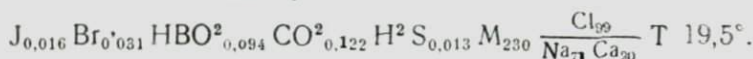
Воды сенонского водоносного горизонта имеют некоторое сходство с водами курорта «Чартак» Узбекской ССР.

Турон-сеноманский водоносный горизонт представлен известняками, песчаниками, ангидритами и гипсами; залегает на глубинах от 268 до 1780 м. Мощность горизонта 380—575 м. Вода хлоридная натриево-кальциевая, представляет собой йодо-бromo-боро-сероводородный крепкий рассол с минерализацией 109—203 г/л; насыщена углекислым газом, сероводородом, газифицирует метаном (72—97%). Температура воды на изливе равна 22—39°С, дебит изменяется от 2 до 5 л/сек. (173—432 м³/сутки).

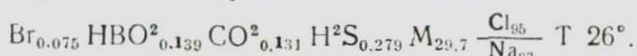
Формула химического состава воды:



Скважина № 81, интервал 1115—1140 м



Скважина № 81, интервал 1257—1313 м



Скважина № 60 $\text{Вг}_{0,002} \text{HBO}^2_{0,009} \text{H}^2\text{S}_{0,101} \text{M}_{6,7} \frac{\text{SO}^4_{71}(\text{Cl}_{15})}{\text{Na}_{79}(\text{Ca}_{14})} \text{T } 34^\circ.$

Воды турон-сеноманского горизонта могут быть использованы в лечебных целях после их разбавления или смешения с менее минерализованными водами нижележащих горизонтов нижнего мела.

Формирование вод верхнемелового водоносного комплекса. Отложения верхнемелового возраста, обнажающиеся по периферии Душанбинского артезианского бассейна, изобилуют источниками, выходящими на различных абсолютных отметках. Чем выше гипсометрически расположены источники, тем меньше их минерализация. Иными словами, чем ближе находятся источники к области питания, тем они преснее (рис. 33). Из этого заключаем, что область

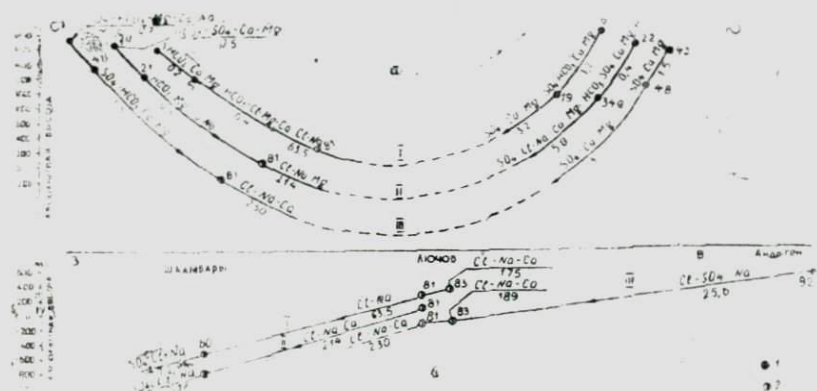


Рис. 33. Схематическое изображение последовательного изменения величины и характера минерализации подземных вод верхнемелового водоносного комплекса в поперечном (а) и продольном (б) разрезах Душанбинского артезианского бассейна:

I — сенонский водоносный горизонт; II — туронский водоносный горизонт; III — сеноманский водоносный горизонт. 1 — источник; 2 — глубокая скважина. Для каждого водоносного горизонта в верхней строке указаны преобладающие анионы, в нижней — величина общей минерализации воды в г/л.

питания подземных вод верхнемелового водоносного комплекса располагается в пределах горного обрамления на площадях обнажения верхнемеловых водопроницаемых пород. Основным источником питания служат талые снежные воды и дож-

ди, выпадающие в весенний и осенне-зимний периоды (рис. 4, з). Часть образовавшейся воды по трещинам и порам проникает в глубь пластов. При глубоком синклинальном прогибе водопроницаемых пластов создается высокое гидростатическое давление, обеспечивающее большие напоры водоносного горизонта, проявляющиеся при его вскрытии глубокими скважинами (табл. 30 и 38). Величина напора (60—202 атм.) возрастает к центру Душанбинского бассейна и с востока на запад.

Разгружаются подземные воды в виде обычных и минеральных источников в местах вскрытия водонасыщенных пластов эрозионными процессами. Из центральной, наиболее глубоко погруженной, части бассейна разгрузка вод совершается путем подземного перелива в Сурхандарьинский артезианский бассейн. Доказательством этому, на наш взгляд, служит увеличение глубины вскрытия уровня подземных вод верхнемелового комплекса по северному борту Душанбинского артезианского бассейна с востока на запад, отраженное на рис. 33, б.

Химический состав вод сенонского и турон-сеноманского водоносных горизонтов является сугубо специфическим и формируется, вероятно, в тесной связи с водовмещающими их породами. Образовались эти породы, согласно палеогеографическим данным, в морской среде, существовавшей около 30—40 млн. лет (Левитес, 1961). В течение этого продолжительно-го времени отложились известняки, глины, гипсы, доломиты, песчаники и алевролиты, пропитанные соленой бромсодержащей морской водой. Благоприятная морская среда способствовала развитию пышной подводной растительности, среди которой были, вероятно, и йодоносные водоросли. В последующие геологические эпохи, когда море окончательно покинуло район Гиссарской долины, оставшаяся в порах пород морская вода и захороненные растительные остатки претерпели значительные изменения. Тектонические процессы, происходившие в области описываемой территории, смяли верхнемеловые осадки в глубокую мульдообразную складку с воздыманием ее крыльев. Интенсивные денудационные процессы обнажили породы крыльев и создали благоприятные условия для проникновения в глубь водопроницаемых пластов атмосферных и поверхностных вод. Пресные воды поверхностного происхождения, проникая в пласт, вступают в сложное геохимическое взаимодействие с породами и остаточными водами морского происхождения, обогащаясь йодом, бромом и другими микрокомпонентами.

Различный характер и степень этого взаимодействия в со-

четании со структурными особенностями залегания пород (локальные складки) определяют некоторое разнообразие минеральных вод верхнемелового водоносного комплекса.

Результатом геохимических процессов, происходящих в пласте, является газовая насыщенность подземных вод. Наличие в водах органических остатков, определяемых величиной окисляемости вод, обеспечивает газы органического происхождения, как то: сероводород, углекислоту и особенно метан.

Нижнемеловой комплекс

Нижнемеловой — пятый водоносный комплекс вскрывается в пределах северного борта бассейна на глубине 660—726 м в восточной части (Андыген) и 1311 м — в западной (Лучоб). Мощность комплекса изменяется по северному борту Душанбинского бассейна от 484 до 570 м, на южном — от 552 до 914 м, составляя в среднем по бассейну 630 м. Площадь распространения данного комплекса равна примерно 2300 км² (рис. 26), откуда объем нижнемеловых пород составит $0,63 \times 2300 = 1450$ км³. При этом нужно иметь в виду, что значительную массу этого объема составляют песчаники и известняки, являющиеся также и основными водосодержащими породами. Если учесть, что на долю песчаников и известняков падает 760 км³ данного объема пород, то при средней величине их пористости 15% в них будет содержаться $760 \times 0,15 = 114$ км³ статических запасов ценных минеральных вод.

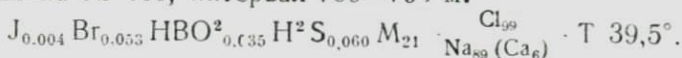
Вода в пределах комплекса напорная, самоизливающаяся, хлоридно-натриевая с минерализацией от 20 до 26 г/л, бромистая, борная, сероводородная, йодсодержащая, имеющая на изливе температуру от 36 до 50°C, газирует метаном. Дебиты различных водоносных пластов варьируют в пределах 0,04—16 л/сек. Суммарный дебит воды из одной скважины, при условии работы всех вскрытых водоносных горизонтов нижнего мела, достигает 36 л/сек. (Андыген, скв. № 92) и 61 л/сек. (Андыген, скв. № 100).

Формула химического состава воды:

Скважина № 92, интервал 1082—1096 м.



Скважина № 100, интервал 780—790 м.



Воды нижнемелового водоносного комплекса представляют собой ценность как воды лечебные и как воды теплофикационные для обогрева парников и теплиц.

Формирование вод нижнемелового водоносного комплекса. Нижнемеловые породы в пределах Душанбинского артезианского бассейна залегают в виде глубокой синклинали с обнажением ее крыльев по периферии бассейна — в области горного обрамления. Здесь из пород нижнего мела, главным образом из песчаников, выходят многочисленные источники, исходные точки которых находятся на различных абсолютных отметках. При этом замечено, что источники, берущие начало на более высоких отметках, отличаются более опресненными водами. С понижением абсолютных отметок выхода источников минерализация вод несколько повышается. Наиболее отчетливо такая зависимость выражена у источников южного борта Душанбинского артезианского бассейна (рис. 34, а). Это явление положено нами в основу выясне-

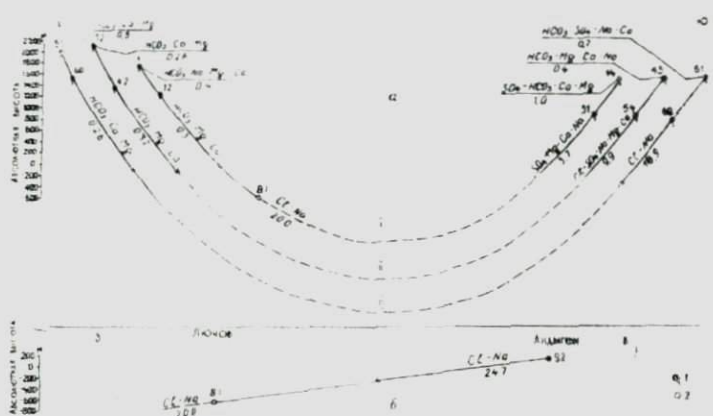


Рис. 34. Схематическое изображение последовательного изменения величины и характера минерализации подземных вод нижнемелового водоносного комплекса в поперечном (а) и продольном (б) разрезе Душанбинского артезианского бассейна:

I — альбский водоносный горизонт; *II* — баррем-аптский водоносный горизонт; *III* — Валанжин-готеривский водоносный горизонт. *1* — источник; *2* — глубокая скважина. Для каждого водоносного горизонта в верхней строке указаны преобладающие анионы и катионы, в нижней — величина общей минерализации воды в г/л.

ния областей питания и движения подземных вод нижнемелового комплекса. Иначе источники с сильно опресненной водой (0,2—0,5 г/л) располагаются близ области питания. При удалении от нее и, следовательно, при удлинении пути следования подземных вод вниз по пласту и выходе источников уже на более низких абсолютных отметках минерализация вод увеличивается.

Таким образом, питание подземных вод описываемого водоносного комплекса происходит в области горного обрамления Душанбинского артезианского бассейна, где нижнемеловые водопроницаемые породы обнажаются на поверхность. Воды движутся с севера, востока и юга к центру бассейна, как это показано сплошными стрелками на карте (рис. 26). Причем, основная масса воды поступает с севера и северо-востока, где родники имеют более высокие дебиты воды. Главным источником питания подземных вод служат воды атмосферных осадков, выпадавшие в виде дождя и снега на обнаженные поверхности нижнемеловых пород. По данным метеостанций Душанбе и Орджоникидзеабада, на северном борту бассейна выпадает около 800—900 мм в год, на южном — до 600—700 мм. Меньшее количество осадков, плюс большая крутизна склонов, слагаемых нижнемеловыми породами, приводят к малодобитности источников южного борта бассейна и их повышенной минерализации. Часть выпавшей атмосферной воды проникает в глубь водопроницаемых пластов, что при синклинальном залегании нижнемеловых пород создает напор и самоизлив из скважин подземных вод с избыточным давлением от 11 до 121 атм.

На площади Душанбинского артезианского бассейна воды нижнемелового комплекса залегают в восточной его части на абсолютных отметках 181 м (Андыген, скв. № 92), в западной (Лучоб, скв. № 81) — на минус 581 м. Разница высот составляет 762 м. Отсюда заключаем, что общее течение подземных вод бассейна совершается с востока на запад (рис. 34, б) и разгружается в Сурхандарьинский артезианский бассейн путем подземного перелива через предполагаемый подземный вал в районе Каратегинского выступа. На карте (рис. 26) этот участок отмечен пунктирными стрелками.

Химический состав вод нижнемелового водоносного комплекса создается, видимо, в рамках только вмещающей их толщи. Из палеогеографических условий следует, что в нижнемеловую эпоху данная территория большую часть времени представляла собой сушу, когда откладывались красноцветные песчаники, содержащие пресные воды. Но в результате двукратной трансгрессии нижнемелового моря эти песчаники в какой-то мере пропитывались и морской водой. Морская вода захватывалась и вновь образовавшимися осадками.

В поздние геологические эпохи нижнемеловые отложения и сохранившаяся в них морская вода подверглись всевозможным изменениям. Тектоническими процессами, происходившими в районе, эти породы были смяты в большую синклинальную складку, с локальными поднятиями и разрывами. Созда-

лись благоприятные условия для проникновения в глубь пород атмосферных осадков и поверхностных вод. При гравитационном движении, под влиянием высокой температуры и большого давления, воды вступали в сложные химико-биологические взаимодействия с породами, остаточными морскими водами и органическими остатками, формируя своеобразный состав вод.

Разнообразие геолого-тектонических условий района, различный характер и степень взаимодействия подземных вод и пород могут создавать в пределах Душанбинского бассейна некоторые нюансы в составе вод нижнемелового комплекса.

Минерализация вод нижнего мела значительно ниже минерализации вод верхнего мела. Это может быть объяснено континентальным происхождением нижнемеловых осадков, содержащих малое, видимо, количество легко растворимых солей. Остаточные воды морского генезиса обогащают нижнемеловой водоносный комплекс такими микроэлементами, как бром и бор. Из табл. 46 и 47 видно, что в составе вод почти нет сульфатов. Возможно, что они были использованы для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, разлагающих сульфаты с образованием углекислоты и сероводорода в присутствии углеводов. Оба указанных компонента в том или ином количестве присутствуют в водах нижнемеловых отложений.

Юрский комплекс

Юрский — шестой водоносный комплекс изучен нами только по одной скважине (№ 100), но выходы пород этого возраста и связанные с ними источники имеют место во многих пунктах Душанбинского артезианского бассейна. Это доказывает, что юрский водоносный комплекс распространен по всей площади Душанбинского бассейна и может быть вскрыт в любом его месте. Физические свойства этих вод и химико-газовый состав могут несколько отличаться от уже охарактеризованных нами по скважине № 100 на Андыгенской структуре.

Мощность пород юрского водоносного комплекса в разрезе скважины № 100 равна 400 м. Площадь распространения порядка 2500 км^2 . Объем юрских пород составит примерно $0,4 \times 2500 = 1000 \text{ км}^3$. При рассмотрении табл. 52 можно видеть, что почти вся толща юрских отложений насыщена водой, залегающей в песчаниках, известняках и гипсах, составляющих, за малым исключением, весь юрский разрез. За вычетом водопорных пород объем водонасыщенной толщи составляет около 870 км^3 . При средней пористости пород 11% они могут со-

держат, ориентировочно, $870 \times 0,11 = 96 \text{ км}^3$ горячей минеральной воды, которая хранится в недрах юрских отложений Душанбинского артезианского бассейна.

Юрский водоносный комплекс вскрывается в восточной части бассейна на глубине 1050 м (Андыген), понижающейся к западу, предположительно, до 2600—2800 м. Вода напорная, самоизливающаяся хлоридно-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого состава, бромистая, борная, сероводородная с высоким содержанием калия (107—292 мг/л), высокоминерализованная (20—43 г/л), теплая и горячая на изливе (19—47°C), насыщена углекислым газом и азотом, газует метаном (85—94%). Дебиты водоносных горизонтов сравнительно небольшие и изменяются от 0,01 до 1,7 л/сек., как исключение — 7 л/сек. Суммарная производительность скважины № 100 (Андыген) равна 760 м³/сутки.

Формула химического состава воды скважины № 100:



Вода юрского водоносного комплекса обладает лечебными качествами и может быть использована в бальнеологических целях.

Формирование вод юрского водоносного комплекса. Осадки юрского возраста, как это было отмечено в главе «Геологическое строение», обнажаются по периферии Душанбинского артезианского бассейна в виде локальных участков. На северном борту бассейна большая часть юрской толщи срезана Ханакинским сбросо-сдвигом и выходит на поверхность только в долине сая Хочильор и в районе райцентра Файзабад. На южном борту бассейна отложения юрского возраста наблюдаются у подножия Ширбибинской моноклинали, отдельными участками у основания Кокташской и Рангонской моноклинали и вдоль Бабатагской моноклинали. В результате незначительной обнаженности юрских пород малочисленны и источники, им подчиненные. Последние берут начало на высоких отметках в пределах северного борта (2400—1480 м) и на более низких (1100—1060 м) — в пределах южного. Малая минерализация вод «северных» источников и более высокая «южных» говорит о том, что питание подземных вод идет с севера на юг (рис. 35).

Главным источником питания подземных вод служат талые воды снежников и дождевые воды, выпадающие на обнажающихся площадях юрской толщи. Не исключена возможность, что не малую роль в питании играют и трещинные воды палеозойского обрамления, проникающие в водопроницаемые

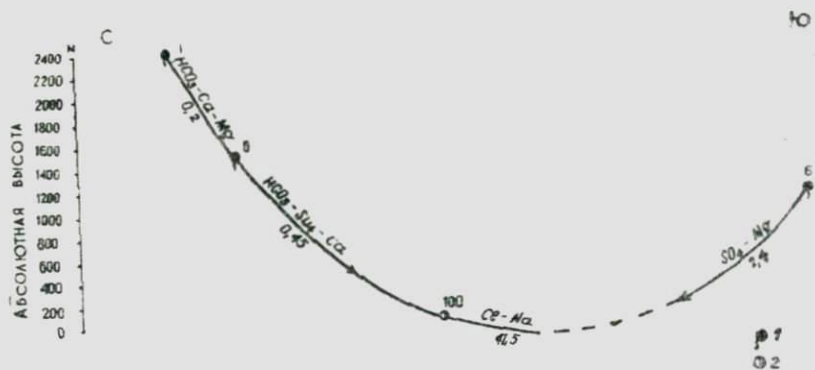


Рис. 35. Схематическое изображение последовательного изменения величины и характера минерализации подземных вод юрского водоносного комплекса в поперечном разрезе Душанбинского артезианского бассейна: 1 — источник; 2 — глубокая скважина. В верхней строке указаны преобладающие анионы и катионы, в нижней — величина общей минерализации воды в г/л.

юрские породы в пределах плоскости Ханакинского взбросо-сдвига, с которой контактируют отложения юры. Можно допустить, что какая-то часть воды поступает в юрские осадки из подстилающих их палеозойских пород по всей площади Душанбинского артезианского бассейна. Об этом с некоторой долей вероятности можно судить по понижению минерализации вод юры близ палеозойского фундамента на Андыгенской структуре в интервалах 1316—1360 и 1400—1425 м (табл. 52). Основная разгрузка юрских подземных вод происходит, видимо, на западе, где она поступает в Сурхандарьинский артезианский бассейн.

Формирование химического состава вод связано, главным образом, с характером вмещающих пород. Как о том говорят палеогеографические условия, в юрский период на месте Душанбинского артезианского бассейна существовали как континентальные (нижне- и среднеюрская эпоха), так и морские (верхнеюрская эпоха) условия. В эпоху нижней и средней юры накапливались в основном терригенные осадки, отлагавшиеся речными водами в более пониженных участках и в заболоченных впадинах. Речные потоки, видимо, были опресненные, и откладывавшиеся ими осадки также отличались низкой засоленностью. В соответствии с этим казалось бы, что подземные воды нижнеюрских отложений должны быть слабоминерализованными. Но в действительности это не так. Вероятно, последующее широкое наступление моря в верхнеюрскую эпо-

ху перекрыло осадки нижней юры и как-то пропитало их солеными водами. Существование длительного морского режима в верхнеюрскую эпоху, равное 25—35 млн. лет (Левитес, 1961), способствовало значительному развитию растительно-животного мира в морской среде и накоплению мощных осадков. В донных илах, как об этом сообщает М. П. Толстой (1958), обитают и захороняются различные организмы и растения, содержащие значительное количество различных элементов. После погребения осадков вода, находящаяся в организмах и растениях, поступает в ил. При дальнейшем уплотнении осадков происходит потеря воды, однако процент ее, захватываемый морскими осадками и сохраняющийся длительное время в осадочных породах, остается значительным.

В результате эпейрогенических движений в конце палеогена и начале неогена море навсегда покинуло область Душанбинского артезианского бассейна. Последующим проявлением ряда фаз альпийской складчатости толща мезо-кайнозоя была смята в глубокую синклиналичную складку с воздыманием юрских осадков и последующим обнажением их денудационными процессами.

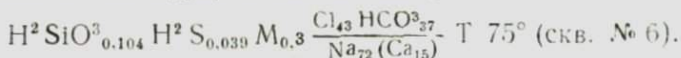
Обнаженность юрских отложений по периферии Душанбинского бассейна, при глубоком синклиналичном их прогибе, создала благоприятные условия для проникновения поверхностных (атмосферных и речных) вод в глубь водопроницаемых пластов. Инфильтрационные воды, разбавляя в различных пропорциях подземные воды морского генезиса, образуют в породах юры воды различного состава. Но это смешение происходит не механически, а сопровождается сложными гидро- и биохимическими процессами, происходящими в анаэробных условиях. Указанные процессы рожают газы, наибольший процент из которых принадлежит метану.

Основные характеристики водоносных комплексов Душанбинского артезианского бассейна представлены в сводной табл. 57.

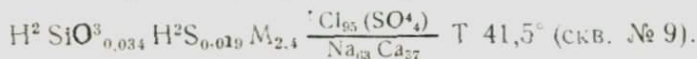
Трещинные воды палеозойского горноскладчатого обрамления Душанбинского артезианского бассейна

Породы палеозоя (изверженные и осадочные) залегают на северном борту Душанбинского артезианского бассейна на глубине от 1440 (Андыген) до 3000 м (предположительно). К северу, за пределами рассматриваемого бассейна, в горноскладчатом его обрамлении, воды палеозойских пород вскрыты на глубине 17—314 м на курорте Ходжаобигарм и на месторождении Явроз.

Состав вод курорта Ходжаобигарм:



Состав вод месторождения Явроз:



Подобные, или близкие к этим, воды могут быть встречены в трещинах палеозойского ложа, наиболее близко залегающего на антиклинальных складках Душанбинского артезианского бассейна.

Формирование вод палеозойских пород. Как уже отмечалось выше, палеозойский массив характеризуется высокой трещиноватостью локального и регионального значения, с которой связаны, как мы показали, многочисленные источники обычных и минеральных вод. Источником питания для тех и других являются главным образом талые воды фирновых льдов и снежников. Последние сохраняются в эрозионных врезках близ осевой линии Гиссарского и Каратегинского хребтов в течение всего года. Талые воды, попадая в трещины, проникают на большую глубину, где они приобретают высокую температуру и формируют свой химический и газовый состав.

В зависимости от глубины циркуляции вода может быть холодной, теплой, горячей и иметь соответствующий химический состав. Источники, приведенные нами в табл. 54, отличаются низкой температурой, очень малой минерализацией и преимущественно $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ составом. Все эти черты характерны для зоны питания и, следовательно, зоны неглубокой циркуляции в хорошо промытых породах. Проникая в более глубокие трещины, протягивающиеся на большие расстояния, опресненные холодные воды нагреваются, и растворительная способность их повышается.

Воды Ходжаобигарма (табл. 55), имеющие температуру 75—95°C, циркулируют в пределах контакта регионального Гушаринского разлома, заполненного мелкозернистым глинистым песком. Хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый состав воды указывает на среднюю промытость пород и значительную степень обменно-адсорбционной ее (воды) активности.

Воды месторождения Явроз приурочены к зоне нарушения крупного, но, вероятно, не очень глубокого разрыва, так как температура вод равна 37—41°C. Судя по Cl—Na—Ca составу вод, степень промытости пород низкая, в связи с чем минерализация вод возрастает до 1—2,4 г/л. Минеральные воды

Ходжаобигарма и Явроза носят характер щелочных и кремнистых терм. Основной химический состав вод и обогащение их кремнием происходят в результате выщелачивания ими натриевых алюмосиликатов при высокой температуре.

Степень и характер водоносности палеозойских пород, безусловно, сохраняются и в пределах ложа Душанбинского артезианского бассейна. Палеозойские породы подвергались разнообразным по характеру и интенсивности тектоническим движениям (герцинским, киммерийским и альпийским), которые, налегая друг на друга, создали весьма сложные разрывные нарушения, являющиеся наилучшими условиями для проникновения поверхностных вод на большую глубину.

Основываясь на этих данных, мы уверены, что путем бурения глубоких скважин в пределах Душанбинского бассейна могут быть вскрыты палеозойские породы с наличием в трещинах очень горячих, маломинерализованных, высокодебитных вод типа Ходжаобигарм.

Убедительным примером высокой водоносности палеозойских пород может также служить месторождение термальных вод Обигарма, удаленное от восточной границы Душанбинского артезианского бассейна на 30 км. Здесь, в эрозионной котловине, выработанной в палеозойских гранитах, разбитых серией тектонических трещин, с глубины 100—200 м разгружается на поверхность через буровые скважины 5349 м³/сутки воды SO₄—Cl—Na—Ca состава с минерализацией до 1 г/л и температурой от 40 до 54°C, используемой курортом Обигарм.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И ПУТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДУШАНБИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Душанбинский артезианский бассейн занимает восточную (большую) часть Гиссарской долины и приурочен к глубокой асимметричной синклиналильной структуре, протягивающейся в широтном направлении на 90 км при ширине в среднем около 28 км. Площадь Душанбинского бассейна достигает 2500 км².

Душанбинская синклиналильная структура сложена мезокайнозойскими породами морского, лагунного и континентального генезиса. Лежат они на палеозойском фундаменте, выходящем на северной окраине структуры — в Гиссарском и Каратегинском хребтах — на поверхность и воздымающемся здесь до 3000—4500 м, образуя северное горноскладчатое обрамление бассейна. На востоке и западе бассейн ограничен менее высокими хребтами, сложенными мезо-кайнозойскими породами с неглубоко залегающим здесь палеозойским основанием. На западе, в районе Хочильора кровля палеозойского фундамента приподнята и образует подземный вал—западную границу бассейна.

Крылья синклиналильной структуры осложнены вторичной складчатостью с образованием локальных антиклиналильных складок различной ориентировки, которые местами разбиты тектоническими нарушениями местного значения. На севере и юго-востоке синклиналильная структура ограничена региональными разломами. В первом случае это надвиг палеозойских пород на мезозойские, во втором — сброс, по которому верхнеюрские осадки периферийной части крыла синклинали выведены на поверхность. Душанбинская синклиналильная структура наклонена с севера на юг и с востока на запад: северное

крыло ее значительно приподнято над южным. В краевых частях крыльев синклинальной структуры мезо-кайнозойские породы обнажаются на поверхность, создавая благоприятные условия для образования подземных вод. Структура замкнута с севера, юга и востока и полуоткрыта на западе.

Мезо-кайнозойские осадки, лежащие на палеозойском основании, представлены отложениями триаса, юры, мела, палеогена, неогена и породами четвертичного возраста.

Триасовые отложения, мощностью 76 м, состоят из сланцев и пестроцветных песчаников, глин, реже — конгломератов.

Юрские отложения, мощностью 390 м, последовательно снизу вверх представлены в нижней части (90 м) — песчаниками, глинами, мергелями, известняками и гипсами; в средней части (140 м) — известняками с прослоями гипсов; в верхней (160 м) — толщей песчаников с редкими прослоями глин и гипсов.

Нижнемеловые отложения, мощностью 380 м, сложены толщей песчаников, перемежающихся с пластами глин. Верхнемеловые осадки, мощностью 525 м на востоке и 640 м на западе бассейна, в нижней части (сеноманский ярус 180—246 м) сложены толщей переслаивающихся глин, песчаников, известняков и гипсов; в средней (туронский ярус 200—240 м) — толщей глин с прослоями песчаников, известняков, гипсов; в верхней (сеноманский и датский ярус 144—145 м) — толщей известняков и гипсов с прослоями глин.

Палеогеновые отложения, мощностью 263—330 м, возрастающей с востока на запад, состоят из бухарских, сузакских, алайских и туркестанских слоев. Бухарские слои (66—95 м) — известняки с прослоями гипсов; сузакские (60 м) — глины с редкими и маломощными прослоями мергелей; алайские (75—118 м) — известняки на востоке, в которых по направлению к западу появляются прослои глин и песчаников; туркестанские (58—62 м) — глины. В южном обрамлении Душанбинского бассейна в палеогеновой системе выделяются риштанские слои, нерасчлененные исфаринские + ханабадские слои и сумсарские. Риштанские слои (25—32 м) состоят из глин с пропластками гипсов; исфаринские + ханабадские (28—72 м) — из глин с редкими маломощными пропластками гипсов; сумсарские (9—17 м) — из глин с тонкими прослоями песчаников.

Неогеновые отложения, мощностью 395 м на востоке и 1200 м на западе бассейна, разделенные на большжуанскую, нерасчлененную хингоускую + тавильдаринскую и каранакскую свиты, по всему разрезу представлены песчаниками с редкими пластами глин и алевролитов.

Четвертичные отложения разделены на нижний отдел (вахский комплекс), средний отдел (илякский комплекс), верхний отдел (душанбинский, термезский комплексы) и современный отдел (амударьинский комплекс). Все комплексы представлены русловой (галечник) и пойменной (суглинок, супесь, песок) фациями, мощностью соответственно более 100 м и от 1,0 до 60 м.

Общая мощность мезо-кайнозойских отложений, по данным разрезов глубоких скважин северного борта Душанбинского бассейна, в зависимости от глубины залегания палеозойского фундамента изменяется от 1440 м на востоке до 3000 м на западе (предположительно). С породами мезо-кайнозоя в пределах Душанбинского бассейна связаны напорные, часто самоизливающиеся теплые и горячие минеральные воды различного химического и газового состава.

Питание глубоких горизонтов подземных вод происходит на севере за счет талых вод снежников и дождей, выпадающих здесь в большом количестве и проникающих вглубь на площадях обнаженных пород. В пределах южного борта имеет место ограниченное питание подземных вод, так как здесь выпадает меньше осадков, и геологические структуры, слагающие этот борт (Рангон, Каршитау, Бабатаг), имеют моноклиальное залегание с крутым оборванным юго-восточным крылом и пологим бронированным северо-западным.

Основная разгрузка подземных вод совершается на западе — в районе предполагаемого подземного вала, играющего роль подпора, где воды, в условиях весьма затрудненного движения переливаются в соседний Сурхандарьинский артезианский бассейн.

Частичная разгрузка происходит в виде источников вдоль бортов Душанбинского бассейна. Благодаря преобладающему питанию со стороны северного борта бассейна подземные воды здесь менее минерализованные и обладают большими дебитами. Эти же водоносные горизонты на южном борту бассейна будут иметь воду значительно более высокой минерализации со сравнительно небольшими дебитами. В центре бассейна минерализация глубоких горизонтов подземных вод будет возрастать до рассолов, вследствие весьма затрудненных условий их циркуляции.

В Душанбинском артезианском бассейне выделен и охарактеризован ряд водоносных комплексов.

1. В четвертичных отложениях — это, в основном, высокодебитные холодные пресные гидрокарбонатные кальциево-магнєвые воды, залегающие в галечниках. В направлении с севера на юг минерализация вод увеличивается до 5—10 г/л и

воды становятся сульфатными магниево-кальциево-натриевыми или сульфатно-хлоридными натриево-магниевыми. Воды четвертичного комплекса используются для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения. В настоящее время на водоснабжение за счет этих вод переведен ряд промышленных предприятий Гиссарской долины.

Учитывая большие запасы подземных вод в четвертичных галечниках, представляется возможным перевести снабжение за счет подземных вод таких районных центров, как Ордоникидзеабат, Гиссар и все более мелкие населенные пункты, расположенные в равнинной части Гиссарской долины.

II. В неогеновых отложениях северной периферии бассейна залегают самоизливающиеся термальные слегка сероводородные среднеминерализованные (3—12 г/л) воды сульфатно-хлоридного натриевого состава, газифицируемые азотом. Используются они частично в лечебных целях водолечебницей Шаамбары, а также разливаются как столовые и лечебные воды под названием «Шаамбары № 1». Шаамбаринские лечебные воды, несмотря на значительные их запасы, используются недостаточно и не удовлетворяют все возрастающие потребности в них населения.

Воды такого типа вскрыты скважинами также в долинах рек Ханака и Лучоб, отличающихся благоприятными природными, в том числе климатическими условиями и могут служить для расширения курортно-санаторной сети. Из выявленных здесь 750 м³/сутки часть воды, в количестве 250 м³/сутки, может быть использована для разлива как столовые воды (скв. № 60—хингоу-тавилдаринский горизонт), другая же часть—500 м³/сутки явится резервом для наружного их применения при условии дополнительного подогрева (скв. № 6, 82, 84—больджуанский горизонт). В случае необходимости дополнительных ресурсов таких вод потребуются бурение специальных скважин с соответствующим техническим их оборудованием.

Наиболее эффективные места вскрытия таких вод: на северном борту бассейна — между городами Душанбе и Ордоникидзеабат, на южном борту — район Сардаров (северо-западный склон хр. Рангон). Полученные воды найдут бальнеологическое применение в амбулаторных условиях районных центров Рохаты и Сардаров.

III. В отложениях палеогена циркулируют самоизливающиеся теплые и горячие, высокодебитные, крепкие сероводородные средние- и высокоминерализованные воды типа Сочи-Мацеста, разного химического состава, газифицируемые азотом и метаном. Воды эти пока не используются, но имеют большое

бальнеологическое значение. На базе этих вод может быть создан круглогодичный бальнеологический курорт в живописной долине Лучоб в 4—5 км к северо-западу от г. Душанбе. Одна только скважина (№ 81) дает ежедневно 700 м³ крепкой сероводородной воды, которая обеспечит функционирование крупного курорта на 1500—2000 мест с профилем лечения общеизвестного курорта Сочи-Мацеста. Строительство такого курорта в Таджикской республике избавит трудящихся не только Таджикистана, но и соседних областей других среднеазиатских республик от далеких и дорогих поездок на курорт Сочи-Мацеста.

Подобного типа воды могут быть вскрыты и на южном борту бассейна близ райцентра Сардарова и г. Орджоникидзеабада. С этой целью должны быть проведены соответствующие разведочные работы. Кроме того, вода палеогенового комплекса, открытая на Лучобской структуре, может рассматриваться одновременно и как гидроминеральное промышленное сырье — для добычи из этих крепких сульфидных вод самородной серы. Дебит вод только одной скважины обеспечит ежедневное получение от 0,3 до 0,6 т чистой серы, что составляет в год свыше 100—200 т.

IV. В отложениях верхнемелового возраста залегают самоизливающиеся теплые и горячие йодо-бromo-борные сероводородные высокоминерализованные и крепкие рассольные хлоридно-натриевые и хлоридные натриево-кальциевые воды, газующие метаном, реже азотом (крайняя восточная часть бассейна). Минерализация вод возрастает с востока на запад, и соответственно увеличивается количественное содержание биологически активных компонентов. Воды пока не используются, но могут иметь бальнеологическое значение в разбавленном виде. Наиболее благоприятные условия для использования эти воды находят в долине р. Лучоб, где они залегают на доступной глубине (1200—1500 м). Одна скважина (№ 81) может дать около 70 м³/сутки крепких рассольных йодо-бromo-борных вод. При условии разбавления их может быть обеспечено получение 600—700 ванн. Эти воды могут явиться дополнительным резервом будущего бальнеологического курорта в долине Лучоба.

V. В нижнемеловых отложениях установлены самоизливающиеся высокодебитные горячие бром- и борсодержащие сероводородные высокоминерализованные воды хлоридно-натриевого состава, газующие метаном. Более полно нижнемеловые воды изучены в восточной части Душанбинского бассейна (Андыген, скв. № 92, 100). Эти воды рекомендуются нами к бальнеологическому использованию (ванны) без дополни-

тельного подогрева и могут обеспечить потребность большого курорта. Только из одной скважины (№ 92) в течение суток изливается 500 м³ горячей (45—50°C) воды. Эта вода может быть также использована в теплофикационных целях в г. Орджоникидзебаде для обогрева парников и теплиц для выращивания цитрусовых. Подобные воды могут быть вскрыты близ северной окраины г. Душанбе и в районе райцентра Сардаров на доступной глубине (1300—1400 м).

VI. В отложениях юрского возраста залегают преимущественно низкодебитные теплые и горячие на изливе бром- и бор-содержащие сероводородные высокоминерализованные хлоридно-натриевые или хлоридные натриево-кальциевые воды, газифицирующиеся метаном. Можно ожидать, что минерализация вод будет возрастать от бортов бассейна к его центру и с востока на запад до концентрации крепких рассолов. Воды пока не используются, но при вскрытии высокодебитных водоносных горизонтов будут представлять бальнеологический интерес, а возможно и теплофикационное значение. Наиболее благоприятными районами для вывода юрских вод на поверхность являются площади Андыгенской и Лучобской антиклинальных складок, где юрские породы залегают на глубине соответственно 1000 и, возможно, 1700 м.

В породах палеозойского основания могут быть вскрыты трещинные горячие, а возможно и перегретые, высокодебитные воды разного состава. Наиболее вероятные места вскрытия — это район Файзабада (Андыгенская складка и восточнее от нее), северная окраина г. Душанбе (Лучобская складка) и район Каратегинского выступа (предполагаемый подземный вал). Перед постановкой глубокого бурения на последнем участке (Каратегинский выступ) должны быть проведены геофизические работы с целью определения глубины залегания палеозойского фундамента. Трещинные воды палеозойского основания найдут себе широкое применение: а) в качестве возможных лечебных вод как базы для бальнеологических санаториев и стационаров; б) как источник тепловой энергии для теплофикации; в) как хозяйственные воды (в зависимости от минерализации) — для создания душевых, бань и прачечных.

В результате изучения гидрогеологических условий Гиссарской долины, мы стремились на большом фактическом материале показать, что Душанбинский артезианский бассейн хранит в себе большие запасы термальных минеральных вод — этого замечательного дара природы, благодаря которому живописная Гиссарская долина, являющаяся сокровищницей ценных минеральных вод Таджикской республики, станет со временем

«Долиной курортов». Для претворения этого в жизнь минеральные и термальные воды Душанбинского артезианского бассейна заслуживают, наряду с уже практическим их использованием на ряде разведанных объектов, дальнейшей разведки путем глубокого бурения не только на антиклинальных, но, главным образом, в локальных синклинальных складках и всестороннего их изучения, широкого хозяйственного и бальнеологического использования.

На основании полученных гидрогеологических данных следует остановиться на отдельных вопросах, относящихся к кругу нефтепоисковой гидрогеологии.

Из всех изученных антиклинальных складок на северном борту Душанбинского бассейна (Андыгенская, Лучобская, Шаамбаринская) нефть была обнаружена только в алайских осадках на Шаамбаринской структуре, находящейся в западной части бассейна. Учитывая общее направление движения подземных вод с востока на запад, мы предполагаем, что вода, возможно, увлекла с собой и нефть, которая частично скапливалась в западной части бассейна, в данном случае в известняках алайских слоев Шаамбаринской структуры, частично поступала в Сурхандарьинский артезианский бассейн, где эти отложения нефтеносны. О поступлении нефти из Душанбинского бассейна в Сурхандарьинский свидетельствуют выходы нефти в с. Сангмиля, расположенном на границе этих бассейнов.

Если наше предположение справедливо, то глубокое бурение в районе Каратагского выступа может дать положительные результаты на нефть. С другой стороны, также сообразуясь с гидрогеологическими условиями, для поисков нефти и газа более благоприятен южный борт Душанбинского бассейна, а из всего комплекса пород — юрские отложения. Последние на севере Душанбинского бассейна перекрыты Ханакинским надвигом и обнажаются здесь только в виде сравнительно небольших локальных участков. На южной же стороне бассейна на дневную поверхность выходят только верхние горизонты верхней юры. Таким образом, значительная часть юрских отложений почти полностью изолирована. Это, в свою очередь, может свидетельствовать о слабой проницаемости юрских пород подземными водами и возможном накоплении в антиклинальных ловушках нефти и газа. Южная часть бассейна значительно удалена от основных источников питания подземных вод, следовательно, менее промыта, на что указывает повышенная минерализация водных источников, выходящих на этом борту бассейна, по сравнению с источниками тех же горизонтов на северном борту.

ТАБЛИЦЫ

Химический состав вод Амударьинского комплекса пород (I и II террасы р. Кафирниган) Таблица 1

№ скважины	Местоположение	Глубина скважины в м	Нодоносная порода Глубина залегания в м	Уровень воды вскрытый установившийся в м	Температура воды в °С	Удельный дебит л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
							Na+K*	Ca**	Mg**	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
5	В 9 км на СВ от Орджоникидзебада, близ с. Аманшехи	6,25	<u>Галечник</u> 4,80	<u>4,85</u> 4,00	-	-	Сл.	128,0 100,0	28,3 10,0	Сл.	439,0 90,0	$M_{0,6} \frac{HCO_{90}^3 (Cl_{10})}{(Ca \cdot Mg)_{100}}$	
16	В 1,5 км на СВ от Орджоникидзебада	35,0	<u>Галечник</u> 0,5	<u>0,5</u> 0,5	15	10	30,0 25,5	48,0 47,1	17,0 27,4	7,0 0,39	34,0 14,0	256,0 82,1	$M_{0,3} \frac{HCO_{87}^3 (SO_{14}^4)}{Ca_{47} Mg_{27} Na_{25}}$
156	В 1,3 км на ВСВ от с. Альваджар	43,0	Галечник	<u>1,50</u> 2,0	16	13	2,07 1,1	107,2 52,3	3,4 46,6	7,1 3,0	25,01 6,0	366,0 91,0	$M_{0,36} \frac{HCO_{91}^3 (SO_6^4)}{Ca_{52} Mg_{47}}$
74	В 7,5 км на Ю от Душанбе	2,5	"	<u>0,77</u> 0,77	15	-	94,0 48,4	65,7 51,6	-	14,0 8,0	16,0 6,6	260,0 85,4	$M_{0,39} \frac{HCO_{85}^3 (Cl_{10} SO_4^4)}{Ca_{52} Na_{48}}$

В формуле Курлова заглавная буква M и число при ней означает величину общей минерализацией в г/л; в числителе - преобладающие в воде анионы в мг-экв.%; в знаменателе - то же - катионы.

Химический состав вод Термезского комплекса пород (III терраса р. Кафирниган)

№	Местонахождение	Водоносная порода Глубина залегания в м	Уровень воды вскрытый установленный в м	мг/л экв. " "						Формула Курлова
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
145	В 4,4 км ЗЮЗ от Душанбе	<u>Галечник</u> 42,0	<u>42,0</u> 39,50	2,0 1,3	82,0 83,6	9,0 15,1	5,0 2,8	24,0 10,1	266,0 87,1	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{64}(Mg_{15})}$
390	В 2 км на ЮВ от Орджоникидзеабада	<u>Галечник</u> 1,60	<u>8,0</u> 4,1	20,0 13,5	65,0 50,7	28,0 35,8	14,0 6,0	98,0 31,8	244,0 62,2	M _{0,35} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{51} Mg_{36} (Na_{13})}$
286	Селение Айни	<u>Галечник</u> 29,0	<u>30,0</u> самоз.	42,0 22,0	59,0 55,0	40,0 23,0	27,0 10,0	78,0 18,0	384,0 72,0	M _{0,44} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4 Cl_{10})}{Ca_{55} Mg_{23} Na_{22}}$
150	В 1,6 км на ВЮВ от селения Гиссар	<u>Галечник</u> 2,0	<u>52,5</u> 57,05	58,0 38,6	55,0 37,8	14,0 23,6	14,0 6,0	112,0 35,8	232,0 58,2	M _{0,38} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4 (Cl_6)}{Na_{30} Ca_{38} Mg_{24}}$
387	В 7,2 км на СЗ от район.центра Сардаров	<u>Галечник</u> 4,0	<u>15,0</u> 12,0	27,0 16,3	64,0 59,4	16,0 24,3	9,0 4,4	95,0 34,7	213,0 60,9	M _{0,33} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{69} Mg_{24} (Na_{16})}$
386	Юго-западная окраина район.центра Сардаров	<u>Суглинок,</u> <u>Галечник</u> 41,5	<u>30,0</u> 20,0	762,0 29,5	522,0 32,3	375,0 38,2	367,0 11,5	3557,0 81,5	354,0 7,0	M _{4,86} $\frac{SO_4^4 (Cl_{11} HCO_3^3)}{Mg_{38} Ca_{32} Na_{30}}$

Таблица 3

Химический состав вод Душанбинского комплекса пород (IV терраса р. Кафирнига)

№	Местонахождение	Глубина скважины в м	Водоносная порода	Уровень воды вскрытый	МСИ и экв. %						Формула Курлова
					глубина залегания в м	установленный в м	Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	
388	В 5 км на ССЗ от Орджоникидзеабада, с. Фришты	39,9	Галечник I,0	<u>20,0</u> 17,45	22,0 22,6	44,0 57,6	8,0 19,8	5,0 3,7	52,0 28,6	158,0 67,6	M _{0,2} $\frac{HCO_{32}^{3} SO_{29}^{4}}{Ca_{57} Na_{23} Mg_{20}}$
158	Территория Душанбинской ТЭЦ	45,0	Галечник с пластинами конгломерата 25,0	<u>40,5</u> 32,0	15,0 9,5	70,0 67,0	15,0 23,5	- -	63,0 26,9	207,0 73,1	M _{0,25} $\frac{HCO_{73}^{3} SO_{27}^{4}}{Ca_{67} Mg_{23} (Na)_{0}}$
277	Районный центр Гиссар, территория кирпичного завода	100,0	Галечник 3,5	<u>42,8</u> 40,65	2,0 1,7	76,0 73,0	16,0 25,3	10,0 3,9	35,0 14,2	256,0 81,9	M _{0,27} $\frac{HCO_{82}^{3} (SO_{14})^{4}}{Ca_{73} Mg_{25}}$
389	В 6,7 км на ВОВ от Орджоникидзеабада, в 0,5 км на В от с. Шура	77,55	Галечник 61,0	<u>61,0</u> 45,0	27,0 16,3	64,0 59,4	16,0 24,3	9,0 4,4	95,0 34,7	213,0 60,9	M _{0,39} $\frac{HCO_{51}^{3} SO_{35}^{4}}{Ca_{50} Mg_{24} (Na)_{0}}$
276	Райцентр Сардаров, территория кирпичного завода	100,0	Галечник 52,0	<u>52,0</u> 35,5	173,0 50,0	550,0 18,0	608,0 32,0	2001,0 20,1	4468,0 78,6	189,0 1,3	M _{0,9} $\frac{SO_{79}^{4} Cl_{20}}{Na_{90} Mg_{32} (Ca)_{0}}$

Таблица 4

Химический состав воды источников каранакской свиты северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	
1	С. Дайноб	I200	15	0,07	15,6 5,6	140,0 57,4	54,7 37,0	49,6 11,4	99,9 17,2	530,7 71,4	M _{0,6} $\frac{HCO_{71}^3(SO_{57}^4 Cl_{11})}{Ca_{57} Mg_{37} (Na_6)}$
2	С. Анжан	II00	16	0,1	62,1 23,2	68,1 29,0	65,7 47,8	24,5 6,0	36,2 7,0	524,6 74,8	M _{0,5} $\frac{HCO_{75}^3(CO_{12}^3 SO_7^4)}{Mg_{48} Ca_{20} Na_{23}}$
3	В 0,2 км к СЗ от с. Бедак	II00	17	0,1	178,2 44,6	72,9 21,0	72,7 34,4	39,0 6,2	267,4 32,1	652,7 61,7	M _{1,3} $\frac{HCO_{82}^3 SO_{32}^4 (Cl_6)}{Na_{45} Mg_{34} Ca_{21}}$
4	В 1,4 км к Ю от с. Кухон	II00	14	0,17	257,1 48,0	62,5 13,4	100,9 38,5	46,6 5,6	376,0 33,7	860,1 60,6	M _{1,3} $\frac{HCO_{81}^3 SO_{34}^4 (Cl_3)}{Na_{48} Mg_{38} (Ca_{13})}$
5	С. Марыфаты	I070	12	0,5	256,6 59,8	52,1 13,8	60,0 26,4	74,2 12,2	365,7 40,2	512,4 44,4	M _{1,0} $\frac{HCO_{44}^3 SO_{40}^4 (Cl_{12})}{Na_{60} Mg_{26} (Ca_{14})}$
6	С. Дзарбулак	I000	17	0,3	180,8 43,0	93,8 25,6	69,6 31,3	71,6 11,0	357,1 40,7	536,8 48,2	M _{1,3} $\frac{HCO_{48}^3 SO_{41}^4 (Cl_{11})}{Na_{43} Mg_{31} (Ca_{28})}$
7	Гидная окраина с. Учкуль	960	16	0,12	551,3 82,2	50,0 8,9	31,7 8,9	506,4 19,5	685,4 48,5	561,2 31,5	M _{1,5} $\frac{SO_{48}^4 HCO_{31}^3 Cl_{20}}{Na_{82} (Mg_9 Ca_9)}$

Примечание: 1. Водоносная порода – песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,2 л/сек.

Таблица 5

Химический состав воды источников каранакской свиты южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выло-да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
8	В 0,6 км к Ю от с. Кармыш	1080	11	0,25	59,1	302,6	101,3	52,0	886,9	494,1	M ₁₇ $\frac{SO_{86}^{4-} HCO_{79}^{3-} (Cl)_{15}}{Ca_{54} Mg_{37} (Na)_{9}}$
9	В 0,3 км к СЗ от с. Кызылбулак	1060	20	кап.	203,5 78,4	20,8 8,8	17,6 12,8	115,4 28,8	186,8 34,2	256,2 37,0	M ₀₈ $\frac{HCO_{37}^{3-} SO_{34}^{4-} Cl_{29}}{Na_{78} (Mg)_{13} Ca_{9}}$
10	В 1 км к З от с. Кызылбулак	1040	14	0,04	633,5 75,8	71,5 10,0	62,0 14,2	391,6 30,8	861,9 50,2	414,8 19,0	M ₁₃ $\frac{SO_{50}^{4-} Cl_{31} (HCO)_{19}}{Na_{76} (Mg)_{14} Ca_{10}}$
11	Восточная окраина с. Кармыш	1020	12	0,4	214,1 14,8	532,2 42,2	329,3 43,0	207,9 8,9	2533,4 83,9	274,5 7,2	M ₄₀ $\frac{SO_{24}^{4-} (Cl)_{18} HCO_{17}^{3-}}{Mg_{43} Ca_{42} (Na)_{15}}$
12	В с. Джарбулак	1020	20	0,3	649,5 76,2	75,3 10,6	57,1 13,2	428,7 33,8	902,2 49,8	353,8 16,2	M ₂₃ $\frac{SO_{50}^{4-} Cl_{34} (HCO)_{19}}{Na_{78} (Mg)_{13} Ca_{11}}$
13	В 1,2 км от с. Кармыш	960	11	0,005	264,5 18,0	521,8 41,0	316,6 41,0	185,7 8,2	2541,6 83,3	329,4 8,5	M ₄₀ $\frac{SO_{23}^{4-} (HCO)_{13} Cl_{18}}{Mg_{41} Ca_{41} (Na)_{18}}$
14	В 0,3 км к З от развалины Муратабулак	920	15	0,005	981,4 66,15	313,4 24,24	75,4 9,6	303,5 13,25	2573,3 83,0	146,4 3,7	M ₄₃ $\frac{SO_{23}^{4-} (Cl)_{13} HCO_{17}^{3-}}{Na_{66} Ca_{24} (Mg)_{10}}$

Примечание Средняя водообильность источников 0,16 л/сек.
Водоносная порода — песчаник

Химический состав напорных вод каранакской свиты северного борта Душанбинского бассейна (Шамбаринская структура)

Таблица 6

№ скважины	Глубина скважины, м	Абсолютная отметка устья, м	Дата отбора пробы для анализа	Глубина взятия пробы, м	Плотность, г/см ³	Содержание железа, мг/л	Температура воды, °С	Длина в скважине, м	Содержание сульфидов, мг/л	pH	мг/л и экв. %														Недиссоциированные молекулы в мг/л		Удельная жесткость по разности по разности в ед. Мэкв/л	Формула Курлова			
											NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	J ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻			H ₂ SiO ₄	HBO ₂	
K-I	460,8	III 1056	II III 1957	20-380	60-114	Разнозернистый песчанник	4,0 м (до устья)	15 16	0,02 1,73	-	-	4,5 1,3	332,9 73,8	35,2 9,0	36,0 15,1	0,3 0,8	Нет	151,4 21,5	-	-	519,6 55,2	-	232,3 19,4	20,2 3,4	Нет	1,5 0,2	4,94	-	-	M _{1,3} $\frac{SO_{35}^4 Cl_{21} (HCO_{19}^3)}{(Na+K)_{73} (Mg)_{15}}$	
K-I	460,8	III 1005	10 IV 1957	20-380	III-229,8	Прослой песчанник и глины	13,65 м (до устья)	15,2 18	0,03 2,59	-	-	4,5 1,6	172,1 51,9	44,5 14,8	57,4 31,4	0,3 0,1	0,5 0,2	96,3 18,1	-	-	288,4 40,0	-	327,9 35,8	26,9 5,9	Нет	1,5 0,2	8,71	-	-	M _{1,6} $\frac{SO_{40}^4 HCO_{35}^3 (Cl)_{11}}{(Na+K)_{51} Mg_{31} (Ca)_{11}}$	
K-I	460,8	III 886	4 IV 1957	20-380	230-306,8	Прослой песчанник и глины	14,0 м (до устья)	16,0 22	0,05 4,32	-	-	4,5 1,4	285,2 70,5	20,5 5,8	47,5 22,3	Нет	-	144,4 23,2	-	-	336,3 39,9	-	368,8 34,4	13,4 2,5	-	0,6 -	9,1	-	-	M _{1,7} $\frac{SO_{39}^4 HCO_{34}^3 Cl_{23}}{(Na+K)_{70} Mg_{22} (Ca)_{11}}$	
60	1960	1009 709	20 IV 1961 24 V 1961	8-430	300	Песчанник	Самовилья	26 -	0,07 6,05	1,0047	7,6	0,6 0,04	1585,6 79,4	32,0 0,9	317,4 18,2	14,8 1,4	Нет	Сд.	573,6 18,6	Нет	1,06 0,02	1280,6 30,7	-	Нет	1320,0 50,7	0,20 -	Нет	2,73 -	0,98	0,43	M _{5,1} $\frac{CO_{31}^3 SO_{41}^4 (Cl)_{11}}{Na_{70} (Ca)_{11}}$

Таблица 7

Структура	№ скважины	Литологич. состав водоносного горизонта	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Ti	Mn	Cu	Sr	Na
Шаамбарн	60	Песчаник	300	3	3	5	3	2	I	I	I	2	5

Химический состав воды источников хингоу-тавильдаринской свиты северного борта Душанбинского бассейна

146

Гидрологический район	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода из в. м.	Температура воды в С.	Дебит в л/сек.	мг./л и экв. ‰					Формула Курлова	
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ ''		HCO ₃ '
15	Верховье сая Курная	I340	10	0,55	II, I 7,5	65, I 50, I	33, 4 42, 4	14, 2 6, 2	9, 46 2, 9	359, 9 90, 92	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3(C16)}{Ca_{50}Mg_{42}(Na_8)}$
16	Юго-восточная окраина с. Шо-хон	I340	10	0,15	30, 6 9, 9	93, 8 35, I	90, 0 55, 0	II, 8 2, 5	204, 0 3I, 8	536, 8 65, 7	M _{0,7} $\frac{HCO_3^3(SO_3^2)}{Mg_{55}Ca_{35}(Na_{10})}$
17	Северная окраина с. Джирги-нак	I300	16	I, I	20, 0 9, 3	48, 0 25, 7	73, 6 64, 9	9, 05 2, 7	I3, 2 2, 9	536, 8 94, 4	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3, SO_4^4}{Mg_{65}Ca_{26}(Na_9)}$
18	В 0,2 км к С от с. Хокали	I280	II	0,5	4, 6 2, 2	65, I 36, 3	66, 9 6I, 4	14, 2 4, 5	3I, 3 7, 3	48I, 9 88, 2	M _{0,5} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4Cl_5)}{Mg_{61}Ca_{36}(Na_3)}$
19	I км к СЗ от высоты I410 м	I260	I3	0, I	5, 2 2, 4	90, I 50, 4	5I, 6 47, 2	7, I 2, 4	9, 0 2, 4	524, 6 94, 2	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3}{Ca_{50}Mg_{47}}$
20	С. Кафархан	I260	19, 9	0, I	56, 3 24, 8	97, I 48, 6	32, 2 26, 6	2I, 3 6, 6	50, 6 10, 4	506, 3 83, 0	M _{0,5} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4Cl_7)}{Ca_{49}Mg_{28}Na_{25}}$
21	Юго-восточная окраина с. Чаш-мабазар	I240	I3	0, 05	49, 9 I2, 0	I20, I 33, 0	I25, 0 55, 0	33, 4 5, 2	305, 0 34, 9	664, 9 59, 9	M _{1,2} $\frac{HCO_3^3, SO_4^4(SO_4^4)}{Mg_{55}Ca_{33}(Na_{12})}$
22	0,3 км к Ю от с. Тутаки	I200	17	0, 0I	247, 2 22, 6	I79, I 18, 8	34I, 4 58, 6	57I, 2 33, 8	1046, 0 45, 4	503, 9 20, 8	M _{2,7} $\frac{SO_4^4Cl_{34}HCO_3^3}{Mg_{59}Na_{22}(Ca_{19})}$
23	С. Кульбедак	II90	18	0, 06	2I, 3 II, 4	85, 0 47, 0	45, 6 4I, 6	7, 0 2, 2	16, 0 2, 6	518, 5 94, 2	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{47}Mg_{42}(Na_{11})}$
24	С. Чавалей	IO60	I2	0, 42	54, 0 18, 3	75, I 29, 2	82, I 52, 5	46, I 10, I	65, 0 10, 5	622, 2 79, 4	M _{0,66} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4Cl_{10})}{Mg_{53}Ca_{29}(Na_{18})}$

Примечание: I. Водоносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,27 л/сек.

Таблица 9

Химический состав воды источников хингоу-тавилдаринской свиты южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выходов в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
25	-	I670	8	0,25	11,3 2,2	229,2 51,2	12,6 46,6	21,3 2,7	650,0 60,6	500,0 36,7	M _{1,3} $\frac{SO_4^2- HCO_3^-}{Ca_{51} Mg_{47}}$
26	Северо-восточная часть развалин с. Рангон	I540	10	0,03	92,2 54,0	31,2 21,0	22,6 25,0	14,2 5,4	16,0 4,4	408,7 90,2	M _{0,38} $\frac{HCO_3^- Cl^-}{Na_{54} Mg_{25} Ca_{71}}$
27	В I км к В от с. Гулизор	I470	12	0,1	7,1 4,7	52,1 39,7	44,2 55,6	3,5 1,5	7,4 2,3	384,3 96,2	M _{0,3} $\frac{HCO_3^- (SO_4^2-)}{Mg_{56} Ca_{40}}$
28	Южная окраина с. Бурма	II60	13	0,2	319,7 44,7	177,4 28,5	101,3 26,8	246,5 22,4	941,2 63,1	274,5 14,5	M _{2,0} $\frac{SO_4^2- Cl^- (HCO_3^-)}{Na_{45} Ca_{28} Mg_{27}}$
29	Северо-западная окраина с. Кура-ягач	I060	14	0,2	-	-	-	-	-	-	-
30	С. Умакай	I040	16	0,2	482,8 66,8	97,1 15,4	68,2 17,8	40,8 37,9	842,1 57,1	146,4 5,0	M _{1,6} $\frac{SO_4^2- Cl^-}{Na_{67} (Mg_{18} Ca_{15})}$
31	С. Кызыл-булак	I020	16	0,06	130,6 61,4	45,9 24,7	15,6 13,8	64,96 19,8	140,3 31,6	274,5 48,6	M _{0,5} $\frac{HCO_3^- SO_4^2- Cl^-}{Na_{61} Ca_{24} (Mg_{15})}$
32		940	-	Кап.	560,5 23,6	531,3 25,2	655,4 51,2	1397,4 37,8	2808,2 55,6	433,1 6,6	M _{6,1} $\frac{SO_4^2- Cl^- (HCO_3^-)}{Mg_{51} Ca_{25} Na_{24}}$

Примечание 1. Водоносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,15 л/сек.

Таблица 10

Химический и газовый состав напорных вод хингую-тавилдаринской свиты северного борта Душанбинского бассейна

Структура	У. скважины	Глубина скважины (по заказу) м	Абсолютная отметка устья воды в м	Дата отбора пробы дата анализа	Глубина залегания воды в м	Интервал опробования м	Водоносная порода	Давл. в атм. на устье в пласке	Температура воды в °С на устье в пласке	Ледяной слой м/сут	Удельная минерализация воды мг (Ca, Mg)	pH	ионы в экв. %														Недиссоциированные молекулы в мг/л			Растворимость по отношению к Ca, Mg, Fe мг/л	Формула Кротова	Состав растворенного в воде газа в %					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему								
													NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	I ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	MnSiO ₃			H ₂ SiO ₃	CO ₂	H ₂ S общ.	H ₂ S свобод.	N ₂ + редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ + редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄
ЛЭЧОБ	2I	497	II25 802	9 IV 1961 27 IV 1961	-	323	Песчаная	-	24	0,36	I,0039	6,6	Нет	1595,3	9152,0	203,4	39,1	Нет	Нет	1198,7	Нет	2,56	1860,0	3,5	78,8	Нет	Нет	Нет	10,83	4,91	6,54	17,68	2,32	Мед	SO ₄ Cl ₂ NaCl(Ca)	Н	е	т	Не отобразил						
ШАМБАРАИ	К-I	450,6	III6 668	17 I 1962 18 I 1962	380-461 (забой)	448-452	Песчаная крупно- зернистая	4,4 47,2	28	0,7	I,0020	7,4	Нет	982,0	17,0	39,7	12,0	Нет	Нет	380,60	Нет	1,96	1547,2	146,7	120	Нет	Нет	12,78	6,0	Нет	5,44	2,21	Мед	SO ₄ Cl ₂ NaCl	46,0 88,2	4,5 8,8	нет	3,0 3,0	нет	76,5	4,0	10,0	9,5	нет	
"	I	624	III5 509	9 IV 1962 20 IV 1962	460-624 (забой)	606-614	То же	3,4 64,8	28	0,35	I,0020	7,6	Нет	1250,4	0,69	42,9	14,5	0,3	Нет	43,5	Нет	1,69	2061,6	134,2	180	Нет	Нет	15,56	Нет	Нет	5,44	2,24	Мед	SO ₄ Cl ₂ NaCl	-	нет	-	17	нет	Не анализировался					
"	3	1402	III0 350	4 VI 1961 8 VI 1961	500-925	750	Песчаная	-	36	-	I,0033	-	-	1210,0	-	60,0	20,0	-	-	520,0	-	-	1930,0	-	170,0	-	-	-	-	-	-	-	-	Мед	SO ₄ Cl ₂ NaCl	Не анализировался									
"	60	1960	III9 340	6 IV 1961 4 X 1961	430-1010	669-1010	Песчаная мелко- и средне- зернистая	-	24,5 33	2,85 246,0	-	7,6	1,0	1458,1	10,2	91,3	2,4	Нет	Нет	500,6	0,25	0,32	1514,3	Нет	48,0	Св	Нет	39,0	Нет	-	-	-	-	Мед	SO ₄ Cl ₂ NaCl(Ca)	Не анализировался									
КАРАТАГ	I	576 (аварийная)	III0 360	2 XI 1961 18 I 1962	6-576 (забой)	450-500	Песчаная с прослоями глины и алевро- литов	1,9 50,7	18	0,04	I,0208	7,0	0,30	947,8	6,98	136,1	34,1	Нет	Нет	1541,3	1,57	50,4	3226,2	61,0	Нет	Нет	Нет	13,0	14,00	-	-	-	-	Мед	Cl ₂ (SO ₄) NaCl(Ca)	39,6 54,8	2,8 7,0	10,9 27,5	1,5 4,2	2,6 6,5	97,4	1,5	0,34	0,16	0,4
"	2	1937	III1 106	13 II 1962 12 III 1962	175-1450	785-1360	То же	2,7 III,0	22	0,05	I,0100	6,9	-	5,0	9730,1	75,8	140,6	286,1	Нет	Нет	1568,2	4,05	55,1	3613,0	109,8	Нет	Нет	Нет	81,3	14,0	17,1	51,0	2,49	Мед	Cl ₂ (SO ₄) NaCl(Ca)	13,6 19,5	1,0 1,7	49,1 70,4	1,2 1,7	4,9 7,0	71,3	0,07	нет	0,83	17,8

Примечание: Гидродинамическая характеристика - самоизлив.

Таблица II

Результаты спектрального полуколичественного анализа напорных вод хингоу-тавильдаринской свиты

Название структуры	№ скважины	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Pb	Ag	Sr	Na	K	Li	La
Шаямбары	K-I	448-452	2	2	5	3	2	I	I	I	I	-	-	2	5	-	-	2
"	I	606-624	2	2	4	3	2	I	I	I	I	-	-	2	5	-	-	-
"	60	430-1010	2	2	5	3	3	сл.	I	I	I	-	-	3	5	-	-	-
Каратаг	I	450-500	2	2	5	4	4	2	2	I	I	I	I	3	5	4	-	-
"	2	785-1360	4	2	5	5	3	2	2	-	I	-	-	2	5	-	2	2

Примечание. Водоносная порода-песчаник.

Таблица 12

Химический состав вод большжуанской свиты северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местоположение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ ''	HCO ₃ '	
33	Западная оконеч- ность с. Трушбог	1480	16	8,0	372,6 29,5	254,5 23,1	34,0 47,4	28,0 14,4	58,0 21,9	213,5 63,7	Mq ₃ $\frac{HCO_{34}^3 SO_{22}^4 (Cl_{14})}{Mg_{47} Na_{30} Ca_{23}}$
34	Северо-восточная окраина с. Манда- ра	1400	10	0,2	34,3 19,8	50,1 38,5	42,6 46,7	10,6 4,0	33,3 9,2	396,5 86,8	Mq ₃ $\frac{HCO_{37}^3 (SO_{9}^4)}{Mg_{47} Ca_{33} Na_{20}}$
35	Долина сая Исхиҷ	1320	15	0,01	188,6 9,7	76,5 45,0	46,6 45,2	102,9 3,4	13,6 3,3	481,9 93,3	Mq ₄ $\frac{HCO_{33}^3 (Cl_{3})}{Mg_{45} Ca_{45} (Na_{10})}$
36	Правый берег сая Исхиҷ	1280	14	0,3	4,6 2,3	92,0 58,3	46,4 44,4	10,3 3,4	33,7 8,4	463,6 88,3	Mq ₄ $\frac{HCO_{38}^3 (SO_{8}^4)}{Ca_{53} Mg_{44}}$
37	Северная окраина с. Кафархам	1230	10	0,2	27,6 11,8	60,1 29,4	73,0 58,8	14,2 3,9	28,8 5,9	561,2 90,2	Mq ₅ $\frac{HCO_{30}^3 (SO_{8}^4)}{Mg_{59} Ca_{29} (Na_{12})}$

Примечание. 1. Водоносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 1,74 л/сек.

Таблица 13

Химический состав вод большжуанской свиты южного борта Душанбинского артезианского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
38	В 1 км к СЗ от с. Чаген	1200	12	0,02	327,0 27,3	553,2 53,0	125,5 19,7	150,3 8,1	2122,1 84,6	131,8 7,3	M ₃₄ $\frac{SO_4^2(Cl_1 HCO_3^3)}{Ca_{53} Na_{27} Mg_{20}}$
39	В 1,2 км к ЮЗ от с. Даврабад	1200	10	0,2	292,5 22,0	512,7 47,2	215,3 30,8	170,8 8,0	2287,2 83,0	317,2 9,0	M ₃₉ $\frac{SO_4^2 (HCO_3^3 Cl_1)}{Ca_{47} Mg_{31} Na_{22}}$
40	1,3 км к ЮВ от выс. II6I,4 м	1200	8	0,40	93,1 21,2	67,6 17,7	14,2 61,2	49,6 7,3	386,4 42,0	591,7 50,7	M ₁₀ $\frac{HCO_3^3 SO_4^2 (Cl_1)}{Mg_{61} Na_{21} (Ca_{18})}$
41	В 0,6 км к ССЗ от с. Кушан-Булак	1180	10	0,8	15,9 6,5	70,1 32,7	79,0 60,8	10,6 2,8	33,8 6,4	591,7 90,7	M ₄₅ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^2)}{Mg_{61} Ca_{33} (Na_6)}$
42	С. Кызылтабову	1160	15	0,005	1,1 1,7	36,5 62,5	12,6 35,7	6,0 5,8	21,4 15,1	140,3 79,0	M ₄₆ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^2 Cl_1)}{Ca_{63} Mg_{36}}$
43	С. Кырма	1140	6	0,15	419,7 26,9	989,9 37,2	302,8 36,8	233,0 9,7	2561,2 78,7	475,8 11,5	M ₃₈ $\frac{SO_4^2 (HCO_3^3 Cl_1)}{Ca_{37} Mg_{36} Na_{27}}$
44	В 9 км к Ю от с. Аллобайтал	1130	10	0,25	188,8 15,5	232,1 51,8	203,7 32,7	127,6 7,0	2034,4 82,6	323,3 10,4	M ₂₅ $\frac{SO_4^2 (HCO_3^3 Cl_1)}{Ca_{52} Mg_{33} (Na_{15})}$
45	С. Кульбулак	1100	11	0,15	432,2 28,2	479,7 35,9	292,8 36,0	178,0 7,5	2670,7 85,9	268,4 6,6	M ₄₃ $\frac{SO_4^2 (Cl_1 HCO_3^3)}{Mg_{36} Ca_{36} Na_{28}}$
46	1,2 км к Ю от выс. 1034,8 м	940	13	0,12	490,4 31,0	521,0 37,7	262,4 31,3	372,9 11,2	2607,0 78,8	420,9 10,0	M ₄₄ $\frac{SO_4^2 (Cl_{11} HCO_3^3)}{Ca_{38} Mg_{31} Na_{31}}$

Примечание 1. Водоносная порода - песчаник.
2. Средняя водообильность источников 0,23 л/сек.

Химический и газовый состав напорных вод Бальжуанской свиты северного борта Душанбинского бассейна

Таблица 11

Структура	№ скважины	Глубина скважины на скважинном уровне, м	Абсолютная отметка устья воды в м	Дата отбора пробы и дата анализа	Глубина залегания свиты, м	Интервал отбора воды, м	Водоносная порода	Давление в м.в. на устье в пласте	Температура воды в °С на устье в пласте	Дебит в литрах в сум.	Удельный вес воды	рН	мг/л и экв. %																	Недиссоциированные молекулы в мг/л	Редоктивный потенциал по разности потенциалов в в.д. Макс	Формирующая Курлова	Состав растворенного в воде газа в мг/л					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему									
													NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	J ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	H.SiO ₂				HBO ₂	CO ₂	H.S общ. (H.SiO ₂)	O ₂	CO ₂	H.S	CH ₄	N ₂ родане	O ₂	CO ₂	H.S	CH ₄			
																																													SO ₄ ²⁻ (Cl ₁₀) Na ₂₀ Ca ₂₅	Cl ₁₄ SO ₄ ²⁻ Na ₂₀ Ca ₂₅	SO ₄ ²⁻ Cl ₁₇ SO ₂₈ Na ₂₀ Ca ₂₅
Дучод	20	419	960 ⁽¹⁾ 565	22 IV 1961 27 IV 1961	45-419 (забой)	395-419	Песчаник разно- зернистый	-	19 19,7	0,17 14	1,0059	6,9	Нет	1584,4 68,3	3,3 0,1	476,2 23,5	99,3 8,1	0,5 -	Нет	445,4 12,7	Нет	2,4 -	4180,8 86,2	9,2 0,3	19,6 0,4	12,0 -	0,1 -	Нет	Нет	9,29	10,8	Нет	18,4 9,2	0,0	M7	SO ₄ ²⁻ (Cl ₁₀) Na ₂₀ Ca ₂₅	Не анализировался		10,34	Нет	Нет	2,53	87,13				
"	82	508	859,8 739	- 16 XII 1960	14-235	120-160	То же	-	19 -	1,5 130	-	7,1	Нет	3097,2 89,2	9,6 0,2	190,4 6,3	79,0 4,2	0,5 0,1	Ca	2572,6 48,2	0,59	0,32	3005,6 41,5	-	317,2 3,4	312,0 6,9	Нет	Нет	Нет	27,72	-	-	-	-	M6	Cl ₁₄ SO ₄ ²⁻ (Cl ₁₀) Na ₂₀ Ca ₂₅	Не анализировался										
"	84	755	864 664	17 II 1962 12 III 1962	20-425	200-250	"	10,0 32,7	23,5 -	1,43 123	1,0100	7,2	5,0 0,1	5309,6 79,8	28,4 0,2	736,8 12,7	250,3 7,1	0,5 -	Ca	2572,6 48,2	0,59	0,32	3005,6 41,5	-	317,2 3,4	312,0 6,9	Нет	Нет	Нет	27,72	-	-	-	-	M12	Cl ₁₇ SO ₄ ²⁻ (Cl ₁₀) Na ₂₀ Ca ₂₅	11,2 17,1	4,2 2,3	7,5 4,1	135,7 74,3	4,0 2,2	91,3	Нет	Нет	Нет	8,7	
"	16	550	888 ⁽¹⁾ 398	31 III 1961 27 IV 1961	-	490-545	Песчаник	-	18 29	0,03 2,6	1,0071	6,9	3,0 0,1	2501,4 87,1	12,4 0,3	186,5 7,5	76,4 5,0	0,4 -	Ca	1640,9 37,1	Нет	5,4	3674,7 61,3	9,1	105,3 1,4	Нет	Нет	Нет	13,0	55,97	Нет	25,16 16,1	0,0	M6,3	SO ₄ ²⁻ Cl ₁₇ Na ₂₀ Ca ₂₅	15,6 27,8	1,3 2,0	12,6 20,5	9,17 14,9	2,9 4,8	86,6	6,6	Нет	1,9	4,9		
Зависо- ра	3	1375	1100 220	24 IX 1951 7 IV 1952	925-1375 (забой)	1330-1375	"	-	42 54	5,0 430	1,0099	7,4	-	3185,1 81,8	30,3 0,4	435,6 12,8	100,8 5,0	-	-	2000,0 32,7	0,2	6,4	5484,8 66,1	-	122,0 1,1	-	-	-	-	20,9	-	Нет	1,40	M11	SO ₄ ²⁻ Cl ₁₇ Na ₂₀ Ca ₂₅	Не анализировался		96,65	0,05	Нет	Сл.	1,3					
"	3	1375	1100 220	17 I 1962 18 I 1962	925-1375 (забой)	1330-1375	Песчаник, переслю- вающийся с глиной	-	42 54	3 268	1,0092	7,2	1,5 -	8722,0 93,8	1,4 -	436,5 5,4	35,1 0,8	0,3 -	Ca	1058,6 71,7	Нет	1058,6 15,4	Нет	8,5	5590,5 28,5	-	97,6 0,4	Нет	Нет	Нет	28,52	4,0	24,67	4,76 2,90	3,42	M24,5	Cl ₁₇ SO ₄ ²⁻ Na ₂₀ Ca ₂₅	11,7 41,1	2,4 8,4	12,0 42,2	1,8 6,3	0,6 2,0	Не анализировался				
"	60	1960	1009 -	3 II 1962 12 III 1962	1010-1220 (забой)	935 ⁽¹⁾	Песчаник с просло- ями алев- ролитов	-	38 47	2,6 225	1,0100	7,2	1,5 0,1	3232,6 82,7	15,7 0,2	432,2 12,7	89,4 4,3	0,2 -	Ca	1058,6 16,4	Нет	991,5 16,4	0,7	6,4	6719,8 82,3	-	122,0 1,2	Нет	Нет	Нет	21,7	17,09	47,7	48,28 25,55	-	M12	SO ₄ ²⁻ (Cl ₁₀) Na ₂₀ Ca ₂₅	18,2 29,5	3,1 5,1	23,1 37,5	16,6 27,0	0,7 1,0	Не анализировался				
Каретар	2	1937	891 559	3 VII 1961 7 VIII 1961	1450-1725 (забой)	1450-1725	То же	4,9 166	23,5 51 (на 1200 м)	0,22 19	1,018	7,0	0,4 -	20974,7 87,0	121,9 0,3	1903,8 9,1	456,0 3,6	0,2 -	0,3	Ca	3650,3 98,2	11,8	118,7	568,7 1,1	-	292,8 0,5	Нет	Нет	Нет	14,18	167,3	98,6	27,2 15,5	3,74	M6,1	Cl ₁₆ Na ₂₀ Ca ₂₅	15,4 24,4	0,2 0,7	19,4 30,7	20,4 32,3	7,8 12,4	21,3	0,07	Нет	0,83	77,8	

Примечание: Гидродинамическая характеристика - сам. галльв.

Таблица 15

Структура	Углубление	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Me	Cu	Pb	Ag	Se	Na	Cl	La
учоб	2с	395-419	2	2	5	4	2	I	Сл.	-	Сл.	-	-	2	5	2	-
"	84	200-250	3	2	5	5	2	I	I	I	I	I	I	3	5	2	-
"	16	490-545	I	I	5	4	I	I	-	-	-	-	-	-	5	2	-
шаамбары	3	1330-1375	2	2	5	4	2	I	I	I	I	-	-	2	5	-	2
"	60	1010-1220	2	2	4	3	2	-	I	I	I	-	I	2	5	-	2
картаг	2	1450-1725	2	2	5	4	2	I	I	-	I	-	-	2	5	2	-

Примечание: Водонесная порода - песчаник.

Таблица 16

Химический состав воды источников алайских слоев северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Высота отметки выдо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	
1	В 0,8 км к З от с. Кухон	1350	12	0,03	95,4 26,8	71,5 23,0	94,8 50,3	29,2 4,0	388,9 52,1	414,8 48,9	M ₁₀ $\frac{SO_5^4 HCO_3^3}{Mg_{50} Na_{27} Ca_{23}}$
2	3 км на ССВ от с. Хочильбор	1280	11	7,5	-	-	-	-	-	-	-
3	0,7 км к ЮВ от с. Хочильбор	1240	20	0,04	272,7 49,2	146,1 30,2	60,2 20,6	211,0 24,7	674,8 58,3	250,1 17,0	M ₁₄ $\frac{SO_5^4 Cl_{125} (HCO_3^3)}{Na_{19} Ca_{30} Mg_{21}}$
4	0,3 км на В от с. Хочильбор	1200	20	5,0	375,3 54,2	166,7 28,2	63,2 17,6	339,1 33,0	780,7 54,4	231,8 13,0	M ₁₉ $\frac{SO_5^4 Cl_{133} (HCO_3^3)}{Na_{54} Ca_{28} (Mg_{18})}$
5	В 2 км к ВСВ от с. Худжи	1150	21	2,6	104,9 46,3	79,4 40,2	16,1 13,4	143,7 32,5	160,4 34,0	207,4 33,5	M ₀₅ $\frac{SO_3^4 HCO_3^3 Cl_{12}}{Na_{46} Ca_{40} (Mg_{14})}$

Примечание: 1. Водоносная порода - известняк.

2. Средняя водообильность источников 3 л/сек.

Таблица 17

Химический состав воды алайских слоев южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
6	0,3 км на Ю от с. Акчалма	I260	-	-	255,3 29,9	205,0 27,6	191,5 42,5	156,0 11,9	1212,7 67,9	457,5 20,2	M ₂₂ $\frac{SO_{88}^4 HCO_{30}^3 (Cl_{12})}{Mg_{42} Na_{30} Ca_{28}}$
7	Южная окраина с. Крима	I240	I3	0,3	-	-	-	-	-	-	
8	В 2 км к З от с. Ташкоташ	I240	-	0,03	151,1 11,2	526,2 50,0	249,7 38,8	40,4 1,0	2235,6 87,6	347,7 10,4	M ₄₅ $\frac{SO_{88}^4 (HCO_{10}^3)}{Ca_{50} Mg_{36} (Na_{11})}$
9	Южная окраина с. Акбулак	II80	9	0,12	656,6 35,8	525,1 32,9	304,0 31,3	805,1 28,4	2544,3 66,3	256,2 5,3	M ₅₀ $\frac{SO_{88}^4 Cl_{28} (HCO_{15}^3)}{Na_{36} Ca_{33} Mg_{31}}$
10	С. Крчикуль	II50	-	Кап.	98,9 7,6	567,7 53,0	256,4 39,4	87,5 4,2	2336,9 90,8	164,7 5,0	M ₃₄ $\frac{SO_{88}^4 (HCO_{15}^3)}{Ca_{53} Mg_{38} (Na_{8})}$
11	2,5 км к ЮВ от с. Шарбулак	II20	I8	1,0	368,7 36,2	307,2 34,8	155,1 29,0	188,6 12,2	1689,2 79,4	225,7 8,4	M ₂₈ $\frac{SO_{79}^4 (Cl_{12} HCO_{15}^3)}{Na_{36} Ca_{35} Mg_{29}}$
12	2 км на Ю от с. Кячак	940	I4	0,05	278,8 20,2	562,0 43,8	262,4 36,0	115,4 5,4	2511,6 87,2	268,4 7,3	M ₃₃ $\frac{SO_{87}^4 (HCO_{17}^3)}{Ca_{44} Mg_{38}}$

Примечание: Средняя водообильность источников 0,25 л/сек.

Химический состав воды минеральных источников алайских слоб

Название участка	Местоположение	Абсолютная отметка выхода в м	№ источника	Дебит в л/сек	Недиссоциированные молекулы в мг/л				Радиоктивность по радио-метру в ед. Мэкс	Формула Курлова
					H ₂ SiO ₃	HBO ₂	CO ₂	H ₂ S общ.		
Сангмилля	В 1 км к З от с. Сангмилля-Поен	1160	57	0,03	14,8	-	46,6	113,9	3,1	M _{2,2} $\frac{SO_{64}^4 HCO_{30}^3 (Cl_{16})}{Mg_{36} Ca_{34} Na_{28}}$
Худжи	В 0,6 км на ССЗ от с. Худжи	1150	54	0,02	-	-	25,0	107,4	-	M _{3,2} $\frac{SO_{58}^4 Cl_{14} (HCO_{18}^3)}{Na_{56} Ca_{30} (Mg_{14})}$
	Там же	1130	53	0,03	-	0,2	66,0	107,4	2,1	M _{3,8} $\frac{Cl_{45} SO_{40}^4 (HS_{12})}{Na_{59} Ca_{25} (Mg_{14})}$
	" "	1080	56	0,02	15,2	-	24,8	51,0	-	M _{11,1} $\frac{Cl_{81} (SO_{75}^4)}{Na_{76} (Ca_{15} Mg_9)}$
Хочиль-ор	В 1 км к ЮВ от с. Хочильор	1200	43	1,30	27,4	4,0	-	158,9	1,3	M _{2,9} $\frac{SO_{81}^4 (HS_{10} HCO_3^3)}{Na_{62} Mg_{20} (Ca_{18})}$
Ташбулак	Западная окраина с. Ташбулак	990	3	0,79	20,5	6,0	29,6	59,0	2,1	M _{6,2} $\frac{SO_{65}^4 Cl_{30}}{Na_{46} Ca_{37} (Mg_{17})}$

Примечание: Водоносная порода - известняк.

Таблица 20

Структура	№ сква- жины	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Sr	Na	Li	La
Лучоб	5	471-509	3	3	5	4	3	I	2	-	I	2	5	-	-
"	84	512-532	2	2	5	3	2	-	I	I	I	2	5	2	-
"	81	490-499	2	2	5	4	2	I	2	-	I	2	5	-	2
Шаамбары	2	I552-I566	I	2	5	3	2	I	I	I	I	2	5	-	2
"	60	I379-I398	3	3	5	5	2	2	2	I	I	3	5	2	-

Примечание: Водоносная порода - известняк.

Сопоставление сероводородных вод аляйских слоев месторождения Лучоб с водами курортов Псекупс и Сочи-Мацеста

Название курорта, месторождения		Псекупс	Лучоб	Лучоб	Сочи-Мацеста
Водоузел		Скважина № 37 (бис)	Скважина № 5	Скважина № 84	Скважина № 4
Где производился анализ		Лаб. „Роскурортгеопартия“	Ц. лаб. УГ и ОН Тадж. ССР	Там же	Центр. ин-т курортологии
Температура воды		49°	30°	25°	26,9°
В 1 л воды содержатся (г/л)					
Катионы:					
Аммоний	NH_4^+	Не обнаружен	0,006	Не обнаружен	0,092
Калий	K^+	0,0137	0,0671	0,0489	1,1383
Натрий	Na^+	1,9878	1,4331	2,4835	3,3007
Магний	Mg^{++}	0,0131	0,1745	0,3695	0,1657
Кальций	Ca^{++}	0,0269	0,5208	1,0216	0,4988
Анионы:					
Хлор	Cl^-	1,1798	0,5492	4,9152	6,2450
Бром	Br^-	0,0054	0,0025	0,0234	0,0277
Иод	I^-	Не обнаружен	следы	0,0008	0,0430
Сульфат	SO_4^{--}	0,0357	4,0327	2,8475	0,0029
Гидросульфид	HS^-	0,0867	Не определялся	Не определялся	0,0943
Гидрокарбонат	HCO_3^-	1,6098	0,2196	0,3050	0,4081

Таблица 21 (продолжение)

Название курорта, место рождения	Пункт	Пункт	Пункт	Сочи—Магаста
Водоуказ	Скважина № 37 (бис)	Скважина № 5	Скважина № 54	Скважина № 4
Где проводился анализ	Лаб. „Роскурортгеоартин“	Ц. лаб. УГ и ОН Тадж. ССР	Там же	Центр. ин-т курортологии
Температура воды	49	39	25	26,9
Недиссоциированные молекулы:				
Кремневая кислота H_2SiO_3	0,0592	0,0216	0,0123	0,0222
Метаборная кислота HBO_2	0,0187	0,0081	0,0230	0,0498
Углекислота CO_2	Не определялась	0,0082	0,0586	0,1192
Сероводород общий H_2S	0,112	0,0346	0,0618	0,250
Сероводород свобод. H_2S	0,0152	0,0222	0,0428	0,1452
Общая минерализация	4,3592	6,9707	12,2603	10,9679
pH	8,0	7,0	7,0	6,8
	H_2S свободн. 0,015	H_2S свободн. 0,022	H_2S свободн. 0,042	H_2S свободн. 0,145
Формула Курлова	$M_{4,4} \frac{Cl_{53} HCO_3}{Na_{97}}$	$M_{6,9} \frac{SO_3 Cl_{15}}{Na_{60} Ca_{25} Mg_{14}}$	$M_{12,2} \frac{Cl_{68} SO_3}{Na_{53} Ca_{27} Mg_{15}}$	$M_{10,9} \frac{Cl_{95}}{Na_{77} Ca_{13}}$

Химический состав воды источников бухарских слоев северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная высота выдо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
13	С. Огурты	1700	13	0,35	2,9 3,6	50,1 56,4	21,2 40,0	7,1 5,2	9,0 4,8	244,0 90,0	M ₀₂ $\frac{HCO_{90}^3(Cl_5SO_4^4)}{Ca_{56}Mg_{40}(Na_4)}$
14	0,5 км на ССЗ от с. Кульчян- нар	1540	8,5	6,0	5,7 3,0	88,6 55,0	41,1 42,0	7,1 2,5	228,3 59,0	189,1 38,5	M ₀₅ $\frac{SO_{59}^4 HCO_{39}^3}{Ca_{55}Mg_{42}}$
15	В 0,6 км к З от с. Ташбулак	1520	19	0,7	4,6 3,0	60,1 43,2	45,6 53,8	10,6 4,4	45,6 14,4	347,7 81,2	M ₀₃ $\frac{HCO_{81}^3(SO_{14}^4 Cl_5)}{Mg_{54}Ca_{43}(Na_3)}$
16	С. Даштимирон	1410	13	0,15	20,7 12,4	72,1 49,6	34,1 38,0	3,5 1,4	20,6 3,6	396,5 88,8	M ₀₃ $\frac{HCO_{89}^3(SO_4^4)}{Ca_{50}Mg_{38}(Na_{12})}$
17	0,7 км к З от с. Сангмилля	1240	16	0,3	54,7 7,8	359,7 58,7	124,6 33,5	16,7 1,5	1320,7 90,0	158,6 8,5	M ₂₀ $\frac{SO_{90}^4(HCO_8^3)}{Ca_{59}Mg_{33}(Na_8)}$
18	0,3 км на ЮВ от с. Чехак	1230	12	0,25	67,1 40,2	80,1 52,0	7,2 7,8	7,3 2,6	10,7 3,0	433,1 94,4	M ₀₃ $\frac{HCO_{94}^3(SO_3^4)}{Ca_{52}Na_{40}(Mg_8)}$
19	В 1 км к ЮВ от с. Хочильдор	1200	18	0,7	279,6 51,1	116,6 24,4	70,8 24,4	7,3 0,9	911,9 79,8	280,6 19,3	M ₁₅ $\frac{SO_{79}^4 HCO_{19}^3}{Na_{51}Ca_{25}Mg_{24}}$
20	0,5 км на С от с. Худжи	1130	18	35,0	58,6 36,8	35,9 25,9	31,0 36,8	53,5 21,8	130,0 39,1	164,7 39,1	M ₀₅ $\frac{SO_{39}^4 HCO_{39}^3 Cl_{22}}{Na_{37}Mg_{37}Ca_{28}}$

Таблица 22 (продолжение)

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг л и экв. %						Формула Курлова
					Ni+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
21	1 км к В от с.Кульбад	1120	15	70,0	101,4 19,6	231,7 50,8	81,6 29,6	28,0 3,6	806,3 74,2	311,1 22,2	M _{1,4} $\frac{SO_{74}^4 HCO_{22}^3}{Ca_{51} Mg_{30} (Na)_{19}}$
22	Селение Куль- писта	1100	12	1,5	10,1 1,4	442,9 71,6	101,2 27,0	14,5 1,3	1279,4 86,4	231,8 12,3	M _{2,0} $\frac{SO_{86}^4 (HCO_{12}^3)}{Ca_{12} Mg_{27}}$
23	В 1,5 км к ЮВ от с.Гумбулак	1093	16	40,0	146,9 27,8	194,0 42,2	83,4 29,9	20,0 2,4	825,5 74,9	317,2 22,7	M _{1,4} $\frac{SO_{75}^4 HCO_{23}^3}{Ca_{42} Mg_{30} Na_{28}}$
24	2,8 км к ЗЮЗ от с.Гумбу- лак	1030	14	7,5	19,7 8,9	89,3 46,4	51,9 44,5	20,0 5,9	232,1 50,3	256,2 43,8	M _{0,5} $\frac{SO_{50}^4 HCO_{44}^3}{Ca_{46} Mg_{45} (Na)_{9}}$

Примечание: 1. Водоносная порода - известняк.
2. Средняя водообильность источников 14 л/сек.

Химический состав воды источников бухарских слоев южного борта Душанбинского бассейна

Источники	Местонахождение	Абсолютная отметка выходов в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
25	В 1 км на ССВ от с. Джангибад	1570	12	0,01	18,0 11,1	46,8 33,3	47,4 55,5	3,5 1,4	68,3 20,2	335,5 78,4	MQ3 $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Mg_{56} Ca_{33} (Na_{11})}$
26	1,8 км к ВЮВ от с. Кырма	1480	12	0,2	7,1 4,0	41,7 27,1	63,3 68,8	14,8 5,2	22,6 6,1	414,8 88,7	MO4 $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4 Cl_5)}{Mg_{69} Ca_{27} (Na_4)}$
27	В 1 км на ЮВ от с. Акбулак	1480	10	0,02	256,4 21,5	530,1 51,0	173,3 27,5	134,7 7,3	2144,3 85,9	213,5 6,7	M3,3 $\frac{SO_4^4 (Cl_7 HCO_3^3)}{Ca_{51} Mg_{27} Na_{22}}$
28	С. Акбулак	1200	18	0,05	669,0 35,8	515,7 31,8	319,8 32,4	795,1 27,8	2646,7 67,8	225,7 4,4	M5,0 $\frac{SO_4^4 Cl_{12} (HCO_3^3)}{Na_{36} Mg_{32} Ca_{32}}$
29	Южная окраина с. Ингичка	1100	10	6,0	1404,8 51,0	494,8 20,7	411,6 28,3	985,9 23,2	4232,5 73,7	225,7 3,1	M7,7 $\frac{SO_4^4 Cl_{23}}{Na_{51} Mg_{28} Ca_{21}}$
30	1 км на ЮЗ от с. Ингичка	1080	10	3,0	77,0 7,6	578,0 65,7	142,5 26,7	56,8 3,6	1187,9 89,8	183,0 6,6	M2,9 $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Ca_{66} Mg_{27} (Na_7)}$
31	0,7 км на ЮЗ от с. Тиллабад	1060	18	Кап.	409,2 53,6	166,3 28,0	73,0 18,4	91,0 8,0	1292,4 84,0	152,4 8,0	M2,0 $\frac{SO_4^4 (Cl_6 HCO_3^3)}{Na_{54} Ca_{28} Mg_{18}}$
32	В 1 км к ЮВ от с. Кячак	860	18	1,75	308,4 23,2	571,1 49,8	188,5 27,0	380,1 18,6	2069,3 76,0	201,3 5,4	M3,8 $\frac{SO_4^4 Cl_{19} (HCO_3^3)}{Ca_{50} Mg_{27} Na_{23}}$
33	В 1,8 км к З от к-за Кырова	700	20	0,02	2231,9 64,2	710,2 23,8	233,1 22,2	2605,9 49,0	2406,0 33,0	1677,0 18,0	M9,8 $\frac{Cl_{48} SO_4^4 HCO_3^3}{Na_{64} Ca_{23} (Mg_{12})}$

Примечание. 1. Водоносная порода - известняк, гипс (ист. 32).

2. Средняя водообильность источников 1,38 л/сек.

Таблица 24

Химический состав воды минеральных источников бухарских слоев Душанбинского бассейна

Сайт	Местоположение	Абсолютная отметка выхо- да в м	№ источника	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	Недиссоциированные молекулы в мг/л					Формула Курлова
						H ₂ SiO ₃	HNO ₂	CO ₂	H ₂ S общ.	Rn ст. Милл	
Хочильор	1 км на ЮВ от с. Хочильор	1210	44	18	0,03	20,9	Не опред.	Не опред.	143,0	1,0	M ₂₀ $\frac{SO_{86}^4(HCO_7^3HS7)}{Na_{45}Ca_{28}Mg_{27}}$
Гульбиста	В 7 км к С от г. Душанбе	1100	Озеро	23	17,0	17,3	Нет	16,4	Запах	Не опред.	M ₃₁ $\frac{SO_{72}^4(Cl_{19}HCO_8^3)}{Ca_{54}Na_{30}(Mg_{16})}$
Джаны- Куйды	В 1,5 км к Ю с. Румбулак	1050	33	12,5	0,57	17,3	Не опред.	11,8	Запах	2,1	M ₁₀₈ $\frac{SO_{85}^4(HCO_4^3)}{Na_{80}(Ca_{11}Mg_9)}$
"	В 0,3 км к Ю от с. Джаны- Куйды	1002	38	18	0,70	19,5	4,0	24,7	210,8	-	M ₃₄ $\frac{SO_{33}^4Cl_{35}(HCO_{10}^3)}{Ca_{42}Mg_{36}Na_{22}}$

Примечание. Водяная порода - известняк.

Химический и газовый состав напорных вод бухарских слоев Душанбинского артезианского бассейна

Название скважины	М. Скважина	Слои, в которых скважина	Абс. отметка устья скважины в м	Дата отбора проб	Глубина залегания скважины в м	Насадка опробования	Давл. в атм. на устье в скважине	Температура воды в скважине на устье в градусах	Дебит в литр/сут.	Удельный вес воды	pH	и. л. и экв. %														Недиссоциированные молекулы в и. л.				Формула Курлова	Состав растворенного в воде газа в %					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему				
												NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	J ⁻	Br ⁻	SO ₄ ⁻²	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	H ₂ SiO ₃	HBO ₂	CO ₂	H ₂ S _{общ.}	H ₂ S _{своб.}	N ₂ редкие		O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	
Дучоб	5	573	900 329	16 IX 1961 17 IX 1961	567-573 (забой)	571	20,0	33	17 1468	-	6,8	Нет	1195,1 50,1	-	699,4 38,7	204,7 16,2	1321,1 35,9	-	11,6 0,1	2127,5 42,7	390,3 11,4	621,7 9,8	Нет	-	3,0	6, II	687,4	1394,0 1003,7	M _{0,6}	SO ₄ ⁻² Cl ₂ (HS ⁻) Na ₂ SO ₄ (Mg ⁺⁺)	20,4 3,0	1,0 0,2	40,1 6,0	593,5 88,6	14,7 2,2	26,3	0,6	31,5	41,6	
"	65	500	859 397	8 V 1962 16 VI 1962	440-500 (забой)	462-482	24,9 70,55	34	16 1382	1,001	7,0	0,20	329,3 22,1	12,4 0,5	638,5 49,3	107,3 13,6	210,6 9,2	1,31	1,63	1753,0 56,4	-	1354,2 34,3	Нет	25,94	II, 52	771,1	3570,0 3070,2	M _{4,9}	SO ₄ ⁻² HCO ₃ ⁻ (Cl ₂) Ca ₂ SO ₄ (Mg ⁺⁺)	5,5 0,3	Нет	304,2 16,2	1560 83	10,0 0,5	9,6	0,5	17,6	12,6	59,7	
"	84	755	864 240	23 III 1962 20 IV 1962	624-687	624-634	-	35,5	18,4 1590	1,01	6,9	0,5	700,6 70,4	12,6 0,5	1698,7 19,6	498,0 9,5	12776,1 83,1	Нет	55,7 0,2	213,1 13,8	141,9 1,0	536,7 2,0	Нет	33,72	55,29	419,1	708,3 587,9	M _{23,9}	Cl ₂ (SO ₄) Na ₂ SO ₄ (Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺)	16,5 2,9	0,4 -	261,4 46,1	285,1 50,1	5,2 1,0	55,1	1,6	8,6	10,4	23,9	
"	84	755	864 212	22 III 1962 20 IV 1962	624-687	652-658	29,3 89,28	35,5	11,7 1011	1,02	6,9	1,6	7682,9 70,8	103,3 0,6	1775,0 18,7	573,3 9,9	14166,7 84,3	Нет	59,33 0,2	2942,4 12,9	202,6 1,3	393,9 1,4	Нет	33,72	64,5	360,4	2295,0 1904,8	M ₂₆	Cl ₂ (SO ₄) Na ₂ (Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺)	21,7 1,6	0,3 0,1	175 12,5	1188,2 85,1	10,4 0,7	57,3	Нет	9,5	10,6	22,6	
"	84	755	864 214	17 III 1962 20 IV 1962	624-687	660-678	21,6 90,51	23,5 ~33	0,18 16	1,03	6,9	0,7	11773,5 72,8	188,7 0,7	2595,7 18,4	694,9 8,1	21988,8 88,0	2,8	90,8	2975,1 8,8	244,4 1,0	821,6 2,0	Нет	43,29	64,50	377,15	1147,5 918,0	M _{41,5}	Cl ₂ (SO ₄) Na ₂ (Ca ⁺⁺)	16,0 2,0	0,1 -	183,1 23,4	572,6 73,1	11,9 1,5	44,6	Нет	7,2	11,2	37,0	
"	83	1280	854,4 381	12 VII 1962 18 VI 1962	480-540	473-510	53 103,96	26	2 173	1,0379	7,1	3,0 0,2	13062,5 64,8	135,0 0,4	4649,3 26,5	851,2 8,0	29147,5 93,8	3,44	22,6	1745,6 4,2	171,5 0,6	694,0 1,3	Нет	Нет	35,55	477,12	1232,5 966,0	M _{50,6}	Cl ₂ (SO ₄) Na ₂ SO ₄ (Mg ⁺⁺)	5,7 0,8	Нет	187,0 26,6	500,0 71,4	7,6 1,2	13,0	1,3	3,9	11,8	70,0	
"	82	525	858,0 390,8	1 VI 1961 17 VI 1961	420-520 (забой)	468-513	25,4 72,61	29	4,2 360	1,0026	6,9	Нет	1665,6 71,8	17,9 0,4	575,3 27,5	3,0 0,2	1321,1 36,9	Нет	Нет	1324,2 27,4	-	2049,6 33,3	72,0 2,4	Нет	14,39	192,0	1827,0 1243,0	M _{7,0}	Cl ₂ HCO ₃ ⁻ SO ₄ ⁻² Na ₂ SO ₄	17,7 2,6	"	97,2 12,9	557,5 81,3	21,7 3,2	8,8	Нет	2,7	6,9	82,2	
"	80	1013	991,9 407,9	20 VII 1962 15 X 1962	584-654	584-654	Не изм.	30 ~34	30 2592	1,0071	7,1	-	2405,5 71,6	42,2 0,7	425,8 14,5	234,1 13,2	3681,0 70,9	Нет	15,45 0,1	1655,1 23,5	40,8 0,8	339,5 3,8	36,0 0,8	22,0	20,9	74,88	1173,0 750,7	M _{8,9}	Cl ₂ SO ₄ Na ₂ (Ca ⁺⁺ Mg ⁺⁺)	9,7 ~3	"	29,5 7,0	380,5 90,1	2,4 0,7	4,0	1,4	0,5	1,0	93,1	
"	81	1450	858 319	8 I 1962 18 I 1962	575-675	570-594	22,3 81,2	37	5,5 475	1,0112	6,8	Нет	1417,9 51,9	3,9 0,1	694,5 29,2	70,9 18,8	1825,0 36,2	2,6	5,9 0,1	2814,7 45,4	127,5 3,2	802,0 11,1	Нет	25,19	12,0	345,4	637,5 510	M _{7,6}	SO ₄ ⁻² Cl ₂ (HCO ₃ ⁻) Na ₂ SO ₄ (Mg ⁺⁺)	18,5 3,6	0,2 -	167,7 32,4	119,7 61,5	13,2 2,5	63,3	Нет	5,2	9,2	23,3	
"	81	1450	852 265	22 VII 1962 18 I 1962	575-675	624-658	22,2 85,1	31,5 35,6	2 173	1,0005	6,8	Нет	1772,5 53,6	65,4 1,2	793,7 27,7	301,0 17,3	2126,5 42,5	3,2	12,5 0,1	3110,9 45,3	1,0 2,2	872,6 10,0	Нет	12,38	22,0	410,1	510,0 408,0	M _{8,2}	SO ₄ ⁻² Cl ₂ (HCO ₃ ⁻) Na ₂ SO ₄ (Mg ⁺⁺)	17,0 3,6	Нет	199,7 42,0	254,4 53,5	4,1 0,8	42,1	"	23,0	2,3	32,6	
Шамшоры	2	1830	1118 -532	18 VI 1951 15 VII 1951	1650-1730	1650-1723	-	-	0,5 43	1,0133	-	-	2590,0 76,7	-	540,0 18,3	90,0 5,0	1030,0 19,7	-	-	5530,0 78,1	-	190,0 2,1	-	-	-	-	-	-	M _{8,9}	SO ₄ ⁻² Cl ₂ Na ₂ (Ca ⁺⁺)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
"	60	1960	1069 -453	24 VII 1962 15 X 1962	1460-1555	1462-1490	17,56 165,9	38	0,52 45	1,0053	7,0	4,0 0,2	1559,1 75,7	43,0 1,2	335,7 16,6	45,6 4,2	850,1 26,6	Нет	3,73	2565,3 69,7	-	201,3 3,7	Нет	10,4	7,7	24,9	6,8 3,7	M _{6,0}	SO ₄ ⁻² Cl ₂ Na ₂ (Ca ⁺⁺)	-	-	-	-	-	-	-	-	-		

Примечание. 1. Водоносный горизонт - известняк в дожд. лт (в. № 83).

2. Гидрохимическая характеристика - самоналив.

Таблица 26

Название структуры	№ скважины	Литологич. состав водо- носных пород	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Sr	Na	Li	La	Ag	B
Лучоб	5	Известняк	57I	3	3	5	5	3	2	2	-	I	3	5	2	-	-	-
"	85	"	462-482	2	3	5	5	3	2	I	-	I	3	5	-	-	-	-
"	84	"	624-634	2	I	5	5	2	-	I	-	Сл.	2	5	2	2	-	-
"	"	"	652-658	I	2	5	5	2	-	-	-	I	2	5	2	-	I	-
"	"	"	660-678	2	I	5	5	I	I	I	-	Сл.	2	5	2	-	-	-
"	83	"	473-510	2	2	5	5	2	I	I	-	I	2	5	-	-	-	I
"	82	"	468-518	3	3	5	5	3	2	2	-	I	3	5	2	-	-	-
"	86	"		3	3	5	5	3	I	2	-	I	3	5	2	2	-	-
"	8I	"	570-594	2	2	5	4	2	I	I	-	I	2	5	-	2	-	-
Шаамбары	6I	Доломит	I462-I490	2	2	5	5	2	I	2	I	I	2	5	2	2	-	-

Сопоставление сероводородных вод бухарских слоев месторождения Лучоб с водами курортов Сочи—Мацеста и Талги

Название курорта, месторождения	Сочи—Мацеста	Лучоб	Талги	Лучоб	Лучоб	Лучоб
Водопункт	Скважина № Т-1	Скважина № 84	Скважина № 1	Скважина № 5	Скважина № 82	Скважина № 86
Где производился анализ	Бальнеологич. ин-т им. И. В. Сталина	Там же	Центральный ин-т курортологии	Центр. лаб. УГ и ОН Тадж. ССР	Там же	Там же
Температура воды	34,3°	35,5°	38°	33°	29°	30°
В 1 л воды содержится (г/л)						
<u>Катионы:</u>						
Аммоний NH ₄ ⁺	0,0246	0,0016	0,0077	Нет	Нет	Не опред.
Калий K ⁺	—	0,1033	0,0820	Не опред.	0,0179	0,0422
Натрий Na ⁺	8,0944	7,6829	1,4370	1,1950	1,6656	2,4055
Магний Mg ⁺⁺	0,3573	0,5733	0,0935	0,2047	0,0030	0,2341
Кальций Ca ⁺⁺	1,2893	1,7750	0,4565	0,6994	0,5553	0,4258
<u>Анионы:</u>						
Хлор Cl [']	15,3559	14,1667	2,4050	1,3211	1,3211	3,6810
Бром Br [']	0,0589	0,0593	0,0120	0,0116	Нет	0,0154
Иод J [']	0,0080	Нет	0,0007	Сл.	"	Нет
Сульфат SO ₄ ["]	0,0109	2,9422	0,5723	2,1275	1,3242	1,6551
Гидросульфид HS	0,1078	0,2026	0,1429	0,3903	Не опред.	0,0408
Гидрокарбонат HCO ₃ [']	0,5914	0,3939	0,6808	0,6217	2,0496	0,3895

Таблица 27 (продолжение)

Название курорта, месторождения	Сочи—Мацеста	Лучоб	Талги	Лучоб	Лучоб	Лучоб
Водопункт	Скважина № Т-1	Скважина № 84	Скважина № 1	Скважина № 5	Скважина № 82	Скважина № 86
Где производился анализ	Бальнеол. ин-т им. И. В. Сталина	Там же	Центральный ин-т курортологии	Центр. лаб. УГ и ОИТадж. ССР	Там же	Там же
Температура воды	34,3°	35,5°	38°	33	29°	30
Недиссоциированные молекулы:						
Кремневая кислота H_2SiO_3	0,0296	0,0337	0,028	0,0039	Нет	0,0220
Метаборная кислота HBO_2	Не опред.	0,0645	0,0227	0,0061	0,0143	0,0209
Углекислота CO_2	0,2024	0,3604	0,4589	0,6874	0,1920	0,0748
Сероводород общий H_2S	0,4194	2,2950	0,5684	1,3940	1,8270	1,173
Сероводород своб. H_2S	0,3082	1,9048	0,4194	1,0037	1,2430	0,7507
Общая минерализация	26,0658	27,9991	5,9431	6,5812	7,0227	8,9183
pH	6,8	6,9	6,6	6,8	6,9	7,1
	H_2S своб. 0,308	H_2S своб. 1,904	H_2S своб. 0,419	H_2S своб. 1,003	H_2S своб. 1,243	H_2S своб. 0,750
Формула Курлова	$M_{26} \frac{Cl_{97}}{Na_{11}Ca_{14}}$	$M_{28} \frac{Cl_{84}(SO_4^2)}{Na_{17}(Ca_{19}Mg_{10})}$	$M_{5,9} \frac{Cl_{11}(SO_4^2HCO_3^2)}{Na_{65}Ca_{24}}$	$M_{6,6} \frac{SO_4^2Cl_{13}(HS_{11})}{Na_{50}Ca_{24}(Mg_{10})}$	$M_7 \frac{Cl_{37}HCO_3^2SO_4^2}{Na_{72}Ca_{27}}$	$M_{8,9} \frac{Cl_{71}SO_4^2}{Na_{72}(Ca_{15}Mg_{13})}$

Химический состав вод источников датского и сенонского ярусов южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. " "						Формула Курзави
					Na+K'	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
6	Зап. окраина с. Балтабай	1750	11	0,7	61,2 14,4	255,7 69,0	36,7 16,6	14,2 2,0	659,8 74,8	262,3 23,2	M12 $\frac{SO_{75}^4 HCO_{23}^3}{Ca_{69} Na_{17} Mg_{14}}$
7	В 0,2 км к ЗСЗ от с. Ходжабой-дьяк	1300	9	0,01	713,0 35,9	494,4 28,6	373,7 35,5	262,7 8,6	3606,3 86,9	237,9 4,5	M58 $\frac{SO_{87}^4 (Cl_7)}{Na_{36} Mg_{35} Ca_{29}}$
8	В 0,7 км на В от с. Ходжабулак	1280	19	-	94,5 37,6	46,8 21,5	54,6 41,1	33,3 8,6	197,1 37,7	347,5 53,7	M06 $\frac{HCO_{54}^3 SO_{36}^4}{Mg_{41} Na_{38} Ca_{21}}$
9	1 км к СЗ от с. Акбурю	1000	14	0,04	103,5 9,3	522,0 57,2	196,3 33,5	71,0 4,1	2118,3 91,5	128,1 4,4	M31 $\frac{SO_{91}^4 (HCO_3^3)}{Ca_{57} Mg_{34} (Na_9)}$
10	В 1 км западнее с. Джангибад	1580	8	0,10	10,6 1,6	395,9 70,5	94,8 27,9	3,5 0,4	1096,2 81,4	311,1 8,2	M17 $\frac{SO_{91}^4 (HCO_3^3)}{Ca_{70} Mg_{28} (Na_2)}$
11	В 1 км к ЗСЗ от с. Гауабад	1500	10	0,16	80,73 8,0	78,1 8,8	445,7 83,2	35,6 2,3	1819,6 85,9	317,2 11,8	M78 $\frac{SO_{86}^4 (HCO_{12}^3)}{Mg_{83} (Ca_9 Na_8)}$
12	В 0,85 км западнее с. Хаджа-Мура	1500	9	0,18	132,2 54,6	25,0 11,9	42,6 33,3	49,6 13,3	128,4 24,8	395,5 61,9	M06 $\frac{HCO_{62}^3 SO_{25}^4 (Cl_{11})}{Na_{55} Mg_{33} (Ca_{12})}$
13	Западная окраина с. Хаджа-Мура	1500	9	0,6	185,8 15,2	552,0 52,0	212,2 32,8	113,6 6,0	2290,6 89,8	134,2 4,2	M35 $\frac{SO_{90}^4 (Cl_6)}{Ca_{52} Mg_{33} (Na_{15})}$
14	2 км к ЮВ от с. Аллабайтал	1440	10	0,01	225,4 30,3	215,1 33,3	142,9 36,4	56,7 4,9	1298,3 83,6	225,7 11,5	M20 $\frac{SO_{84}^4 (HCO_1^3)}{Mg_{37} Ca_{33} Na_{30}}$

Таблица 28 (продолжение)

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
15	0,7 км к западу от с. Башбулак	1400	16	0,3	207,4 20,6	510,6 63,2	69,5 14,2	26,9 2,0	1654,2 85,6	305,0 12,4	M _{2,6} $\frac{SO_{86}^4(HCO_3^2)}{Ca_{64}Na_{22}(Mg_{14})}$
16	С. Акбурю	1200	16	0,25	344,9 25,0	547,1 47,4	199,4 27,6	168,0 8,0	2510,8 89,0	109,8 3,0	M _{3,9} $\frac{SO_{86}^4(Cl_{18})}{Ca_{47}Mg_{28}Na_{25}}$
17	1,5 км к З от с. Джуробсай	960	19	0,3	469,6 32,2	442,8 35,2	249,9 32,6	141,6 6,4	2616,3 86,4	280,6 7,2	M _{4,0} $\frac{SO_{86}^4(HCO_3^2)}{Ca_{35}Mg_{33}Na_{32}}$
18	2,5 км к С от с. Тубет	940	8	0,001	6047,1 84,6	531,4 8,2	272,8 7,2	8738,9 79,1	2855,8 19,0	366,0 1,9	M _{10,0} $\frac{Cl_{79}(SO_{19}^4)}{Na_{85}(Ca_{8}Mg_7)}$
19	2 км к СЗ от с. Тубет	900	12	0,25	150,2 13,8	552,0 58,2	161,5 28,0	92,3 5,5	1997,3 87,8	195,2 8,7	M _{3,2} $\frac{SO_{86}^4(HCO_3^2)}{Ca_{58}Mg_{26}(Na_{14})}$

Примечание: 1. Водоносная порода - известняк и гипс (ист. № 7,9)

2. Средняя водообильность источников 0,19 л/сек.

Таблица 29

Химический состав вод источник североного яруса северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
1	С. Абхач	1560	16	0,3	17,4 13,8	55,1 50,0	24,3 36,2	3,5 1,8	5,7 2,0	323,3 96,1	M _{0,2} $\frac{HCO^3_{96}(SO^4_2)}{Ca_{50} Mg_{36}(Na_{14})}$
2	0,3 км к Ю от с. Абхач	1460	9	0,17	30,0 17,2	46,1 30,2	48,8 52,6	8,0 3,0	32,9 8,9	408,7 88,1	M _{0,4} $\frac{HCO^3_{88}(SO^4_2)}{Mg_{53} Ca_{30}(Na_{17})}$
3	С. Кошкарин-шон	1320	20	0,07	157,5 31,0	159,9 36,8	95,8 36,2	35,1 4,6	810,9 77,6	237,9 17,8	M _{1,4} $\frac{SO^4_{78}(HCO^3_{18})}{Ca_{37} Mg_{36} Na_{31}}$
4	С. Секишлак	1200	14	0,17	31,5 23,8	5,2 4,6	53,1 71,6	7,1 3,4	14,8 5,2	292,1 91,4	M _{0,3} $\frac{HCO^3_{91}(SO^4_2)}{Mg_{72} Na_{24}}$
5	2 км к Ю от с. Хочильор	1180	23	0,2	37,5 18,1	60,0 33,3	53,1 48,6	135,7 42,3	13,6 3,1	200,3 54,6	M _{0,4} $\frac{HCO^3_{55} Cl_{42}}{Mg_{49} Ca_{33}(Na_{18})}$

Примечание: 1. Водоносная порода - песчаник, известняк.
2. Средняя водообильность источников 0,14 л/сек.

Результаты спектрального полуколичественного анализа вод сенонских отложений
(Лучобская структура)

Таблица 31

№ скважины	Водоносная порода	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Ag	Cu	Sr	Na	K	Li	La
84	Известняк, глина, гипс, доломит	695- 714	3	2	5	5	2	2	2	I	I	2	5	4	2	2
83	Глина с про- слоями долами- та	605- 637	2	2	5	4	3	I	-	-	I	2	5	-	2	-
81	Известняк	690- 708	2	I	5	5	5	I	I	-	I	2	5	-	-	2
"	"	720- 754	2	2	5	5	4	2	2	-	I	2	5	-	-	2

Химический состав вод источников туронского яруса северного склона Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K'	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl'	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ '	
20	В 2 км к В от с. Сурха-Чаппа	1660	18	0,1	10,8 5,8	66,8 41,5	32,0 52,1	9,0 3,1	100,4 24,9	353,8 72,0	M _{0,5} $\frac{HCO_3^2 SO_4^4}{Mg_{53} Ca_{41}}$
21	Северо-западная окраина с. Шохон	1620	8	2,5	20,9 4,8	244,0 64,0	72,4 31,2	5,6 0,8	695,0 76,1	268,4 23,1	M _{1,2} $\frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Ca_{64} Mg_{31}}$
22	0,4 км к СЗ от с. Ташбулак	1580	10	0,85	0,7 0,5	52,1 74,4	34,8 52,1	11,0 5,6	46,5 17,9	256,2 76,5	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Mg_{52} Ca_{47}}$
23	Верховье сая у с. Файзабад	1500	16	4,0	34,0 23,2	50,9 40,0	28,2 36,8	7,1 3,2	30,8 10,0	355,5 86,8	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Ca_{40} Mg_{37} Na_{23}}$
24	С. Бустанак	1400	13	0,5	28,1 16,4	74,1 49,6	31,0 34,0	7,1 3,0	8,2 2,4	433,1 94,6	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3}{Ca_{50} Mg_{34} (Na)_{10}}$
25	С. Куль	1400	15	0,5	67,6 48,4	41,7 32,8	16,9 18,8	7,1 3,2	20,2 6,4	353,8 90,4	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3}{Na_{48} Ca_{32} Mg_{20}}$
26	У с. Аккана	1120	15	0,03	40,2 20,0	42,3 29,8	60,9 56,2	28,0 8,9	66,6 15,6	377,7 75,0	M _{0,4} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4 Cl)_{19}}{Mg_{56} Ca_{24} Na_{20}}$

Примечание. 1. Водоносная порода - известняк, песчаник.

2. Средняя водообильность источников 1,07 л/сек.

Химический состав воды источников туронского яруса южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Удельный вес в г/см ³	мг и в экв. %						Формулы Курлова
					Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
27	В 0,3 км на ЮЗ от с. Тяан	1600	14	1,5	35,4 19,8	69,5 42,8	36,6 37,4	7,1 3,0	78,2 20,8	378,2 76,2	M ₀₄ $\frac{HCO_3^3 SO_4^2}{Ca_{43} Mg_{37} Na_{20}}$
28	В 1 км на В от с. Ярча	1580	11	-	645,4 84,0	23,2 3,4	56,7 12,6	20,9 1,8	1477,7 93,8	115,8 4,4	M ₂₃ $\frac{SO_4^2}{Na_{84} (Mg_{13})}$
29	1,2 км к СЗ от с. Ташкоташ	1600	9	0,05	113,2 29,2	62,5 18,4	107,5 52,4	42,7 7,2	136,8 23,0	719,8 69,8	M ₀₉ $\frac{HCO_3^3 SO_4^2 (Cl_{17})}{Mg_{57} Na_{29} (Ca_{18})}$
30	В 0,05 км к З от с. Джанги-абад	1500	8	0,12	1,8 1,2	52,1 38,0	60,5 60,8	7,1 2,9	55,1 16,7	335,5 80,4	M ₀₃ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^2)}{Mg_{61} Ca_{38}}$
31	2 км на ЮВ от с. Ақбулак	1480	15	0,6	89,2 51,4	20,8 13,0	34,7 35,6	33,7 14,8	141,1 36,6	237,7 48,6	M ₀₄ $\frac{HCO_3^3 SO_4^2 (Cl_{15})}{Na_{51} Mg_{36} (Ca_{13})}$
32	0,8 км на З от с. Башбулак	1380	16	0,6	69,2 7,5	567,9 71,0	104,3 21,5	21,3 1,5	1657,5 89,0	292,8 9,5	M ₂₆ $\frac{SO_4^2 (HCO_3^3)}{Ca_{75} Mg_{22} (Na_7)}$
33	1,5 км на ЮЗ от с. Чукурек	1280	14	0,01	200,1 32,3	224,0 41,6	85,4 26,1	92,6 9,7	805,9 62,8	451,5 27,5	M ₁₆ $\frac{SO_4^2 HCO_3^3}{Ca_{42} Na_{32} Mg_{26}}$
34	Северовосточная окраина с. Чукурек	1280	15	1,0	119,4 38,4	72,9 27,0	56,9 34,6	63,9 13,3	288,4 44,5	347,7 42,2	M ₀₈ $\frac{SO_4^2 HCO_3^3 (Cl_{19})}{Na_{36} Mg_{32} Ca_{17}}$
34a	В 2,8 км на СЗ от с. Тубет	960	10	0,005	667,0 37,6	536,4 34,7	252,6 27,6	553,8 20,2	2788,9 75,3	216,5 4,5	M ₅₀ $\frac{SO_4^2 (Cl_{20})}{Na_{37} Ca_{35} Mg_{28}}$

Примечание. I. Водонесная порода - известняк.
2. Средняя минерализация воды - 1,05 г/л.

Химический состав воды минеральных источников отложений туронского и сеноманского ярусов

Участок	Местоположение	Абсолютная отметка выода в г.	№ источника	Дебит в л/сек.	Недиссоциированные молекулы в мг/л				Радиоактивность по радио-метру в ед. Маусе	Формула Курлова		
					H ₂ SiO ₃	HBO ₃	CO ₂	H ₂ S общ.				
Джуроб-сай	Хр. Бабатаг, в 25 км к ЮЗ от г. Душанбе	960	Туронский ярус		10	0,15	13,2	8,0	-	-	-	M ₄₅ $\frac{SO_{87}^4(HCO_{71}^3)}{Na_{36}Ca_{33}Mg_{31}}$
Джуроб-сай	Там же	-	9	0,71	12,2	8,0	7,8	1,7	18,2	M ₄₈ $\frac{SO_{87}^4(HCO_{71}^3)}{Na_{38}Ca_{33}Mg_{28}}$		
Хочиль-ор	Южный склон Гиссарского хр., в 37 км на З от г. Душанбе	1200	46	0,07	18,8	-	-	-	-	M ₄₁ $\frac{SO_{78}^4(HCO_{71}^3)}{Na_{42}Ca_{29}Mg_{28}}$		
Джуроб-сай	Хр. Бабатаг, в 25 км к ЮЗ от г. Душанбе	910	Сеноманский ярус		II	0,005	II, I	45,0	20,0	6,4	0,8	M _{71,4} $\frac{Cl_{98}}{Na_{70}Ca_{22}(Mg_{18})}$
Самбули (Умакай)	Хр. Каршитау, в 21 км к Ю от г. Душанбе	-	-	0,03	-	-	8,2	23,8	1,9	M ₇₉ $\frac{Cl_{58}SO_{40}^4}{Na_{54}Ca_{31}(Mg_{15})}$		

Примечание: Водоносная порода - известняк

Таблица 35

Интервал отбора пробы в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Ag	Sr	Na	Li
1827-1840	3	2	5	3	3	I	I	I	2	5	2

Химический состав воды источников сеноманского яруса северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	
35	В 2 км к ЮЗ от с. Шахон	1700	14	0,01	58,2 24,2	56,4 27,0	62,1 48,8	8,3 2,2	256,9 50,9	298,9 46,9	M ₀₇ $\frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Mg_{49} Ca_{27} Na_{24}}$
36	0,3 км к СЗ от с. Деболанд	1600	16	1,0	14,0 8,6	70,1 58,2	24,3 33,2	7,1 1,6	15,2 5,2	541,6 93,2	M ₀₂ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Ca_{58} Mg_{37} (Na_{6})}$
37	С. Канди	1600	14	5,0	5,9 7,8	15,0 23,0	27,3 69,2	3,5 3,0	7,8 4,8	183,0 92,2	M ₀₁ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Mg_{69} Ca_{23} (Na_6)}$
38	Сев. окраина с. Джайда-Булак	1500	13	0,2	27,1 25,4	27,8 29,8	25,3 44,8	7,1 7,4	16,8 7,6	212,9 88,0	M ₀₂ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Mg_{45} Ca_{30} Na_{25}}$
39	С. Чунам-шаугун	1450	16	0,5	49,6 29,6	41,7 28,8	36,6 41,6	7,1 2,8	21,4 6,0	402,6 91,2	M ₀₄ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Mg_{42} Na_{30} Ca_{28}}$
40	0,5 км на СЗ от с. Кошхари-туфора	1400	22	0,25	36,3 26,6	23,0 19,4	39,4 54,0	10,3 4,8	13,6 4,8	286,0 90,4	M ₀₃ $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4 Cl_1)}{Mg_{54} Na_{27} (Ca_{19})}$
41	В 0,5 км к ЮЗ от с. Хочильбор	1300	16	0,12	49,2 10,7	219,1 54,3	85,6 35,0	23,1 3,2	723,0 74,9	268,4 21,9	M ₁₃ $\frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Ca_{54} Mg_{35} (Na_{11})}$

Примечание: 1. Водосносная порода - известняк, песчаник.

2. Средняя водообильность источников 1,02 л/сек.

Химический состав воды источников сеноманского яруса южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ ''	HCO ₃ '	
42	С. Чакалы	1600	11,5	0,2	30,1 23,0	60,1 52,6	16,9 24,4	13,8 6,8	101,6 37,2	195,2 56,0	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{53} Mg_{24} Na_{23}}$
43	В 1,1 км на ЮВ от с. Ярча	1500	12	0,06	92,7 19,4	278,9 46,8	62,0 33,8	14,2 1,8	948,2 94,8	176,9 3,4	M _{1,5} $\frac{SO_4^4}{Ca_{47} Mg_{34} (Na_{19})}$
44	С. Кызылбулак	1100	17	Кап.	36,8 20,2	42,1 26,6	51,1 53,2	8,4 2,6	54,3 14,0	380,2 83,4	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Mg_{53} Ca_{47} Na_{20}}$
45	С. Арнабулак	1100	10	0,18	186,9 16,4	546,6 54,9	173,6 28,7	71,3 4,0	2026,2 84,9	335,5 11,1	M _{3,2} $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Ca_{55} Mg_{29} (Na_{16})}$
46	В 1 км к С от с. Джалгиртепе	1100	10	0,05	690,0 35,2	505,2 29,5	367,4 35,3	269,8 8,9	3559,0 86,7	231,8 4,4	M _{5,6} $\frac{SO_4^4 (Cl_1)}{Mg_{35} Na_{35} Ca_{30}}$
47	В 1,5 км к С от с. Джартепе	1100	18	0,2	406,8 24,2	494,9 33,8	373,0 42,0	552,9 21,4	2573,5 73,4	237,9 5,2	M _{4,5} $\frac{SO_4^4 Cl_1}{Mg_{42} Ca_{34} Na_{24}}$
48	1,3 км к ЮВ от с. Пахтаабад	1000	14	0,7	165,6 13,9	640,9 61,9	151,7 24,2	291,4 15,9	1994,0 78,3	183,0 5,8	M _{3,4} $\frac{SO_4^4 (Cl_{16})}{Ca_{62} Mg_{24} (Na_{14})}$
49	1,3 км к З от с. Джуробсай	840	15	0,002	-	-	-	-	-	-	

Примечание: 1. Водоносная порода - известняк, песчаник, гипс.

2. Средняя водообильность источников 0,23 л/сек.

Химический и газовый состав напорных вод сеноманского яруса северного борта Душанбинского артезианского бассейна

Труба	№ скважины	Общая глубина скважины в м	Абс. отметка устья воды в м	Дата отбора пробы	Глубина залегания горизонта в м	Интервал опробования в м	Волокнистая порода	Давл. в атм. на устье в класте	Температура воды в °С на устье в класте	Дебит в л/сек в сут	Удельный вес воды	pH	Окисляемость в мг (O ₂)/л	мг/л и экв. %														Недиссоциированные молекулы в мг/л					Состав растворенного в воде газа в мг/л					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему						
														NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Cl ⁻	J ⁻	Br ⁻	SO ₄ ⁻²	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	H ₂ SiO ₃	H ₂ BO ₃	CO ₂	H ₂ S общ.	H ₂ S своб.	Al ₂ O ₃	N ₂ редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	
Авдиген	92	1370	1095 456	-	508-727	639-650	Известняк, ангидрит	17,73 60,26	36 40,5	2 173	1,016	6,8	10,7	3,0	7905,8	56,7	919,8	341,1	Нет	Нет	10924,5	2,1	43,4	5283,7	-	146,4	Нет	14,7	47,3	16,7	63,9 38,3	45,0	-	-	-	-	-	85,0	13,6	0,6	Нет	0,8		
Лучад	83	1280	854,4 156,6	16 XI 1961 4 I 1962	955-1280 (забой)	1020	Песчаник	-	39 -55	0,55 48	1,1292	6,1	-	4,5	53614,2	831,4	13244,3	3581,8	0,8	Нет	116752,8	15,7	504,2	379,4	-	79,3	Нет	10,4	Сл.	222,1	1071 74,97	-	97,5 18,7	0,4	111,2 21,2	310 59,1	5,3 1,0	-	-	-	-	-	-	-
"	83	1280	854,4 -176,6	17 II 1962 12 III 1962	955-1280 (забой)	1030-1280	Глина, песчаник, известняк, ангидрит	-	-	Газо-водной фонтан	1,1300	6,0	-	60,0	50465,5	670,0	13016,3	3129,4	1,0	2,3	110170,0	31,7	357,0	497,1	-	54,9	Нет	4,1	136,7	-	-	-	-	-	8,1	1,9	0,2	Нет	89,6					
"	81	1450	889 -183	10 УП 1961 13 IX 1961	1065-1311	1072-1092	Известняк	44,3 167,2	22 -50	0,052 4,5	1,137	6,6	-	0,50	56568,0	616,2	15873,3	3732,3	17,0	0,4	126544,5	19,9	261,5	112,7	-	12,2	-	3,3	101,8	230,3	51,7 41,2	-	-	-	-	-	1,6	0,1	0,6	Нет	97,7			
"	81	1450	889 -226	20 УП 1961 7 УП 1961	1065-1311	1115-1140	Песчаник	43,3 170,0	19,5 -51	1,8 15,6	1,1277	7,0	-	Нет	5490,0	719,1	15761,5	4636,0	0,2	0,3	142536,4	15,9	31,5	539,5	-	73,2	Нет	Сл.	94,2	121,6	12,9 8,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
"	81	1450	889 -278	9 УП 1961 7 УП 1961	1065-1311	1167-1186	Песчаник, алевролит	25,3 155,9	- 55	0,01 1,11	1,1105	7,4	-	Нет	30113,4	505,6	8717,4	1520,0	0,1	0,3	65532,0	8,5	172,9	1402,4	-	24,4	42,0	Сл.	52,9	Нет	16,3 7,3	-	-	-	-	-	4,7	Нет	Нет	0,3	95,0			
"	81	1450	889 -331	12 УП 1961 17 УП 1961	1065-1311	1220-1228	Известняк	37,8 162,3	25,5 -3	0,42 36,9	1,0206	6,8	-	Нет	10894,7	138,1	255,1	91,3	-	-	16861,0	-	-	95,5	-	1073,6	72,0	-	117,2	133,5	629,0 452,9	46,0	15,5 8,4	0,5 0,3	41,78 22,7	101,3 55,0	25,1 13,6	15,0	"	"	3,04	81,96		
"	81	1450	889 -368	18 III 1961 20 III 1961	1065-1311	1257-1313	Алевролит, известняк	28,8 159,9	26,0 -57	3,0 254,0	1,0203	7,0	-	3,0	10711,3	152,4	356,5	137,4	0,3	Нет	16782,1	Нет	74,6	273,2	100,4	973,6	Нет	37,1	139,4	131,2	276,7 178,4	7,0	65,1 23,1	6,5 2,7	37,6 13,3	155,8 55	16,7 5,9	21,4	0,2	5,6	72,8			

Примечание: Гидродинамическая характеристика - самоизлияние.

Результаты спектрального полуколичественного анализа напорных вод сеноманских отложений

Структура	№ скважины	Водоносная порода	Интервал опробования в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Cu	Pb	Ag	Sr	Na	K	Li	La
Андиген	92	Известняк, ангидрит	639-650															
Лучоб	83	Песчаник	1020	2	2	4	3	2	I	2	I	-	-	2	5	-	-	2
"	83	Известняк, глина, песчаник, ангидрит	1030-1288	2	2	5	4	2	2	I	I	I	I	3	5	-	2	2
"	8I	Известняк	1072-1092	3	3	5	5	3	2	I	I	-	-	3	5	-	-	-
"	8I	"	1220-1228	2	I	4	4	2	I	-	-	-	-	2	5	-	-	-
"	8I	Алеврит, известняк	1257-1313	2	2	5	5	2	2	I	I	-	-	2	5	-	-	-

Химический состав воды источников альбского яруса северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местоположение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Целлюл в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	
1	1,7 км к ЮЗ от с. Шахон	1730	13	0,52	79,8 41,5	35,4 21,2	38,1 37,3	5,6 1,8	15,2 3,7	481,9 94,5	M _{0,4} $\frac{HCO_{95}(SO_4^4)}{Na_{41}Mg_{37}Ca_{21}}$
2	В 0,8 км к В от развалин Ибтта	1660	15	0,05	56,1 22,1	62,6 28,3	66,5 49,6	23,1 5,9	205,6 38,8	372,2 55,7	M _{0,57} $\frac{HCO_{55}SO_4^4}{Mg_{50}Ca_{28}}$
3	В 1,0 км к СЗ от с. Шахон	1660	13	Сумм. 2,6	16,3 3,7	235,1 61,8	79,6 34,4	7,4 1,0	695,5 76,3	262,3 22,7	M _{1,2} $\frac{SO_7^4HCO_3^3}{Ca_{62}Mg_{34}}$
4	2 км к СЗ от с. Кухон	1660	13	0,8	18,6 13,3	30,7 24,9	45,9 61,8	7,4 3,3	19,3 6,8	335,5 90,1	M _{0,4} $\frac{HCO_{90}(SO_4^4)}{Mg_{62}Ca_{25}(Na_{13})}$
5	В 0,7 км к ЗСЗ от с. Чохтаг	1640	9	11,0	35,0 28,0	4,7 38,4	32,1 33,6	7,1 3,7	107,7 4,1	305,0 92,2	M _{0,28} $\frac{HCO_{92}(SO_4^4)}{Ca_{38}Mg_{34}(Na_{28})}$
6	В 0,2 км на ЮВ от с. Файзабад	1600	12	0,5	22,3 16,0	46,3 37,8	33,8 46,2	7,1 3,2	17,7 5,8	335,5 91,0	M _{0,31} $\frac{HCO_{91}(SO_4^4)}{Mg_{46}Ca_{38}(Na_{16})}$
7	С. Чанар	1560	14	1,0	1,1 0,8	85,1 70,2	22,1 29,0	7,1 3,2	53,4 20,6	280,6 76,2	M _{0,3} $\frac{HCO_{76}SO_4^4}{Ca_{70}Mg_{29}}$

Таблица 40 (продолжение)

№ источника	Местоположение	Абсолютная отметка выло- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K*	Ca**	Mg**	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
8	С. Магмуруд	1520	15	2,5	0,02 0,1	40,0 57,0	18,2 42,8	3,5 5,6	5,7 3,0	195,2 91,4	Mo.1 $\frac{HCO_3^3 (Cl_7)}{Ca_{57} Mg_{43}}$
9	В I км на 3 от с. Симиганч	1400	14	0,4	6,7 2,0	73,0 48,0	44,4 48,0	2,9 1,1	62,5 17,1	378,3 81,8	Mo.37 $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{48} Mg_{48}}$
10	В I,3 км на ЮЗ от с. Чук- ряк	1400	13	0,5	9,0 6,4	36,9 40,8	28,9 52,8	7,1 4,4	5,7 2,4	225,2 93,1	Mo.2 $\frac{HCO_3^3 (Cl_4)}{Mg_{53} Ca_{41}}$
11	С. Хочильбор	1320	13	0,3	13,3 8,8	62,6 47,6	34,7 43,6	262,3 65,6	15,4 6,5	88,0 27,9	Mo.24 $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{48} Mg_{44} (Na_9)}$
12	С. Ниолак	1260	18	0,04	32,4 19,2	46,3 31,8	43,7 49,0	3,7 1,4	11,5 3,2	414,6 95,4	Mo.25 $\frac{HCO_3^3}{Mg_{49} Ca_{32} (Na_{16})}$

Примечание: 1. Водоносная порода - известняк (ист. № I,3) и песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,11 л/сек

Химический состав воды источников альбского яруса южного борта Душанбинского бассейна

Таблица 11

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выдо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
13	В 1,3 км на С от с. Гулизор	1580	16	0,6	31,5 17,0	46,9 28,8	53,7 54,2	6,7 2,6	25,9 7,4	451,4 90,0	M _{0,3} $\frac{HCO_{90}^3(SO_7^4)}{Mg_{54}Ca_{29}(Na_{17})}$
14	1,2 км на З от развалин Бедак	1540	10	0,06	8,7 2,2	203,2 58,7	82,2 39,1	14,2 2,3	494,2 59,5	402,6 38,2	M _{1,0} $\frac{SO_{59}^2 HCO_{38}^3}{Ca_{59}Mg_{39}}$
15	В 2 км к З от с. Рангон	1500	14	0,1	114,8 45,4	28,1 12,8	55,9 41,8	31,5 8,2	202,5 88,2	278,7 53,6	M _{0,5} $\frac{HCO_{54}^3 SO_{38}^4 (Cl_8)}{Na_{45}Mg_{42}(Ca_{13})}$
16	2 км на СЗ от с. Кауки	1400	14	0,06	81,6 28,9	65,0 26,4	66,9 44,7	42,5 9,7	223,4 37,4	396,5 52,9	M _{0,67} $\frac{HCO_{53}^3 SO_{37}^4}{Mg_{45}Na_{29}Ca_{28}}$
17	В 0,5 км к Ю от с. Сакпар	1380	19	1,0	88,5 15,6	280,9 56,6	83,8 27,8	36,9 4,2	999,7 84,1	176,9 11,7	M _{1,57} $\frac{SO_{84}^4 (HCO_{12}^3)}{Ca_{57}Mg_{28}(Na_{15})}$
18	С. Далана-булак	1370	16	0,06	38,4 9,0	203,2 55,4	79,0 35,6	33,7 5,0	579,2 66,4	317,2 28,6	M _{1,0} $\frac{SO_{66}^4 HCO_{27}^3}{Ca_{55}Mg_{36}}$
19	С. Найдара	1340	15	0,2	23,2 9,1	98,8 44,6	62,4 46,3	7,4 1,8	61,3 11,5	585,6 86,7	M _{0,55} $\frac{HCO_{57}^3 (SO_{11}^4)}{Mg_{46}Ca_{45}}$
20	3 км на З от с. Кауки	1340	10	0,06	253,0 24,0	365,1 40,2	196,7 35,8	14,2 0,9	1910,2 87,4	323,3 11,7	M _{2,9} $\frac{SO_{87}^4 (HCO_{12}^3)}{Ca_{40}Mg_{39}Na_{24}}$
21	В 2 км на З от с. Зардолю	1250	17	0,2	40,7 16,8	78,0 37,0	59,3 46,2	11,1 2,9	164,6 32,4	414,8 64,6	M _{0,56} $\frac{HCO_{65}^3 SO_{32}^4}{Mg_{46}Ca_{37}(Na_{17})}$
22	С. Муллашурн	1240	14,5	0,25	190,2 49,2	88,2 26,4	50,7 24,4	287,9 48,4	249,7 25,0	249,7 26,6	M _{0,95} $\frac{Cl_{48} HCO_{27}^3 SO_{25}^4}{Na_{49}Ca_{26}Mg_{24}}$

Таблица 11 (продолжение)

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода д/в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ '	HCO ₃ '	
23	С. Чукурек	1200	19	0,07	184,6 56,2	52,1 18,2	54,2 25,6	148,3 29,2	239,8 35,0	31,1 35,8	M ₀₈ $\frac{HCO_3^3 SO_4^4 Cl_{29}}{Na_{56} Mg_{26} (Ca_{18})}$
24	0,3 км на С от с. Дямбулак	1200	16	0,15	111,1 14,6	377,7 57,0	114,2 28,4	7,5 0,6	1345,6 84,6	298,9 14,8	M ₁₂ $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Ca_{57} Mg_{28} (Na_{15})}$
25	0,8 км к В от с. Арпабулак	1180	12	0,15	110,4 20,8	556,9 52,2	158,2 27,0	21,4 1,3	1913,8 89,2	256,2 9,4	M ₂₉ $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Ca_{52} Mg_{27} Na_{21}}$
26	В 1 км к В от с. Арпабулак	1170	12	0,25	151,8 23,6	209,4 37,3	133,3 39,1	64,1 6,4	1000,3 74,3	329,4 19,3	M ₁₇ $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Mg_{39} Ca_{31} Na_{24}}$
27	2 км на СЗ от с. Дятобак	1100	-	0,02	398,9 27,2	411,5 31,6	326,1 41,2	107,8 5,4	2741,0 87,4	286,7 7,2	M ₄₀ $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Mg_{41} Ca_{32} Na_{27}}$
28	В 1,5 км к З от с. Джалпиртепе	1090	18	0,15	1214,8 66,6	229,2 14,4	183,3 19,0	775,4 27,6	2559,5 67,2	256,2 5,2	M ₅₁ $\frac{SO_4^4 Cl_{28}}{Na_{67} (Mg_{19} Ca_{14})}$
29	Северо-западная окрайна с. Тилло- абад	940	12	0,15	572,7 35,9	406,2 29,2	294,5 34,9	269,0 10,9	2800,8 84,0	213,5 5,1	M ₄₅ $\frac{SO_4^4 (Cl_{11})}{Na_{38} Mg_{35} Ca_{29}}$
30	2 км на СЗ от с. Тубет	900	23	0,1	25068,0 71,2	636,8 20,6	1564,9 8,2	52948,2 97,0	2070,9 2,8	61,0 -	M _{88p} $\frac{Cl_{97} (SO_4^4)}{Na_{77} Ca_{21} (Mg_8)}$
31	1,5 км к З от с. Джуробсай	900	14	0,16	301,1 22,4	427,2 36,6	290,8 41,0	127,4 6,2	2411,6 86,1	274,5 7,7	M ₃₇ $\frac{SO_4^4 (HCO_3^3)}{Mg_{41} Ca_{37} Na_{22}}$

Примечание: 1. Водоносная порода - песчаник и известняк (ист. 31).

2. Средняя водообильность источников 0,2 л/сек.

Химический состав воды источников баррем-аптского яруса северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. "						Формула Курлова
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
32	В I км к З от с. Дарвазакам	2120	14	0,04	10,3 8,8	73,0 71,2	12,5 20,0	3,9 1,9	24,7 10,0	274,5 98,1	M _{0,26} $\frac{HCO_{88}^3(SO_{10}^4)}{Ca_{71}Mg_{20}(Na_{9})}$
33	В 0,2 км на ЮВ от с. Гертыкулум	1880	13	-	10,0 11,8	92,8 63,0	22,5 25,2	7,1 2,7	21,8 6,1	408,7 91,2	M _{0,39} $\frac{HCO_{91}^3(SO_6^4)}{Ca_{63}Mg_{25}(Na_{12})}$
34	Перевал у с. Тафтахта	1880	10	0,3	9,7 9,3	61,3 68,0	12,4 22,7	7,1 4,4	21,8 8,9	237,9 86,7	M _{0,25} $\frac{HCO_{87}^3(SO_6^4)}{Ca_{68}Mg_{23}(Na_9)}$
35	0,08 км к СВ от с. Саринной	1640	13	0,2	16,8 8,2	107,2 60,2	34,1 31,6	7,1 2,3	158,4 37,0	329,4 60,7	M _{0,2} $\frac{HCO_{81}^3(SO_6^4)}{Ca_{60}Mg_{32}}$
36	С. Тафтахта	1560	14	3,8	48,1 40,6	56,1 54,4	3,1 5,0	7,1 3,9	12,3 4,8	286,7 91,3	M $\frac{HCO_{81}^3(SO_4^2)}{Ca_{54}Na_{41}}$
37	1,5 км к С от с. Ташбулак	1520	14	0,2	11,0 7,9	71,5 58,6	24,8 33,5	7,1 3,3	23,9 8,0	329,4 88,7	M _{0,5} $\frac{HCO_{80}^3(SO_6^4)}{Ca_{51}Mg_{33}}$
38	0,2 км к С от с. Ханака	1480	15	0,2	33,1 5,4	393,4 73,8	67,3 20,8	3,5 0,3	1,06 83,1	268,4 16,6	M _{1,8} $\frac{SO_{83}^4(HCO_{16}^3)}{Ca_{74}Mg_{21}}$
39	С. Коллоши	1420	16	-	37,7 23,4	60,1 43,0	28,2 33,2	7,1 2,8	17,3 5,2	190,4 92,0	M _{0,36} $\frac{HCO_{82}^3(SO_6^4)}{Ca_{43}Mg_{33}Na_{23}}$
40	0,2 км на Ю от с. Сурхачашма	1400	14	0,2	44,6 14,3	125,2 46,0	65,6 39,7	15,0 3,1	353,5 54,2	353,8 42,7	M _{0,48} $\frac{SO_4^2 HCO_{45}^3}{Ca_{48}Mg_{40}(Na_{11})}$
41	С. Заххона	1360	14	0,1	0,9 0,2	67,6 52,2	37,4 47,6	3,7 1,4	9,5 2,8	378,2 97,4	M _{0,31} $\frac{HCO_{87}^3}{Ca_{52}Mg_{48}}$
42	0,2 км на ЮЗ от с. Куль	1340	14	0,1	11,7 7,4	57,3 40,8	44,2 51,8	2,8 1,0	7,0 2,0	414,9 97,0	M _{0,32} $\frac{HCO_{87}^3}{Mg_{51}Ca_{41}}$

Примечание. 1. Водоносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,58 л/сек.

Таблица 1/1

Химический состав воды источников баррем-аптекого яруса южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	Мг/л в экв. %						Формула Курлова
					Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
43	0,8 км к С от с. Рангон	1530	8	0,15	24,1 12,3	60,0 35,1	54,7 52,6	14,2 4,7	16,9 4,1	475,8 91,2	M ₀₄ $\frac{HCO_3^-(Cl)5}{Mg_{53}Ca_{35}(Na)2}$
44	Развалины с. Бедак	1540	10	0,1	92,0 28,0	93,8 32,8	68,2 39,2	34,8 6,7	309,4 45,0	420,9 48,3	M ₀₈₄ $\frac{HCO_3^-(SO_4)5}{Mg_{39}Ca_{33}Na_{28}}$
45	С. Ташмехмади	1540	12	0,05	33,1 18,6	88,2 52,7	22,5 24,2	7,1 2,6	14,0 3,8	439,2 93,6	M ₀₄ $\frac{HCO_3^-(SO_4)4}{Ca_{57}Mg_{24}(Na)9}$
46	1,2 км к ЗСЗ от с. Рангон	1520	10	0,001	87,4 33,5	57,3 25,2	56,9 41,3	28,5 7,1	204,1 37,4	384,3 55,5	M ₀₆₆ $\frac{HCO_3^-(SO_4)3}{Mg_{41}Na_{33}Ca_{25}}$
47	0,4 км на СВ от с. Гауабад	1380	15	0,15	-	-	-	-	-	-	
48	С. Зардолю	1320	15	0,14	66,2 31,6	55,7 30,6	42,3 37,8	7,1 2,4	74,0 17,0	439,0 80,6	M ₀₅ $\frac{HCO_3^-(SO_4)7}{Mg_{38}Na_{32}Ca_{30}}$
49	С. Чаготаи	1320	13	0,1	5,7 2,9	62,5 36,4	63,2 60,6	5,6 1,8	203,2 49,2	256,2 49,0	M ₀₄₈ $\frac{SO_4^{2-}HCO_3^-(Cl)9}{Mg_{61}Ca_{36}}$
50	С. Ташбулак	1280	18	0,35	55,8 25,2	57,3 29,4	53,7 45,4	67,4 19,8	192,9 41,2	219,6 39,0	M ₀₅ $\frac{SO_4^{2-}HCO_3^-(Cl)20}{Mg_{45}Ca_{29}Na_{25}}$
51	0,8 км к В от с. Чекурек	1200	12	0,5	190,0 57,0	52,1 17,9	44,3 25,1	139,8 29,1	252,6 36,4	305,0 34,5	M ₀₃₃ $\frac{SO_4^{2-}HCO_3^-(Cl)20}{Na_{57}Mg_{29}(Ca)8}$
52	0,8 км на ЗЮВ от с. Дзамбулак	1180	15	0,3	70,6 8,4	372,9 51,0	179,8 40,6	142,7 3,3	1406,0 80,3	366,0 16,4	M ₂₂ $\frac{SO_4^{2-}(HCO_3^-)6}{Ca_{51}Mg_{41}(Na)8}$
53	1 км на ЮЗВ от с. Дзамбулак	1040	14	0,25	5,7 -	422,0 33,6	506,3 66,4	157,6 7,0	2501,3 82,8	390,4 10,2	M ₃₀ $\frac{SO_4^{2-}(HCO_3^-)7}{Mg_{66}Ca_{34}}$
54	2,5 км к СЗ от с. Тубет	900	8	0,16	2241,1 58,2	536,4 16,0	524,4 25,8	3635,2 61,3	2742,6 34,1	469,7 4,6	M ₉₉ $\frac{Cl^-SO_4^{2-}}{Na_{58}Mg_{26}(Ca)8}$

Примечание. 1. Водосносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,2 л/сек.

Химический состав воды источников валанжин-готеривского яруса северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг л ⁻¹ экв.						Формула Курлова
					Na+K*	Ca**	Mg**	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
55	С.Гарданихор	2000	11	0,7	16,6 13,6	64,9 57,6	19,7 28,8	7,1 4,2	13,6 5,6	311,1 90,2	M _{0,3} $\frac{HCO_{30}^{3}(SO_{7}^{6})}{Ca_{58}Mg_{29}(Na_{14})}$
56	Северная окраина с.Чохтаг	1710	9	12,0	1,6 1,3	83,4 75,2	15,8 23,5	10,6 5,4	21,0 7,8	292,8 86,8	M _{0,29} $\frac{HCO_{87}^{3}(SO_{8}^{6})}{Ca_{75}Mg_{23}}$
57	0,3 км на СВ от с.Чанар	1680	8	1,0	3,4 2,6	78,1 63,5	25,3 33,9	7,1 3,3	45,2 15,3	305,0 81,4	M _{0,32} $\frac{HCO_{81}^{3}(SO_{15}^{6})}{Ca_{63}Mg_{34}}$
58	0,5 км на СВ от с.Канди	1660	10	0,2	3,7 3,1	88,6 86,7	6,3 10,2	10,6 5,9	9,9 3,9	280,6 90,2	M _{0,27} $\frac{HCO_{30}^{3}(Cl_{50})}{Ca_{87}(Mg_{10})}$
59	С.Гломдавят	1580	12	1,0	21,4 18,0	50,9 50,0	19,7 32,0	7,1 4,0	12,0 5,0	280,6 91,0	M _{0,27} $\frac{HCO_{31}^{3}(SO_{1}^{6})}{Ca_{50}Mg_{32}(Na_{18})}$
60	С.Даройтако	1560	13,5	0,4	9,7 3,5	57,4 53,3	25,3 40,1	5,8 3,0	14,8 5,6	292,0 91,4	M _{0,26} $\frac{HCO_{33}^{3}(SO_{1}^{6})}{Ca_{53}Mg_{40}}$

Примечание: 1. Водоносная порода - песчаник.

2. Средняя водообильность источников 2,5 л/сек.

Химический состав воды источников валанжин-готеривского яруса южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка впадения в м	Температура воды в С	Дебит в л/сек.	мг/л и экв. %						Формула Курлова
					Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
61	В 0,6 км на СВ от с.Бедак	1600	10	0,5	180,7 66,4	67,4 27,0	10,0 6,6	37,6 8,5	251,0 41,8	378,2 49,7	M _{0,76} $\frac{HCO_{30}^3 SO_{42}^4 (Cl_6)}{Na_{66} Ca_{27} (Mg_7)}$
62	Юго-Западная окраина с.Гулизор	1520	10	0,16	16,1 10,5	83,3 62,3	22,1 27,2	3,5 1,5	8,6 2,7	390,4 95,8	M _{0,33} $\frac{HCO_{96}^3}{Ca_{62} Mg_{27} (Na_{11})}$
63	1 км на В от с.Гауабат	1320	12	0,5	20,5 11,2	83,4 52,6	34,8 36,2	14,2 5,1	39,1 10,2	408,7 84,7	M _{0,4} $\frac{HCO_{85}^3 (SO_{10}^4)}{Ca_{53} Mg_{36} (Na_{11})}$
64	0,5 км на В от с.Талбулак	1320	14	0,5	76,7 10,1	385,6 56,9	135,9 33,0	21,3 1,8	1346,9 89,1	189,1 9,1	M _{2,1} $\frac{SO_{89}^4 (HCO_9^3)}{Ca_{57} Mg_{33} (Na_{11})}$
65	0,6 км к ЮЗ от с.Талбулак	1300	14	0,3	23,0 13,8	78,1 53,9	28,4 32,3	7,1 2,7	26,3 7,5	396,5 89,8	M _{0,37} $\frac{HCO_{90}^3 (SO_7^4)}{Ca_{54} Mg_{32} (Na_{14})}$
66	В 0,05 км к С от с.Талбулак	1300	13	1,0	141,4 45,8	72,9 27,1	44,3 27,1	103,9 23,9	284,3 44,1	262,3 32,0	M _{0,76} $\frac{SO_{44}^4 HCO_{32}^3 Cl_{27}}{Na_{46} Ca_{27} Mg_{27}}$
67	2,5 км к З от с.Лятобак	960	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-
68	0,5 км на С от с.Шахназар	960	18	Кап.	105,8 27,6	94,2 28,4	88,8 40,0	122,5 20,6	596,8 74,6	48,8 4,8	M _{0,1} $\frac{SO_{75}^4 Cl_{21}}{Mg_{40} Ca_{28} Na_{28}}$
69	4 км к ЮЗ от с.Лятобак	820	17	0,01	5845,2 80,2	797,2 12,6	278,2 7,2	9409,3 83,7	2431,4 16,0	67,1 0,3	M _{1,89} $\frac{Cl_{14} (SO_{16}^4)}{Na_{80} (Ca_{13})}$

Примечание: 1. Водоносная порода – песчаник.

2. Средняя водообильность источников 0,38 л/сек.

Химический и газовый состав напорных вод отложений нижнего мезо северного борта Душанбинского артезианского бассейна

№ скважины	Глубина скважины, м	Средняя глубина, м	Средняя температура, °С	Дата отбора проб	Глубина отбора проб, м	История скважины	Изоляция скважины	Давление, кг/см ²	Температура воды в скважине, °С	Средняя температура, °С	Удельная жесткость, мг/л	pH	Окисляемость, мг/л	мг/л и экв. %													Недиссоциированные молекулы в мг/л					Формула Кюра		
														NH ₄ ⁺	NO ₃ ⁻	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Mn ⁺⁺	Cl ⁻	I ⁻	Br ⁻	SO ₄ ⁻²	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	H ₂ SiO ₃	HNO ₂	CO		H ₂ S общ.	H ₂ SO ₃
Лучее	81	1450	889 -581	16 II 1961 17 II 1962	1311-1450 (забой)	1370-1400	Песчаник	3,5 175,6	27,0 ~ 59	0,33 28,8	1,0155	6,9	-	2,0	7134,2	94,4	140,7	57,3	1,0	0,5	-	9303,9	См.	37,3	1838,6	-	1305,4	Нет	19,4	152,6	46,0	38,59 24,70	0,01	M ₂₀₀ Cl ₁₀₀ (SO ₄) Na ₈₀ (Cl ₂)
Амударья	92	1370	1095 181	-	726-1370 (забой)	914-923	"	16,3 91,4	45,0 48,0	13,9 1200,0	1,014	7,0	10,7	10,0	8658,8	60,2	633,9	167,5	Нет	Нет	0,1	4971,9	1,68	54,5	15,6	-	122,0	Нет	12,4	31,9	16,8	63,9 43,5	35,0	M ₂₄₇ Cl ₉₉ Na ₈₀ (Ca ₈)
"	92	1370	1095 155	-	726-1370 (забой)	940-983	Известняк, песчаник	16,8 114,2	46,8 52,0	16,7 1450,0	1,015	7,0	6,6	6,0	8783,8	60,2	654,4	173,7	Нет	Нет	0,06	5222,6	1,89	56,1	24,7	-	122,0	Нет	14,4	33,8	8,4	65,28 40,8	50,0	M ₂₅₀ Cl ₉₈ Na ₈₀ (Ca ₆)
"	92	1370	1095 91	22 I 1963 2 III 1963	726-1370 (забой)	1004-1029	Известняк	15,5 119,7	22,3 54,0	0,1 8,6	1,0246	6,8	51,4	30,0	10671,1	95,7	1381,3	448,6	0,3	0,3	2,0	20098,1	0,6	77,1	276,3	-	115,9	Нет	15,0	34,7	67,1	64,6 53,62	40,0	M ₂₀₂ Cl ₉₈ Na ₈₁ (Ca ₁₂)
"	92	1370	1095 14	7 I 1963 2 III 1963	726-1370 (забой)	1081-1096	Известняк, гипс	20,86 133,1	46,0 57,0	11,1 959,0	1,0314	6,9	7,4	12,0	13671,6	121,9	2315,1	684,7	Нет	Нет	0,6	25372,1	1,7	102,8	2600,7	-	109,8	Нет	21,1	99,7	83,8	Нет	75,0	M ₄₅₁ Cl ₉₃ (SO ₄) Na ₇₁ (Ca ₁₅)
"	92	1370	1095 - 5	26 XII 1962 2 III 1963	726-1370 (забой)	1100-1145	Песчаник	22,9 138,6	50,0 59,0	16,6 1440,0	1,0316	6,7	12,6	8,0	13393,1	125,4	2295,7	684,7	Нет	Нет	1,6	25229,6	0,8	102,8	2304,4	-	91,5	Нет	11,1	101,9	92,2	"	150,0	M ₄₄₃ Cl ₉₃ (SO ₄) Na ₇₇ (Ca ₁₅ M)
"	92	1370	1095 - 63	12 XII 1962 2 III 1963	726-1370 (забой)	1158-1176	"	11,5 142,0	44,5 60,0	2,0 172,8	1,0327	6,8	17,7	12,0	13927,3	124,0	2373,5	637,5	Нет	Нет	1,2	25799,7	0,6	105,6	2567,8	-	97,6	Нет	10,7	3,5	71,1	45,6 31,0	105,0	M ₄₅₇ Cl ₉₃ (SO ₄) Na ₇₅ (Ca ₁₅ M)
"	92	1370	1095 -103	2 XI 1962 22 X 1962	726-1370 (забой)	1198-1280	Песчаник, ангидрит	22,5 150,4	17,2 64,0	0,04 3,3	1,0326	7,6	30,4	7,0	13641,4	144,5	2432,1	484,0	Нет	Нет	0,2	24956,8	0,68	95,4	2487,1	-	12,2	42,0	5,2	75,5	Нет	12,9 5,8	-	M ₄₄₃ Cl ₉₃ (SO ₄) Na ₇₄ (Ca ₁₆)

Примечание: Гидродинамическая характеристика - самоизлив.

Химический и газовый состав напорных вод отложений нижнего мела северного борта Душанбинского артезианского бассейна

Структура	№ скважины	Общая глубина скважины на скважинном уровне, м	Абс. отметка устья скважины в м	Дата отбора проб и дата анализа	Глубина залегания пласта в м	Интервал отбора проб в м	Волоносный порода	Давл. в атм. на устье в пласте	Температура воды в °С на устье в пласте	Дебит в л/сек м³/сут.	К	Удельный вес воды	рН	Окисляемость в мг (O₂) / л	мг/л и экв. %												Недиссоциированные молекулы в мг/л			формула сульфата						
															NH₄⁺	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Fe²⁺	Fe³⁺	Mn²⁺	Cl⁻	I⁻	Br⁻	SO₄²⁻	HS⁻	HCO₃⁻	CO₃²⁻	H₂S(р)	H₂O₂	CO₂	H₂S общ.	H₂S(своб.)	Al₂O₃	
Андыген	100	I460	<u>1100</u> 432	16 II 1963 20 У 1963	660-1060	668-690	Песчаник	<u>16,9</u> 70,1	<u>25</u> 39,8	<u>0,25</u> 21,6		1,014	7,2	4,3	5,0 0,1	7808,4 83,9	53,6 0,3	868,7 10,7	248,1 5,0	Нет	Нет	0,2	11569,1 80,2	0,04 -	46,3 0,1	3728,2 19,1	-	158,6 0,6	Нет	-	41,1	45,1	33,6	<u>63,9</u> 38,4	60,0	M249 Cl100 Na25 (Ca10)
"	100	I460	<u>1100</u> 388	1 II 1963 2 III 1963	660-1060	712-737	"	<u>18,3</u> 76,6	<u>36,5</u> 41,0	<u>2,0</u> 172,8		1,0141	7,1	8,7	3,0	7072,8 88,3	42,0 0,3	486,4 6,9	188,9 4,4	Нет	Нет	Нет	12294,1 99,1	0,34 -	52,5 0,2	35,4 0,2	-	115,9 0,5	Нет	-	20,5	39,0	33,5	<u>65,3</u> 28,39	40,0	M203 Cl2 Na25 (Ca Mg4)
"	100	I460	<u>1100</u> 333	25 I 1963 2 III 1963	660-1060	767-771	"	<u>18,7</u> 78,9	<u>39,8</u> 42,5	<u>3,3</u> 283,0		1,0255	7,4	4,4	3,0	7194,6 89,6	51,0 0,4	447,5 6,4	153,5 3,6	Нет	Нет	Нет	12258,4 98,6	Сл.	52,2 0,2	102,9 0,6	-	122,0 0,6	Нет	-	18,6	32,5	73,2	<u>63,9</u> 35,15	35,0	M204 Cl2 Na25 (Ca Mg4)
"	100	I460	<u>1100</u> 320	16 I 1963 2 III 1963	660-1060	780-790	"	<u>15,1</u> 77,7	<u>39,5</u> 42,0	<u>3,0</u> 259,2		1,0134	7,1	1,6	3,0	7503,2 89,8	45,5 0,3	447,5 6,1	165,3 3,7	Нет	Нет	Нет	12828,6 99,2	0,4 -	53,4 0,2	14,0 0,1	-	122,0 0,5	Нет	-	16,3	34,7	33,5	<u>60,5</u> 38,72	35,0	M173 Cl2 Na25 (Ca Mg4)
"	100	I460	<u>1100</u> 285	26 XII 1962 2 III 1963	660-1060	815-839	"	<u>32,9</u> 116,7	<u>42</u> ~43,5	<u>10,0</u> 864,0		1,0155	7,1	4,4	3,0	7941,1 89,3	48,9 0,3	486,4 6,4	177,1 3,9	Нет	Нет	Нет	13256,2 99,2	0,4 -	55,1 0,2	20,6 0,1	-	122,0 0,5	Нет	-	17,0	32,5	30,6	Нет	40,0	M223 Cl2 Na25 (Ca Mg4)
"	100	I460	<u>1100</u> 223	12 XII 1963 2 III 1963	660-1060	877-900	Глина, песчаник	<u>11,2</u> 106,1	<u>44,5</u> ~45,0	<u>7,5</u> 648,0		1,0765	6,9	6,3	3,0	14566,2 78,5	128,8 0,4	2295,7 14,1	684,7 7,0	Нет	Нет	Нет	25657,2 92,5	0,6 -	104,5 0,2	2765,3 7,1	-	109,8 0,2	Нет	-	26,0	95,4	17,8	<u>9,5</u> 6,5	30,0	M444 Cl100(SO7) Na25 (Ca Mg7)
"	100	I460	<u>1100</u> 198	22 XI 1962 2 III 1963	660-1060	902-952	Известняк, песчаник	<u>16,0</u> 110,2	<u>45,0</u> ~47,0	<u>9,9</u> 855,0		1,0161	7,3	6,0	2,0	8354,7 88,9	61,3 0,4	648,4 7,9	143,1 2,9	Нет	Нет	Нет	14453,6 99,3	0,3 -	56,8 0,2	13,2 0,1	-	91,5 0,4	12,0 0,1	21,1	26,0	17,8	<u>23,1</u> 14,8	40,0	M224 Cl2 Na25 (Ca Mg3)	
"	100	I460	<u>1100</u> 140	31 X 1962 10 XI 1962	660-1060	960-985	Глина с прослойками песчанника	<u>18,5</u> 117,5	<u>22,0</u> ~48,0	<u>0,21</u> 18,7		1,0183	7,6	28,8	1,5	8708,0 86,4	83,0 0,5	836,6 9,5	188,9 3,6	"	"	Нет	15080,7 97,1	Нет	57,0 0,2	485,6 2,3	-	122,0 0,5	Нет	-	16,6	31,1	83,8	<u>18,4</u> 8,3	-	M225 Cl2 Na25 (Ca10)
"	100	I460	<u>1100</u> 59	28 IX 1962 15 X 1962	660-1060	1041-1055	Песчанник, гравелит	<u>121,1</u> 137,5	<u>7,5(?)</u> ~50,0	-		1,0301	6,9	16,0	0,4	12033,1 74,6	130,2 0,5	2354,7 16,7	699,2 8,2	Нет	6,0	0,6	23362,5 93,9	0,9 -	92,2 0,2	1848,5 5,6	-	140,3 0,3	Нет	-	13,0	77,0	80,0	Нет	-	M407 Cl2 (SO4) Na25 (Ca7)

Примечание. Гидродинамическая характеристика - связанный.

Таблица 18

Структура	№ скважины	Волоносная порода	Интервал отработки в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Sr	Na	Li	La	B	Va	V	Cl
Лучоб	81	Песчаник	1370-1400	2	I	4	4	2	I	I	-	-	2	5	2	-	I-2	-	-	-
Андыген	92	Известняк	914-923																	
		Песчаник	940-983																	
"	"	Известняк	1004-1029	2	2	5	5	3	I	2	-	I	2	5	-	2	-	-	I	-
"	"	"	1081-1096	2	2	5	5	2	I	2	-	I	2	5	2	2	-	-	I	-
"	"	Песчаник	1100-1145	3	3	5	5	3	I	2	I	I	2	5	2	3	-	-	I	3
"	"	"	1158-1176	3	3	5	5	3	-	2	-	I	2	5	2	2	-	-	I	-
"	"	"	1198-1280	2	2	5	5	2	2	2	-	I	2	5	2	2	-	-	-	-
"	100	"	668-960																	
"	"	"	712-732	2	2	5	4	2	I	2	-	I	2	5	-	2	-	-	I	-
"	"	"	767-771	2	2	5	4	2	I	2	-	I	2	5	-	2	-	-	I	-
"	"	"	780-790	3	3	5	4	3	-	2	-	I	2	5	2	2	-	-	I	3
"	"	"	815-939	2	2	3	3	3	-	2	-	I	2	5	-	2	-	-	-	-
"	"	"	877-900	3	3	4	4	3	-	2	-	I	2	5	-	2	-	-	I	-
"	"	Известняк, песчаник	902-952	3	3	4	3	3	-	2	-	I	2	5	-	2	-	-	I	-
"	"	Песчаник	960-985	2	2	5	5	2	I	2	I	I	2	5	2	2	-	-	-	-
"	"	"	1041-1055	3	2	5	5	2	I	I	-	Сл.	3	5	2	-	-	-	-	-

Таблица 111

Химический состав воды источников юрской системы северного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхода в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. " "						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
1	Гора Ханака	2400	8-9	Сум- мар 9,67±0,65	16,3 20,3	48,5 69,1	4,6 10,6	7,0 5,4	15,2 8,8	183,0 85,7	M ₀₂ $\frac{HCO_{88}^3(SO_4^4)}{Ca_{69} Na_{20} (Mg_{11})}$
2	В 1,5 км к СВ от с. Шохон	1900	15	0,04	13,8 9,8	35,4 28,9	45,7 61,3	4,2 1,8	10,3 3,4	353,8 94,8	M ₀₃ $\frac{HCO_{95}^3(SO_4^4)}{Mg_{61} Ca_{29} (Na_{10})}$
3	Сай Новокандос, у. тропы	1760	12	0,01	11,5 8,2	97,0 79,2	9,4 12,6	7,1 3,3	24,7 8,3	329,4 88,4	M ₀₂₃ $\frac{HCO_{88}^3(SO_4^4)}{Ca_{79} (Mg_{13} Na_8)}$
4	В 1,7 км к СВ от с. Хочильбор	1560	18	0,2	18,2 24,3	39,1 60,0	6,2 15,7	15,0 12,9	35,4 22,5	128,1 64,6	M ₀₂ $\frac{HCO_{65}^3 SO_4^4 (Cl_{13})}{Ca_{60} Na_{24} (Mg_{16})}$
5	Северная окраина с. Горный Ханака	1480	16	0,22	16,1 12,1	81,7 70,3	12,4 17,6	7,1 3,4	72,4 25,9	250,1 70,7	M ₀₄₅ $\frac{HCO_{71}^3 SO_4^4}{Ca_{70} (Mg_{18} Na_{12})}$

Примечание: 1. Водонесная порода - известняк, песчаник, гравелит.

2. Средняя водообильность источников 2 л/сек.

Таблица 50

Химический состав воды источников из юрских отложений южного борта Душанбинского бассейна

№ источника	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	мг/л и экв. ‰						Формула Курлова
					Na+K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	
6	1,5 км на СЗ от с. Мулла- ашуры	1100	15	1,0	118,9 12,5	58,1 7,0	404,4 80,5	165,1 11,3	1612,3 81,2	189,1 7,5	M _{2,4} $\frac{SO_{81}(Cl_{11})}{Mg_{80}(Na_{12})}$
7	1,4 км на ЮЗ от с. Ширан	1100	15	2,0	14702,0 89,7	1352,0 9,6	76,4 0,7	22459,0 88,6	3712,8 10,8	2257,7 0,6	M _{43,1} $\frac{Cl_{88}(SO_{11})}{Na_{90}(Ca_{10})}$
8	С. Абден	1060	11	-	160,1 16,0	407,0 46,8	196,3 37,2	52,0 3,2	1707,7 82,1	390,4 14,7	M _{2,8} $\frac{SO_{82}(HCO_{15})}{Ca_{47}Mg_{32}(Na_{16})}$

Примечание: 1. Водоносная порода - гипс, песчаник (ист.8).
2. Средняя водообильность источников 1,5 л/сек.

Химический состав воды минеральных источников отложений юрского возраста

Таблица 51

Участок	Местонахождение	Абсолютная отметка выхо- да в м	№ источника	Температура воды в °С	Дебит в л/сек	Недиссоциированные молекулы в мг/л				Радон, ед. Махе	Формула Курлова
						H ₂ SiO ₃	HBO ₂	CO ₂	H ₂ S общ.		
Обиза- ранг	Левый борт доли- ны р.Обизаранг, в 60 км к З от г. Душанбе	1150	72	25	8,6	12,0	Нет	8,1	Запах	Нет	$\text{Mg}^{\text{II}} \frac{\text{SO}_4^{\text{II}} \text{HCO}_3^{\text{I}}}{\text{Ca}^{\text{II}} \text{Mg}^{\text{II}} \text{Na}^{\text{I}}}$
"	Правый борт до- лины р.Обизаранг, в 60 км к З от г. Душанбе	1150	73	25	60	9,6	"	8,1	"	2,8	$\text{Mg}^{\text{II}} \frac{\text{SO}_4^{\text{II}} (\text{HCO}_3^{\text{I}} \text{Cl}^{\text{I}})}{\text{Ca}^{\text{II}} (\text{Mg}^{\text{II}} \text{Na}^{\text{I}})}$
Хочиль- ор	Северо-западная окраина с.Хочиль- ор	1350	47	17	0,22	30,2	-	-	-	54,0	$\text{Mg}^{\text{II}} \frac{\text{HCO}_3^{\text{I}} \text{SO}_4^{\text{II}}}{\text{Ca}^{\text{II}} \text{Na}^{\text{I}} \text{Mg}^{\text{II}}}$

Примечание: Водовосная порода - известняк.

Химический и газовый состав напорных вод отложений юрского возраста восточной части Душанбинского артезианского бассейна

Таблица 152

№ скважины	Субартезианская скважина	Абс. отметка устья в м	Дата отбора проб	Глубина залегания в м	Интервал породения в м	Водоносный порода	Давл. в этм. на устье в пласе	Температура воды в °С на устье в пласе	Дебит в л/сек	Удельный вес воды	pH	Щелочность в мг (О,А)	мг/л и экв. %														Неассоциированные молекулы в мг/л					Формула Курчова	Состав растворенного в воде газа в мг/л					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему						
													NH ₄ ⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	Mn ⁺⁺	Cl ⁻	I ⁻	Br ⁻	SO ₄ ⁻²	HS ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻²	H ₂ SiO ₃	HBO ₃	CO ₂	H ₂ S общ.		Al ₂ O ₃	N ₂ редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	N ₂ редкие	O ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	
																																												Состав растворенного в воде газа в мг/л
100	1460	1100-37	11 IX 1962 15 IX 1962	1050-1450	1063-1069	Песчаник	123,2 135,1	-	-	1,0310	6,8	-	3,5	12417,9	107,5	2302,8	666,5	Нет	1	23099,1	0,9	101,6	1953,8	-	140,3	Нет	8,7	88,9	88,9	Нет	-	-	-	-	-	5,9	1,4	Нет	Нет	92,7				
100	1460	1100-25	31 УШ 1962	1050-1450	1075-1083		115,7 127,3	32 ~49	1,73 150	1,0306	6,8	-	2,0	12463,1	107,1	2341,4	654,8	0,3	-	23734,0	0,9	101,6	2052,6	-	128,1	Нет	6,7	88,9	80,0	-	-	-	-	-	16,8 26,8	0,19 0,2	40,5 64,6	Нет	5,2 8,4	5,3	0,7	0,3	Нет	92,7
100	1460	1100-5	10 УП 1962 18 УШ 1962	1050-1450	1095-1144	Песчаник, известняк	21,2 136,6	47 ~51	7,0 605	1,0321	7,1	14,1	1,0	12708,3	108,1	2445,8	680,9	Нет	1,2	24291,5	Нет	99,3	2195,8	-	122,0	Нет	8,7	86,7	125,7	48,9 31,3	15,0	10,3 12,6	0,6 0,7	49,1 60,0	15,6 19,0	6,3 7,7	10,3	1,0	Нет	0,6	88,1			
100	1460	1100-66	26 УП 1962 18 УШ 1962	1050-1450	1166-1207	Глина, песчаник	26,2 148,2	22,5 ~53	0,011 1,0	1,0291	7,4	23,5	2,5	11399,2	199,0	2144,3	535,0	Нет	0,8	21167,9	Нет	67,3	2584,2	-	54,9	12,0	3,2	92,2	Нет	49,6 33,7	35,0	11,7 35,6	Нет	Нет	17,2 52,5	3,9 11,9	-	-	-	-	-			
100	1460	1100-120	16 УП 1962 18 УШ 1962	1050-1450	1220-1228	Известняк, гилс	25,2 153,5	19,5 ~56	0,017 2,3	1,0235	7,0	-	0,1	6949,1	291,8	418,0	Нет	Нет	0,8	15703,2	Нет	23,9	2064,1	192,9	193,0	540,0	2,9	33,3	Нет	4233,0 3047,8	25,0	-	-	-	-	11,0	3,3	Нет	0,5	85,2				
100	1460	1100-216	29 У 1962 16 УП 1962	1050-1450	1316-1360	То же	30,0 165,0	19,5 ~58	0,023 2,0	1,0090	7,2	-	Нет	3236,7	122,6	3123,9	453,0	Нет	2,8	11796,6	2,4	52,3	1501,2	-	73,2	Нет	27,2	46,1	34,7	85,7 47,1	-	6,6 24,3	0,3 1,0	3,4 12,5	1,0 3,7	15,9 58,5	13,3	0,2	0	Нет	85,2			
100	1460	1100-300	17 У 1962 16 УП 1962	1050-1450	1400-1425	Глина, известняк	26,6 169,2	16,0 ~60	0,012 1,1	1,0100	7,0	-	Нет	3701,8	135,7	3182,9	206,1	Нет	0,2	11379,3	1,5	49,0	1259,2	-	73,2	Нет	9,1	23,0	8,4	4,1 2,1	54,6	-	-	-	-	49,2	2,0	Нет	-	48,6				

Примечание: Гидродинамическая характеристика - самозабив.

Результаты
спектрального анализа сухого остатка вод юрских отложений
(Андаманская структура, скв. № 100)

Водоносная порода	Интервал выбора проб в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Sr	Na	B	K	Li
Песчаник	I063-I069	3	3	5	5	3	2	I	-	I	2	5	-	-	2
"	I075-I083	3	2	5	5	3	2	2	I	I	2	5	-	-	2
Известняк	I095-III4	2	2	5	5	3	I	-	-	I	2	5	I	-	2
Песчаник	II66-I207	3	2	5	5	3	-	-	I	I	2	5	I	-	-
Известняк, гипс	I220-I288	2	2	5	3	3	-	-	I	I	2	5	-	-	2
То же	I316-I360	I	2	5	5	2	2	I	-	I	3	5	-	4	3
Известняк	I400-I425	I	2	5	3	3	I	I	-	I	2	5	-	4	2

Химический состав воды источников из пород горноскладчатого обрамления Душанбинского артезианского бассейна

№ источника	Местонахождение	Водоносная порода	Дебит в л/сек	мг/л и экв. "%						Формула Курлова
				Na+K'	Ca''	Mg''	Cl'	SO ₄ ''	HCO ₃ '	
1	В I км к ВЮВ от с. Сангмилля	Известняк	1,8	45,1 28,5	70,4 51,1	17,2 20,4	19,9 8,2	178,6 54,0	158,6 37,8	M _{0,41} $\frac{SO_4^4 HCO_3^3}{Ca51 Na28}$
2	В I км на С от с. Горный Ханака	Песчаник, конгломерат	0,6	11,7 10,6	66,4 68,7	12,2 20,7	7,0 3,5	41,5 15,8	268,0 80,7	M _{0,25} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Ca69 Mg21 (Na10)}$
3	Кв. конечность с. Яккатут	Известняк	4,0	30,3 22,1	71,5 60,6	12,4 17,3	7,1 3,4	33,3 11,7	305,0 84,9	M _{0,35} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Ca61 Na22 (Mg17)}$
4	Сай Каладжабыр	Конгломерат	Суммарн. 1,8	11,9 12,0	61,3 70,5	9,2 17,5	10,6 6,9	11,9 5,5	231,8 87,6	M _{0,25} $\frac{HCO_3^3 (Cl7)}{Ca71 (Mg17 Na12)}$
5	Верховье сая Искич	Конгломерат, песчаник	Суммарн. 25,0	1,1 1,0	61,3 59,4	24,8 39,6	13,8 7,6	75,2 30,3	195,2 62,1	M _{0,2} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca59 Mg40}$
6	Сай Кушкакимазар, в 0,25 км выше устья	Конгломерат	4,7	4,2 2,6	71,5 52,4	37,2 44,9	10,3 4,2	78,1 23,8	22,9 72,0	M _{0,35} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca52 Mg45}$
7	Сай Нейли	Известняк	13,3	20,2 15,4	81,7 71,3	9,2 13,3	13,8 6,8	116,8 42,3	176,9 50,7	M _{0,35} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca71 (Na15 Mg13)}$
8	Долина р. Ханака выше с. Горный Ханака	Песчаник	0,3	3,2 2,3	61,3 50,7	34,5 47,0	7,1 3,3	30,8 10,6	317,2 86,1	M _{0,58} $\frac{HCO_3^3 (SO_4^4)}{Ca51 Mg47}$

№	Местонахождение	Литологическая группа	Содержание в %	Состав водородов						Формула Курлова
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	
9	С. Хучжагор	Известняк	12	15,2 15,0	41,6 47,0	20,3 37,8	11,1 7,0	28,0 13,2	201,1 79,6	M _{0,2} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{47}Mg_{38}(Na_{15})}$
10	С. Дарай-тако	"	Кап.	7,6 6,0	62,6 56,4	25,3 37,6	2,9 1,4	12,3 4,5	317,3 94,0	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{56}Mg_{38}}$
11	0,2 км на с. Чаразо	Песчаник	1,5	0,46 0,5	36,9 53,3	19,3 46,1	7,1 5,6	7,4 4,3	182,9 89,7	M _{0,16} $\frac{HCO_3^3(Cl_2)}{Ca_{53}Mg_{46}}$
12	Сев. склон горы Ханака	Песчаник, конгломераты	Сум. 12,0	1,0 20,6	5,1 66,4	6,1 13,0	7,0 5,0	12,3 6,5	201,4 88,5	M _{0,2} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{66}Na_{21}(Mg_{13})}$
13	Сев. окраина с. Чашмайсанг	Конгломерат, песчаник	1,3	19,5 20,4	35,6 42,8	18,6 36,8	7,1 4,8	12,7 6,3	225,7 88,9	M _{0,2} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{43}Mg_{37}Na_{20}}$
14	Длина сая Ходжамостон	"	Сум. 3,3	8,2 5,3	53,5 38,9	46,5 55,8	7,1 2,9	27,1 8,2	372,1 88,9	M _{0,3} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Mg_{56}Na_{40}}$
15	К СЗ от с. Новокандос	Зона разлома	Около 25-30	2,0 2,3	35,6 68,2	9,3 29,5	7,1 7,7	29,6 23,4	109,8 68,9	M _{0,25} $\frac{HCO_3^3 SO_4^4}{Ca_{68} Mg_{29}}$
16	В 1,8 км к ССЗ от с. Хочильор	Гранит	15	4,1 3,9	73,0 79,1	9,5 7,0	6,1 3,7	35,4 15,9	225,7 80,4	M _{0,26} $\frac{HCO_3^3(SO_4^4)}{Ca_{79}(Mg_{17})}$

Таблица 11 (продолжение)

№ источника	Местонахождение	Волоносная порода	Дебит в л/сек	Мг/л и экв. %						Формула Курлова
				Na ⁺ +K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
17	В 0,2 км к С от с. Магмурад	Мрамор	20	0,7 1,1	41,7 76,2	7,5 22,7	11,0 11,4	10,7 8,1	128,1 80,5	M ₀₁₅ $\frac{HCO_{80}^3(Cl_{11})}{Ca_{76}Mg_{23}}$
18	В 3 км к С от с. Зардольга	Гранодиодорит	0,5	37,9 30,8	37,1 34,6	22,5 34,6	14,2 7,4	17,3 6,6	280,0 86,0	M ₀₃ $\frac{HCO_{86}^3(Cl_{17})}{Ca_{35}Mg_{34}Na_{31}}$
19	В 0,6 км на З от с. Арзонаваболо	"	0,2	21,4 25,0	32,5 43,8	14,1 31,2	7,1 5,0	10,1 5,4	213,3 89,6	M ₀₂ $\frac{HCO_{90}^3(SO_5^4)}{Ca_{44}Mg_{31}Na_{25}}$
20	С. Дарайбоки	Порфирит	3	0,9 0,7	52,9 49,6	32,1 49,6	14,2 7,4	10,7 4,1	286,7 88,4	M ₀₁₈ $\frac{HCO_{88}^3(Cl_{17})}{Ca_{50}Mg_{30}}$
21	В 1,5 км к ЮВ от с. Дарай-Джаво	Гранодиорит	1	10,6 22,4	23,0 55,0	5,7 22,6	7,1 9,4	13,8 14,2	97,6 72,4	M ₀₂₅ $\frac{HCO_{72}^3(SO_{14}^4)}{Ca_{55}Mg_{23}Na_{22}}$
22	В 0,3 км на С от с. Чульмадора	"	0,5	21,6 20,2	46,3 49,8	16,9 30,0	7,1 4,2	16,4 7,4	225,3 88,4	M ₀₁₁ $\frac{HCO_{88}^3(SO_7^4)}{Ca_{50}Mg_{30}Na_{20}}$
23	0,5 км на ЮЮЗ от с. Дагана	Мрамориз, известняк	0,5	9,4 12,4	45,9 65,8	9,1 21,8	22,0 17,9	16,9 10,1	140,0 72,0	M ₀₁₈ $\frac{HCO_{72}^3(Cl_{18}SO_{10}^4)}{Ca_{66}Mg_{22}(Na_{12})}$
24	2 км к С от с. Чульмадора	Гранодиорит	3	11,9 20,8	31,6 63,2	4,8 16,0	3,5 4,0	2,0 1,6	144,0 94,4	M ₀₁₅ $\frac{HCO_{94}^3(Cl_4)}{Ca_{63}Na_{21}(Mg_{16})}$
25	Вершины сая у с. Чармайханкак	Гранит	6	39,8 55,6	27,6 44,4	0,0 -	3,5 3,2	2,0 1,3	175,0 95,5	M ₀₁₅ $\frac{HCO_{95}^3(Cl_{11})}{Na_{56}Ca_{44}}$

№ источника	Местонахождение	Водовосная порода	Дебит в л/сек	мг/л и экв. "%						Формула Курлова
				Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	
26	Сай Явроз, в 0,5 км выше с.Кара-людара	"	3,2	6,1 14,2	26,0 69,7	3,6 16,1	2,1 3,2	9,9 11,0	97,6 85,8	M _{0,15} $\frac{HCO_{37}^3(SO_{11}^4)}{Ca_{70}(Mg_{16}Na_{14})}$
27	Верховье сая Тугун	"	5,0	-	-	-	-	-	-	
28	Район к.Явроз	"	1,0	-	-	-	-	-	-	
29	Сай Пайноб	"	0,6	-	-	-	-	-	-	
30	1,8 км к ЮВ от рай-центра Варзоб	"	4,0	23,5 28,5	39,0 54,7	7,3 16,8	28,7 22,5	3,3 1,8	164,7 75,6	M _{0,12} $\frac{HCO_{76}^3 Cl_{22}}{Ca_{55}Na_{28}(Mg_{17})}$
31	Сай Замчуруд, в 2 км от его устья	Гранит	0,2	27,4 30,0	47,2 60,0	4,9 10,0	28,4 20,3	2,5 1,2	189,1 78,5	M _{0,21} $\frac{HCO_{78}^3 Cl_{20}}{Ca_{60}Na_{30}(Mg_{10})}$
32	Сай Оби-Кутани-арча, в 0,95 км от его устья	"	7,4	13,3 16,3	48,9 68,5	6,6 15,2	6,7 5,3	13,2 7,5	189,1 87,2	M _{0,19} $\frac{HCO_{87}^3(SO_7^4)}{Ca_{68}(Na_{15}Mg_{15})}$
33	Долина р.Такоб, сай Прорабский, 1,7 км от его устья	"	0,4	36,1 62,7	15,7 31,1	1,9 6,2	17,2 19,8	7,8 4,8	115,9 75,4	M _{0,13} $\frac{HCO_{75}^3 Cl_{20}}{Na_{63}Ca_{31}}$
34	Верховье сая Кум-кал-Пуягал	"	0,4	8,0 21,2	26,0 78,8	0,0 -	7,1 12,1	7,4 9,1	79,3 78,8	M _{0,09} $\frac{HCO_{79}^3 Cl_{20}}{Ca_{79}Na_{21}}$

Таблица 54 (продолжение)

№ источника	Местонахождение	Полноценная порода	Дебит в л/сут	мг л и экв. %					Формула Курлова	
				Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄		HCO ₃
35	Долина р.Оджук, сай Дусар, 1,1 км от его устья	"	1,3	5,9 8,6	46,9 74,8	6,3 16,6	2,5 2,4	7,0 4,8	176,9 92,8	Mq16 $\frac{HCO_3^3(SO_4^6)}{Ca75(Mg17Na9)}$
36	Верховье р.Кандара	"	1,0	1,8 3,1	46,8 87,2	3,2 9,7	1,8 2,0	16,1 12,3	140,3 85,7	Mq13 $\frac{HCO_3^3(SO_4^6)}{Ca87(Mg10)}$
37	Долина р.Такоб, верховье сая Прорабского	"	2,4	41,4 68,4	14,6 27,6	1,2 4,0	20,6 21,9	8,2 6,1	115,9 72,0	Mq14 $\frac{HCO_3^3Cl72}{Na68Ca28}$
38	Там же	"	0,3	25,1 72,3	5,2 17,3	2,0 10,4	20,6 38,4	6,2 8,5	48,8 53,1	Mq05 $\frac{HCO_3^3Cl38}{Na72(Ca17Mg10)}$
39	Долина р.Оджук	"	9,5	0,7 0,6	18,8 97,7	2,5 1,7	2,0 5,1	5,7 10,2	61,0 84,7	Mq05 $\frac{HCO_3^3(SO_4^6)}{Ca98(Mg7)}$
40	Там же	"	2,5	5,3 22,8	15,6 77,2	0,0 -	1,1 3,0	4,1 7,9	54,9 99,1	Mq05 $\frac{HCO_3^3(SO_4^6)}{Ca77Na23}$
41	Долина р.Оржук сай Узкий, в 2,7 км от его устья	Гранит	1,0	19,3 35,0	31,3 65,0	0,0 -	29,9 30,4	8,2 7,1	91,5 62,5	Mq13 $\frac{HCO_3^3Cl30}{Ca65Na35}$
42	Верховье сая Кушнау	"	15,0	21,6 42,0	26,0 58,0	0,0 -	27,3 34,4	3,7 3,1	85,4 62,5	Mq12 $\frac{HCO_3^3Cl34}{Ca68Na42}$

№ источника	Местонахождение	Водоносная порода	Дебит в л/сек	мг/л и экв. %						Формула Курлова
				Na+K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	
43	Долина р. Варма- ник	Порфи- рит	5,3	3,7 9,0	32,5 91,0	0,0 -	0,7 1,0	7,8 9,0	97,6 90,0	M ₁₀₀₀ $\frac{HCO_{90}^3(SO_4^6)}{Ca_{91}(Na_9)}$
44	Долина р. Падарак	Гранит	8,8	6,7 21,2	16,2 59,1	3,3 19,7	0,0 -	3,3 5,1	79,3 94,9	M ₁₀₀₇ $\frac{HCO_{95}^3(SO_4^6)}{Ca_{59}Na_{21}Mg_{20}}$
45	Долина р. Правый Бигар	"	0,3	13,8 22,4	35,6 68,1	3,0 9,5	14,2 7,6	11,1 8,7	134,2 83,7	M ₁₀₁₃ $\frac{HCO_{84}^3(SO_4^6)}{Ca_{68}Na_{22}}$
46	1,3 км на ЮЗ от с. Хочильбор	Метаморф. толща	4,4	478,9 83,7	66,2 13,3	9,2 3,0	697,0 79,0	145,2 12,0	134,2 9,0	M ₁₁₇ $\frac{Cl_{19}(SO_{12}^6)}{Na_{84}(Ca_{13})}$
47	Долина р. Рагоба, в 1 км от с. Вар- гандок	Туфоген- ная тол- ща	Сум. 1,6	9,9 10,1	41,2 60,0	15,4 29,9	7,1 4,7	26,7 12,9	213,5 82,4	M ₁₀₂ $\frac{HCO_{87}^3(SO_4^6)}{Ca_{60}Mg_{30}}$
48	Долина р. Кушка- кмазар, в 0,4 км от устья	Эффузив- ная тол- ща	10 Сум.	10,8 8,8	48,5 45,6	29,4 45,6	7,1 3,8	58,4 22,8	237,9 73,4	M ₁₀₃ $\frac{HCO_{73}^3 SO_4^6}{Ca_{46}Mg_{45}(Na_9)}$
49	Район с. Ново- кандос	Туфоген- ный кон- гломерат	4,6	24,6 23,6	50,9 55,9	11,3 20,5	10,3 6,6	31,2 14,3	219,6 79,4	M ₁₀₃ $\frac{HCO_{79}^3(SO_{14}^6)}{Ca_{58}Na_{24}Mg_{20}}$

Примечание: Средняя водообильность источников 7 л/сек.

Химический и газовый состав напорных вод орноскладчатого обрамления Душанбинского артезианского бассейна

Месторождение	№ скважины	Общая глубина скважины в м	Абс. метка устья в м	Дата отбора пробы дата вывала	Глубина залегания водоносных пород в м	Интервал отбора пробы в м	Водоносная порода	Давл. в атм. на устье в пласе	Температура воды в °С на устье в пласе	Дебит в л/сек м³/сут	Удельная вес воды	рН	Окисляемость в мг (O₂/л)	[мг/л и экв. %]														Недиссоциированные молекулы в мг/л					Формула Курлова	Состав растворенного в воде газа в %					Состав свободно выделяющегося газа в % по объему							
														NH₄⁺	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Fe²⁺	Fe³⁺	Mn²⁺	Cl⁻	J⁻	Br⁻	SO₄²⁻	HS⁻	HCO₃⁻	CO₃²⁻	H₂SiO₃	HBO₃	CO₂	H₂S общ. H₂S своб.		Al₂O₃	Разновидность по разложению в ед. Мале	N₂ + редкие	O₂	CO₂	H₂S	CH₄	N₂ + редкие	O₂	CO₂	H₂S	CH₄	
Ходжаобингарм	6	173,45	1835	18 У 1962	66,8-107,5	90,5-92,4	Зона разлома	-	75	11 95	1,000	7,0	-	Нет	52,9	0,69	9,8	1,2	6,0	Нет	2,2	49,1	Нет	Нет	29,6	-	73,2	Нет	104,0	2,3	4,2	39,4 21,7	-	30	M ₄₃ Ca ₄₃ HCO ₃₇ Na ₇₂ (Ca ₁₅)	II, I 79	Нет	3 21	Нет	Нет	99,6	Нет	0,4	Нет	Нет	
"	14-бис	18,7	1835	18 У 1962	-	17,8-18,7	То же	-	98	3,2 276	1,000	7,1	-	0,15 0,2	107,5 90,4	Нет	5,9 5,7	1,2 1,9	0,3 0,2	Нет	2,2	63,2 34,5	Нет	Нет	61,7 24,9	-	103,7 32,9	12,0 7,7	92,8	2,3	Нет	39,4 17,7	-	5,0	M ₄₅ Ca ₁₄ HCO ₂₅ SO ₇₅ Na ₉₀ (Ca ₆)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Явроз	4	271,8	1912	17 УП 1962 18 УП 1962	120-271	122,5-271,0	Гранит	0,4	37	4,6 397	1,0008	7,0	1,25	Нет	212,6 65,7	Нет	99,5 34,0	0,6 0,3	Нет	Нет	0,15	423,5 81,6	Нет	1,3 0,1	60,9 8,7	-	85,4 9,6	Нет	28,9	4,6	8,3	11,6 6,4	10	13,4	M ₄₈ Ca ₄₇ (HCO ₃) ₄ Na ₆₆ Ca ₃₄	18,4 87,8	0,5 2,4	Нет	2,0 8,6	0,27 1,2	96,2	0,6	0,8	2,4	-	
"	9	527	1905	13 III 1962 20 IV 1962	152-420	314-420	"	1,1	41,5	6,5 562	1,000	6,2	3,3	Нет	586,7 63,7	9,1 0,4	276,9 34,6	6,0 1,2	Сл. 0,1	0,8	Нет	1356,8 95,2	Нет	5,6 0,2	79,0 4,1	-	12,2 0,5	-	34,4	6,9	8,4	19,0 8,6	25	9,0	M ₂₄ Ca ₁₅ (SO ₄) Na ₆₄ Ca ₃₄	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание 1. Геологический возраст водоносных пород - карбон.
2. Гидродинамическая характеристика - излив.

Таблица 10

Месторождение	№ скважины	Водоносный порода	Глубина отбора проб в м	Si	Al	Ca	Mg	Fe	Mn	Ni	Ti	V	W	Mo	Cu	Ag	B	Si	Na	K	Li
Ходжа-Оби-Гарм	6	Разлом	90,5- 92,4	5	4	5	4	3	2	1	2	-	2	1	1	1	-	2	5	4	3
"	14-бис	"	17,8- 18,7	5	5	5	4	3	2	1	2	1	2	1	1	1	-	2	5	4	3
Явроз	4	Гранит	122,5-271,0	4	3	4	3	3	1	-	1	-	-	1	1	-	-	3	5	4	3
"	9	"	314 - 420	4	2	5	3	3	1	-	1	-	-	-	1	-	1	2	5	4	3

Высотный пояс	Гидрогеологический район	Высота в метрах над уровнем моря	Высота в метрах над уровнем моря	Глубина залегания водоносного горизонта в м	Численность водонапорных горизонтов в м	Направление текучести подземных вод	Температура воды в скважинах в °С	Давление в атмосферах	Гидрохимическая характеристика воды	Возможные пути использования воды	
I	Четвертичный	Средние террасы р. Кафирниган, северный борт бассейна, скв. № 146, 150, 286, 386; южный борт бассейна, скв. № 386, 387	Террасный	Галечник, суглинок	6-52		Слабонапорный, местами самоизливающийся	17-18	Удельный 9-1100	$\text{Маг} \frac{\text{HCO}_3^+ \text{SO}_4^{2-}}{\text{Са}^{2+} \text{Mg}^{2+} (\text{Na}^{10})} (\text{св. N}390)$ $\text{Маг} \frac{\text{SO}_4^{2-} (\text{Cl})}{\text{Mg}^{2+} \text{Ca}^{2+} \text{Na}^{20} \text{Mg}^{20}} (\text{св. N}386)$	Водоснабжение, в основном, за счет вод северного борта Душанбинского бассейна
		Высокие террасы р. Кафирниган, северный борт бассейна, скв. № 156, 277, 388; южный борт бассейна, скв. № 276, 389	Душанбинский	То же	20-60		Напорный	13-19	Удельный 260-1500	$\text{Маг} \frac{\text{HCO}_3^+ \text{SO}_4^{2-}}{\text{Са}^{2+} \text{Mg}^{2+} (\text{Na}^{10})} \text{ pH}65 (\text{св. N}158)$ $\text{Маг} \frac{\text{SO}_4^{2-} \text{Cl}_{20}}{\text{Na}^{20} \text{Mg}^{20} (\text{Ca}^{10})} (\text{св. N}276)$	То же
II	Неогеновый	Шамбары, скв. № 1, 60	Караикский	Песчаник с пропластками глин	60-309	Около 450	Напорный, местами самоизливающийся	15-26	2-6	$[\text{F}^{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{Cl}_{0.001}] \text{M} \frac{\text{SO}_4^{2-} \text{HCO}_3^+ (\text{Cl})}{\text{Na}^{20} \text{Mg}^{20} (\text{Ca}^{10})} (\text{св. N}1)$ $\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{Cl}_{0.001} \dots [\text{F}^{0.001} \text{SO}_4^{2-} \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{10} \text{SO}_4^{2-} (\text{Cl}_{10})] (\text{св. N}60)$	Практического значения не имеет по причине низкой дебитности горизонтов
		Лучое, скв. № 21; Шамбары, скв. № 1, 1.3, 90	Хингоуталин-даринский	Песчаник с пропластками глин и алевролитов	380-500	61-560	Напорный, самоизливающийся	24-28	30-250	$\text{Br}_{0.001} \dots [\text{F}^{0.001} \text{SO}_4^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{Cl}_{20} \text{pH}7.6 \text{Na}^{20} (\text{св. N}1)]$	Разливается как лечебно-столовая вода под названием "Шамбары" № 1 (скв. № 1, К-1)
		Лучое, скв. № 2с, 16, 82, 84; Шамбары, скв. № 3, 60	Большедушанский	То же	14-1020	221-450	То же	19-42	123-430	$\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{Cl}_{0.001} \dots [\text{F}^{0.001} \text{SO}_4^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}2с)]$ $[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}7.1 \text{Na}^{20} (\text{св. N}84)]$	Используется курорт "Шамбары" для наружного лечения (скв. № 3-ванна)
III	Палеогеновый	Лучое, скв. № 5, 81, 84; Шамбары, скв. № 2, 90	Алишский	Известняк, доломит	460-1500	75-100	" "	25-38	до 500	$\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{Cl}_{0.001} \dots [\text{F}^{0.001} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}6.8 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{Mg}^{10}) (\text{св. N}81)]$ $[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}7.0 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{Mg}^{10}) (\text{св. N}84)]$	Бальнеология-лечебные воды типа "Цескуп" и "Сочи-Магеста"
		Лучое, скв. № 1, 5, 84, 85, 86, 87, 88, 89; Шамбары, скв. № 2, 90	Бухарский	То же	420-1650	53-100	" "	23-38	43-1590	$\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}6.8 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}84)$ $[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}6.8 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{Mg}^{10}) (\text{св. N}81)]$	Бальнеология-минеральные воды типа "Талги" и "Сочи-Магеста"
IV	Верхнепалеоловый	Лучое, скв. № 81, 83, 84; Шамбары, скв. № 50	Севонский	Известняк, доломит, гипс, песчаник	120-1690	144-225	" "	25-37	до 35	$[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}7.2 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}84)]$	Бальнеология-минеральные воды типа "Чартак" Узбекской ССР
		Лучое, скв. № 81, 83; Андиген, скв. № 42; Шамбары, скв. № 60	Турон-минский	Известняк, песчаник, гипс, ангидрит	268-1760	380-616	" "	22-39	193-432	$\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}6.8 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}81)$	Бальнеология-лечебные воды при условии разбавления; возможно промышленные водо-дромные воды при наличии высоких дебитов
V	Нижнепалеоловый	Лучое, скв. № 81; Андиген, скв. № 92, 100	Гравелит, песчаник, известняк	660-1311	484-670	" "	36-50	3100-5263	$[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}6.8 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}92)]$ $[\text{Cl}_{0.001} \text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}7.1 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}100)]$	Бальнеология; термофикация-для обогрева парников и теплиц	
		Андиген, скв. № 100	Песчаник, известняк	1050	400	" "	19-47	760	$\text{Br}_{0.001} \text{HBO}_3^+ \text{CO}_3^{2-} \text{H}^+ \text{SiO}_3^+ \text{Mg}^{20} \text{Ca}^{20} \text{SO}_4^{2-} \text{pH}7.1 \text{Na}^{20} \text{Ca}^{20} (\text{св. N}100)$		

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматический справочник по Таджикской ССР. Гидрометиздат. 1957.

Серные источники Ходжаобигарм. «Туркестанские ведомости», 1904, 27 августа (заметка).

Альтовский М. Е. О гидрохимических и некоторых других показателях нефтегазоносности. Сб. гидрогеол. и гидрохим. показателей нефтегазоносности. М., 1962.

Бабков К. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол., т. 5. Геология. Изд-во АН Тадж. ССР, 1962.

Балашов Л. С. Таджикская ССР. Оценка ресурсов и перспективы использования термальных вод СССР, как источника тепла. М., 1957; 2-е доп. изд. М., 1959.

Балашов Л. С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. 25, 1960.

Баратов Р. Б. К геологии и петрографии района термальных вод источников Ходжа-Оби-Гарм. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 2, 1953.

Бедер Б. А. Воды нефтяных месторождений Средней Азии (Некоторые результаты изучения нефтяных вод). Тр. Ин-та геол. АН Уз. ССР. Вып. 3, Ташкент, 1949.

Бедер Б. А. Воды артезианских бассейнов Узбекистана. Узб. геол. журнал, № 6, Ташкент, 1958.

Бедер Б. А. Минеральные воды республик Средней Азии. Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР. Центр. науч.-исслед. ин-т курортол. и физиотер. М., 1960.

Бедер Б. А. Минеральные промышленные воды Средней Азии. В сб. Проблемы геотермии и практического использования тепла земли. Изд-во АН СССР, т. 2, 1961.

Бедер Б. А. Артезианские воды Юго-Западного Узбекистана. Тр. Среднеазиат. ин-та геол. и минерал. сырья. Вып. 2, Ташкент, 1961.

Бедер Б. А. Артезианские бассейны Средней Азии. В сб. Гидрогеология аридных зон. Изд-во «Недра», 1964.

Бедер Б. А., Балашов Л. С., Чуршина Н. М. Таджикская ССР. Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР. М., 1963.

Бедер Б. А., Мавлянов Г. А. О путях широкого использования термальных подземных вод Приташкентского артезианского бассейна. Узб. геол. журнал, № 5, Ташкент, 1958.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Шаамбары и Кызыл-Тумшук — новые минеральные воды Таджикистана. Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. Вып. 11, Ташкент, 1957а.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Таджикская Мацеста (Крепкие сульфидные воды Таджикистана). Докл. АН Тадж. ССР, № 20, Душанбе, 1957б.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Термоминеральные природные воды и пути их использования в народном хозяйстве. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, № 20, 1957в.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. О йодо-бромной гидрогеохимической провинции на юго-востоке Средней Азии. ДАН Уз. ССР, № 2, Ташкент, 1962.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Минеральные воды и озера Таджикской ССР. Тр. САИГИМСА. Вып. 2, 1964.

Бедер Б. А., Чуршина Н. М. Лучоб — новые крепкие сульфидные воды в Таджикистане. В кн. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Таджикистана. Душанбе, 1965.

Белов И. В. О происхождении щелочных пород Центрального Таджикистана. Сообщения ТФАН СССР. Вып. 21, 1949.

Босов В. Д. К стратиграфии верхнетретичных отложений южного склона Гиссарского хребта. Тр. АН Тадж. ССР. Т. 77, 1957.

Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений М., Медгиз, 1956.

Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ. Вып. 4, 1934.

Бычкова В. Н. Предварительный отчет по минеральным источникам Шаамбары Таджикской ССР, 1955. [Рукопись. Фонд Тадж. геолог. управл.].

Валашко М. Г. О некоторых общих закономерностях формирования химического состава природных вод. Гидрохим. мат-лы. Т. 22. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Васильева Л. Б. Сейсмическая карта района Гиссарской долины. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, вып. 14, 1956.

Васильчиков М. В., Верхов В. И., Гачечиладзе Д. З., Дьяков Ю. И. Перспективы нефтегазоносности Таджикистана и развитие геолого-разведочных работ. В сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 1, Душанбе, изд-во «Ирфон», 1965.

Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Прибавление 1. Изд. Геол. ком. Пг., 1917.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Вып. 1—3, 1933—1936.

Воронкова Н. А. Сводный научно-технический отчет по гидрогеологическим работам на месторождении термальных вод Ходжа-Оби-Гарм за 1954—1957 годы. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1957.

Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, Серия А. Вып. 129. М., 1939.

Гилярова М. А. Гиссарская долина Таджикистана (Физико-географический очерк). ТПЭ. Вып. 23. Л., 1936.

Гатальский М. А. Основные этапы развития метода нефтяной гидрогеологии, прямые и косвенные гидрогеологические показатели нефтегазоносности. Сб. Гидрогеол. и гидрохим. показателей нефтегазоносности. М., 1962.

Готгильф А. В., Афанасьева В. Н. Водонапорные комплексы Таджикской депрессии. В сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе. Изд-во «Ирфон». Вып. 1, 1965.

Гольц И. С. Гидрография Таджикистана. Уч. зап. Сталинабадского пед. ин-та. Т. 2, 1941.

Гордон. Путешествие на Памир. Несколько глав из книги «The roof of the world». Перевод М. И. Венюкова. Изв. Русского геогр. о-ва. 1876. Т. 12, 1877.

Дронова М. Л., Вырубова А. В. Отчет о радиологических исследованиях подземных вод в Орджоникидзебадском, Файзабадском и Обигарском районах Таджикской ССР. Изв. Всесоюз. геол. фонда Комитета по делам геологии при Совете Министров СССР. Вып. 1, 1946.

Ернштедт А. В. Минеральные воды Таджикской ССР (общий обзор). Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1935.

Захаров С. А. О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта. Сообщения ГФАН СССР. Вып. 5, 1948.

Захаров С. А. О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР. Вып. 9, 1955.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозой Таджикской депрессии. Тр. АН Тадж. ССР. Т. 10, 1958.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и районная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР. Т. 5. (Геология). Душанбе, 1962.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. Тр. Центр. ин-та курортологии и физиотерапии. Изд-во «Недра», 1964.

Иванова Т. Н. Пересечение Гиссарского хребта. В кн. ТКЭ 1932 г. Изд-во АН СССР, 1933.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР. Т. 16, М., 1958.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Кирадиев Х. Г. Минеральные воды и здравницы Таджикистана. Таджикгостиздат, 1962.

Кобозев А. С. Минеральные воды Таджикистана. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1933.

Костюченко А. П. Минеральные воды Каратаг. Отчет Гиссарской партии глубокого бурения по работам, проводившимся на участке Каратаг в период 1958—1962 годов. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1962.

Кудрявцев Н. А. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. Тр. ИГРИ. Серия А. Вып. 23, 1932.

Клунников С. И. Заключение по обследованию Файзабадского землетрясения. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1939.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта. (Южный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР. Т. 48. Вып. 1, Душанбе, 1956.

Ланге О. К. Подземные воды СССР. Ч. 1. Изд-во МГУ. М., 1959.

Ланге О. К. Подземные воды СССР. Ч. 2. Подземные воды Сибири и Средней Азии. М., 1963.

Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. Госгеолтехиздат. М., 1961.

Липский В. И. Горная Бухара. Результаты трехлетних путешествий в Среднюю Азию в 1896, 1897, 1899 годах. Изв. Русского геогр. о-ва. Т. 1, 2, 3. СПб., 1902.

Лихачев Ю. А., Виноградов П. Д., Бобкова Н. Н. История геологического развития Центрального Таджикистана. В кн. Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. Ч. 1, 1959.

Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф. Термальные и перегретые воды СССР. Сов. геология, № 8, 1963а.

Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф. Общая оценка подземных вод СССР, как источника тепла. В сб. Термальные воды СССР и вопросы их тепло-энергетического использования. Изд-во АН СССР, 1963б.

Марковский А. П. История геологического развития территории Таджикской ССР. Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. Ч. 1, 1959.

Митгарц Б. Б. Нефтепоисковое значение состава подземных вод по данным исследований в Фергане. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер. Вып. 18, Госгеолгиздат, 1959.

Митгарц Б. Б., Голетихин Н. Н. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 61, 1961.

Назаров Х. Н. К гидрогеологической характеристике хр. Бабатаг. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР. Вып. 3, 1959.

Невраев Г. А., Иванов В. В. О порядке наименования (обозначения) лечебных минеральных вод. Информационно-методические материалы по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей. Вып. 4 Изд. Центрального ин-та курортологии и терапии, 1961.

Обидин Н. И. К характеристике геоморфологии и литологии центральной части Гиссарской долины и ее окраины. Изв. ТФАН СССР, № 4, 1944.

Овчинников А. М. Особенности гидрогеологии горных стран. ДАН СССР, т. 54. № 3, 1946.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат. М.—Л., 1947.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Изд. 2. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Овчинников С. К. Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, № 11, 1946.

Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. Вып. 1, 1959.

Овчинников С. К. Соотношение альпийских структур южного Гиссара и Таджикской депрессии. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. Вып. 13 (5), 1961.

Осипова А. И., Ливеровская Е. В. К характеристике палеогенового моря и его фауны в сузакский и алайский века. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.

Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 4, 1956.

Пантелеев И. Я. Очерк истории изучения и развития Кавказских минеральных вод. Госгеолтехиздат, 1955.

Петрушевский Ю. А., Зайцев Н. С. Палеогеновые отложения южного склона Гиссарского хребта. Тр. ТПЭ. Вып. 57, 1936.

Плотников Н. И. Условия водоносности трещинных пород палеозоя на примерах изучения гидрогеологии районов рудных месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геол. АН Уз. ССР. Вып. 3, 1949.

Полянский Б. В. О фациальной изменчивости мезозойских отложений в междуречье Ширкент — Лучоб. В кн. Тезисы докл. научн. конф. молодых ученых АН Тадж. ССР. Душанбе, 1961а.

Полянский Б. В. Петрографо-минеральная характеристика рэпюрских отложений междуречья Ширкент — Ханака. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР. Вып. 4 (6), 1961б.

Посохов Е. В. Гидрохимия. Изд-во Ростовского ун-та, 1965.

Потапова К. И., Кошеленко П. Г. Сводный научно-технический

отчет по гидрогеологическим работам на месторождении термальных вод Обигарм за 1954—1957 годы. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1957.

Проблемы гидрогеологии. Минеральные и термальные воды и их геохимическое значение. Доклады к собранию международной ассоциации гидрогеологов. Госгеолтехиздат, М., 1960.

Руководство «Основы курортологии». Медгиз, 1956.

Самарина В. С. О гидрогеологическом районировании Таджикской депрессии. Вести. ЛГУ, № 12. Серия геологии и географии. Вып. 2, Л., 1961.

Самарина В. С., Новожилова Е. В., Григорьева С. А. К вопросу о формировании соляного состава подземных вод некоторых районов Средней Азии. Вести. ЛГУ, № 12, 1962.

Симаков С. Н. Геологическое строение хребтов Рангон и Карштау. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1940.

Симаков С. Н., Солун В. И. Предварительный отчет Файзабадской геолого-съемочной партии за 1941 год. Рукопись. Фонд Тадж. геолог. управл., 1941.

Симаков С. Н. Меловые отложения Юго-Западного Таджикистана. Геология СССР. Т. 24, Таджикская ССР. Ч. 1, 1959.

Смолина Т. В., Линицкий Н. В. Отчет о работах Гиссарской гравиметрической партии № 9/5 в 1951—1952 гг. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1953.

Солун В. И. К вопросу о тектонике Южного Таджикистана, строение Файзабадского и Обигармского пучков складок. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1939.

Справочник гидрогеолога. Под редакцией М. Е. Альтовского. М., 1962.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат. М. — Л., 1948.

Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, 1959.

Толстухин Н. И. Провинции минеральных вод СССР. Пробл. сов. геологии, № 3, 1938.

Толстой М. П. О подземных водах морского происхождения. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. Т. 16, М., 1958.

Троицкий В. И. О палеогеографии Таджикской депрессии в юрское время. Изв. Отд. геолого-хим. и техн. наук АН Таджикской ССР. Вып. 1 (3), 1961.

Материалы совещания по вопросам формирования подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. Т. 16. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Удомов В. И. О результатах исследований глубинного строения земной коры в Средней Азии по данным сейсмологии. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 10, 1962.

Хрисанфов Н. Е., Жуков Г. И. Лечебные местности Таджикистана. Изд-во «Стандартизация и рационализация», 1933.

Черняк Н. И. Геологическое строение Сталинабад — Файзабадского района Таджикской ССР. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл. 1937.

Черняк Н. И. Палеогеография Таджикской депрессии в третичное время. Автореф. канд. дисс. Львов, 1950.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ППЭ. Вып. 4, 1934.

Чихачев П. К. История геологического развития Юго-Западного Таджикистана. В кн. Геология СССР. Т. 24, Таджикская ССР. Ч. 1, 1959а.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. В кн. Геология СССР. Т. 24, Таджикская ССР. Ч. 1, 1959б.

Чихачев П. К., Виноградов П. Д., Бобкова Н. Н. История геологического развития Южно-Таджикской депрессии в мезо-кайнозое. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1948.

Чуршина Н. М. Гидроминеральные и гидротермальные ресурсы Таджикистана. Второе Узбекистанское гидрогеологическое совещание (Тезисы доклада). Изд-во Уз. ССР, Ташкент, 1957.

Чуршина Н. М. О гидрогеологических условиях Гиссарской долины (К обоснованию Душанбинского артезианского бассейна). Изв. АН Тадж. ССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук. Вып. 3 (9), Душанбе, 1962а.

Чуршина Н. М. Новые минеральные воды Душанбинского артезианского бассейна. «Здравоохранение Таджикистана». Вып. 6, Душанбе, 1962б.

Чуршина Н. М. Напорные воды Душанбинского артезианского бассейна. Изв. Отд. геол.-хим. и техн. наук. № 3 (12), 1963.

Чуршина Н. М., Бедер Б. А. Субтермальный источник Гульбиста. (К вопросу о Сталинабадском артезианском бассейне). Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР. Вып. 2 (26), Душанбе, 1958.

Шагоянц С. А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, 1959.

Швембергер Н. А. Шаамбаринская антиклиналь (Таджикистан). Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл. 1932.

Швембергер Н. А. Данные по нефтяным месторождениям Сангмилль и Хочильор — Шаамбары. Рукопись. Фонд Тадж. геол. управл., 1933.

Швецов М. С. Геологическое строение хребтов, прилегающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе (Таджикистан). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геологический. Т. 5 (3—4). Нов. сер. Т. 35. М. — Л., 1927.

Шировов В. Я. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии. В сб. Геология и газонефтеносность Прикаспийской впадины и сопредельных с ней областей. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газовой пром. им. Губкина. Вып. 36. Гостоптехиздат, 1962.

Юсупова С. М. К вопросу о геохимии минеральных вод термальных источников Таджикистана (Редкие элементы в термальных водах Таджикистана). Докл. АН Тадж. ССР. Вып. 21. Душанбе, 1957.

Яроцкий Л. А. Основные закономерности образования сероводородных вод. Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Глава I. Исторический обзор гидрогеологической изученности района	5
Глава II. Физико-географический очерк	10
Местоположение и рельеф	—
Климат	14
Речная сеть	16
Глава III. Стратиграфия	20
Палеозойская группа	—
Мезозойская группа	—
Кайнозойская группа	24
Глава IV. Палеогеографические условия	31
Триасовый период	—
Юрский период	32
Меловой период	33
Палеогеновый период	35
Неогеновый период	37
Четвертичный период	—
Глава V. Геологическая структура Гиссарской долины	39
Глава VI. Гидрогеологическая и гидрохимическая характеристика напорных вод Душанбинского артезианского бассейна	51
Воды в четвертичных отложениях	—
Воды в неогеновых отложениях	53
Воды в палеогеновых отложениях	67
Воды в верхнемеловых отложениях	80
Воды в нижнемеловых отложениях	90
Воды в юрских отложениях	95
Воды в палеозойском горноскладчатом обрамлении	99
Глава VII. Водоносные комплексы напорных вод Душанбинского артезианского бассейна	104
Четвертичный комплекс	—
Неогеновый комплекс	107
Палеогеновый комплекс	112
Верхнемеловой комплекс	117
Нижнемеловой комплекс	121
Юрский комплекс	124
Трещинные воды палеозойского горноскладчатого обрамления Душанбинского артезианского бассейна	127
Глава VIII. Общие выводы и пути практического использования подземных вод Душанбинского артезианского бассейна	130
Таблицы	137
Литература	203

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
АН Таджикской ССР*

Нина Матвеевна ЧУРШИНА

Ответ. редакторы Рауф Баратович Баратов и
Борис Александрович Бедер

**Душанбинский артезианский бассейн и его минеральные
и термальные воды**

Редактор издательства Е. Г. Коцабенко
Тех. редактор А. Саидова
Корректоры Л. Д. Полисская и Л. Н. Дегтярева

ҚЛ 02645. Подписано к печати 6/VI 1972 г. Формат 60×84¹/₁₆.
Печ. 13,125 л. Уч.-изд. 13 л. Заказ 96. Тираж 1100. Цена 1 р. 09 коп.

Типография издательства «Дониш», Душанбе, 29, ул. Айни, 121, корп. 2.

Цена 1 р. 09 к.

798