ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

РАВНИННОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

551.49
О-77
482.77

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение подземных вод среднеазиатской части Туранской низменности чрезвычайно актуально в связи с их огромным значением для развивающихся здесь отраслей народного хозяйства. Подземные воды, как известно, являются единственным источником водоснабжения обширного пустынного пространства Кызылкумов, Каракумов и плато Устюрт.

Неуклонно возрастающая потребность в воде для питьевых и хозяйственных целей обусловливает необходимость изучения общих гидрогеологических условий низменных равнин западной части Средней Азии. Результаты исследований позволяют утверждать, что запасы подземных вод более значительны, чем ранее предполагалось. Установлено также, что артезианские воды непрерывно пополняются и в различной степени опресняются подземными водами, притекающими по трещинам, карстовым пустотам и главным образом по тектоническим разломам из палеозойских горноскладчатых структур, окаймляющих Туранскую низменность.

Решение задач, связанных с водоснабжением, обводнением пастбищ и использованием подземных вод для орошения, возможно при правильной оценке природных факторов, определяющих основные закономерности формирования подземных вод. В гидрогеологическом отношении вся территория изучена весьма неравномерно, однако имеющийся фактический материал все же позволяет выявить отдельные закономерности условий формирования подземных вод, что является лишь началом более глубокого и всестороннего изучения гидрогеологии Средней Азии.

При составлении работы были использованы материалы личных исследований авторов и данные, накопленные территориальными геологическими управлениями.

Исходным материалом для составления палеогидрогеологических схем послужили литолого-фациальные карты Средней Азии, составленные в 1965 г. коллективом авторов ВНИГНИ под руководством Г. Х. Диккенштейна. Кроме того, были использованы литолого-фациальные и палеотектонические карты западной части Средней Азии, составленные А. Г. Бабаевым. В описании Устюртского и Приташкентского артезианских бассейнов принимали участие гидрогеологи А. С. Вишняков, В. Н. Соколов и В. А. Валейшо.

ЕСТЕСТВЕННОИСТОРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Низменная равнинная часть Средней Азии расположена в пределах эпигерцинской платформы (Туранская плита). На востоке она граничит с горными сооружениями Тянь-Шаня, на западе — с Каспийским морем, на юге — с системой горных сооружений Копет-Дага, Малого и Большого Балхана; на северо-западе — с зоной глубинных разломов, ограничивающих Южно-Эмбенское поднятие, на северо-западе — со складчатыми сооружениями Каратау; на севере с южным окончанием Тургайского прогиба.

В строении Туранской плиты выделяется складчатый фундамент, сложенный сильно дислоцированными и метаморфизованными осадочными и магматическими породами, и осадочный рыхлый чехол. Складчатый фундамент разновозрастный. Осадочно-метаморфические и магматические породы складчатого фундамента каледонской консолидации выходят на дневную поверхность на северо-восточных склонах хребта Каратау. Породы герцинской консолидации встречены на юго-западных склонах хребта Каратау и в Центральных Кызылкумах, где они участвуют в строении относительно невысоких хребтов Букантау, Джетымтау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау, Султануиздаг и других, между которыми расположены мелкие межгорные впадины. На западе и юго-западе описываемой области породы палеозойского и триасового возраста обнажаются в районе горного Мангышлака и отдельных возвышенностей Туаркыра, на остальной территории они залегают на глубине от сотен метров до 5000 *м*, а в Предкопетдагском прогибе погружаются на глубину до 10 000 *м*.

Поверхность кристаллического фундамента имеет эрозионно-тектоническое строение и сложно расчленена. Выделяется ряд крупных преимущественно унаследованных геоструктурных элементов, отличающихся друг от друга по условиям формирования и режиму геотектонического развития, осложненных системой разрывных нарушений. Согласно классификации А. А. Бакирова (1963), в пределах рассматриваемой территории выделены следующие генетические типы крупных геоструктурных элементов.

I. Области крупных региональных поднятий: 1) выступы складчатого фундамента; 2) погребенные сводовые поднятия складчатого

фундамента; 3) погребенные линейно-вытянутые поднятия складчатого фундамента.

II. Области крупных региональных впадин и прогибов: 1) впадины; 2) линейно-вытянутые прогибы (рис. 1).

I-1. Выступы палеозойского складчатого сооружения фундамента образуют горы Каратау и отдельные горные возвышенности Центральных Кызылкумов. (Многие исследователи рассматривают эти выступы как зоны северо-западного и западного погружения складчатых сооружений Тяньшаня, сохраняющие его основное линейное простирание с восток-юго-востока на запад-северо-запад.)

Западнее хребта Султануиздаг происходит разветвление погребенных складчатых структур фундамента. Одна ветвь сохраняет Тяньшаньское направление — продолжением ее является зона Центрально-Устюртского поднятия; другая, изменив простирание с северо-западного на меридиональное, приобретает простирание Уральской складчатости. Связывающим звеном между Султануиздагом и Южным Уралом является Амударьинский тектонический вал (наличие которого подтвердилось нашими исследованиями), ограниченный с запада одноименным межзональным разломом, а с востока — внутризональным. На поверхности Амударьинский тектонический вал выражен системой отдельных антиклинальных складок в осадочном покрове.

I-2. Погребенные сводовые поднятия складчатого фундамента, к которым относятся Каракумское, Карабогазгольское и Нижне-Сырдарьинское, представляют собой области относительно неглубокого залегания пород складчатого фундамента, испытывавшие в триасовый и нижне-среднеюрский периоды тенденцию к воздыманию, а в последующее время колебательные движения преимущественно отрицательного знака. Скорость прогибания прилегающих впадин намного превышала скорость погружения сводовых поднятий, поэтому на сводовых поднятиях наблюдается значительное сокращение мощностей осадочного покрова.

I-3. Погребенные линейно-вытянутые поднятия складчатого фундамента палеозойского возраста представлены Амударьинским тектоническим валом и Центрально-Устюртской зоной поднятий — Мангышлакской мегантиклиналью, Бузачинским поднятием и Туаркыр-Капланкырской зоной поднятий пермо-триасового возраста. Первые, как и сводовые поднятия, являются унаследованными, последние относятся к линейно-вытянутым поднятиям инверсионного происхождения.

II-1. Наиболее крупными впадинами Туранской плиты являются: Сырдарьинская, Амударьинская, Североустюртская, Ассакеауданская и сравнительно небольшая Южно-Мангышлакская.

II-2. К линейно-вытянутым прогибам относятся Дарьялык-Дауданский, Верхнеузбойский, Южнобузачинский и др. В формировании впадин и прогибов Туранской плиты на протяжении платформенного этапа их развития намечались две тенденции: первая — значительно большая величина прогибания по сравнению с поднятиями;

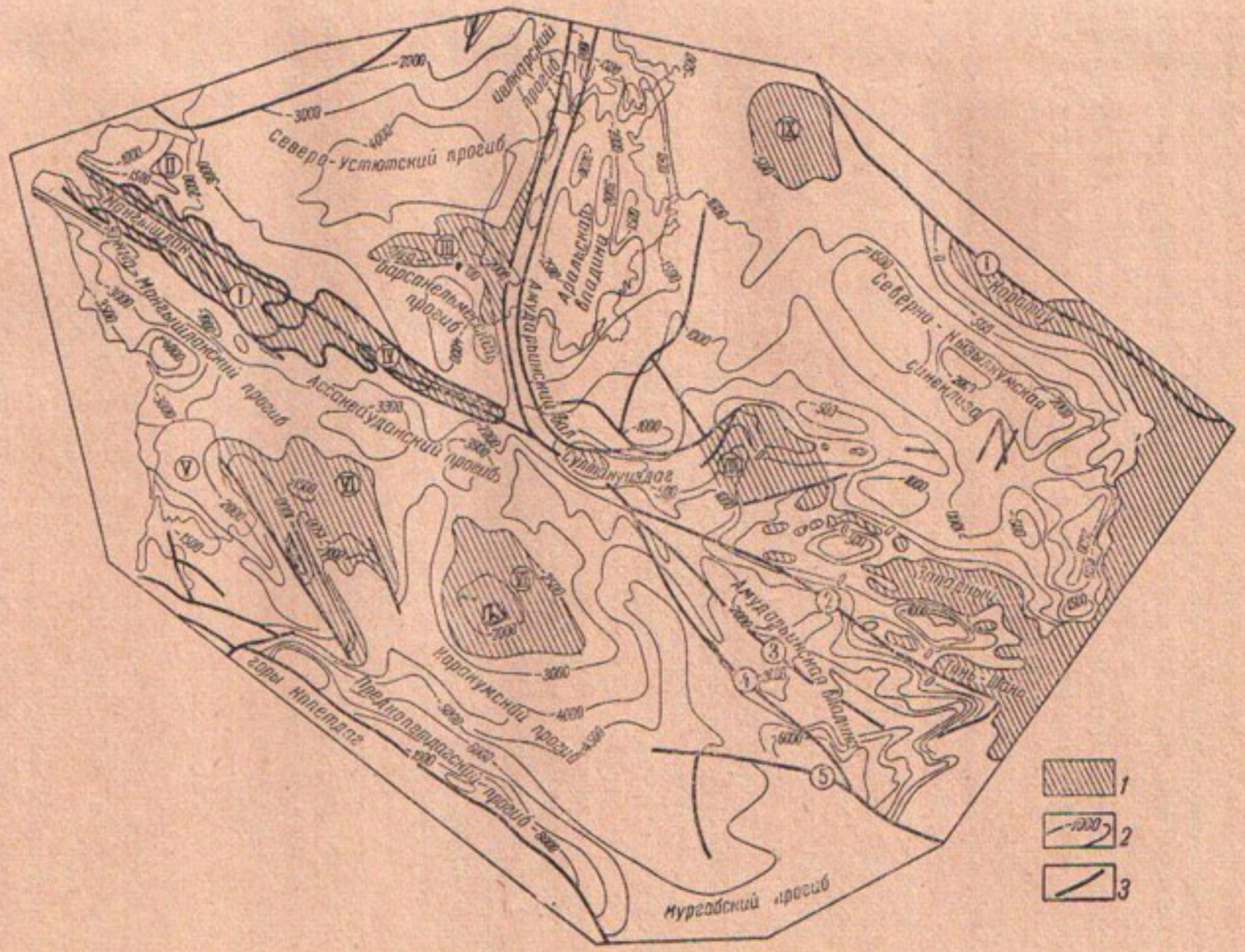


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Средней Азии

1 — системы положительных дислокаций; *2* — стратоизогипсы; *3* — разрывные зоны. Положительные структуры: I — Мангышлакская система дислокаций; II — Бузачинский свод; III — Актумсукский вал; IV — Центрально-Устюртский (Карабаурский) вал; V — Карабогазгольский свод; VI — Туаркырская складчатая область; VII — Центрально-Каракумский свод; VIII — Центрально-Кызылкумская зона поднятий; IX — Нижне-Сырдарьинский свод. Разрывные зоны: *1* — Каратауская зона разломов; *2* — Предкызылкумский разлом; *3* — Бухарский разлом; *4* — Амударьинский разлом; *5* — Репетек-Келифская зона

вторая — последовательное увеличение общей мощности осадочного чехла с северо-востока на юг-юго-запад.

Рассмотренные геоструктурные элементы Туранской плиты осложнены структурными уступами, расположенными по бортам впадин, а также региональными разрывными нарушениями, многие из которых имеют глубинное заложение, претерпели длительное и сложное развитие. В настоящее время достоверно установлены следующие нарушения (с севера на юг).

I — северо-западного простирания: 1) Каратауская зона глубинных разломов, простирающаяся вдоль северо-восточного склона складчатых сооружений Каратау; 2) Бухаро-Султануиздагская зона глубинных разломов, ограничивающих уступы складчатого фундамента; 3) Репетек-Келифская зона глубинных разломов; 4) Мангышлак-Центрально-Устюртская зона глубинных разломов.

II — меридионального простирания: 5) Амударьинско-Аральская зона глубинных разломов.

Глубинные разломы раскололи Туранскую плиту на крупные блоки, которые на протяжении платформенного этапа развития территории отличались различной тектонической активностью. Это нашло отражение в распределении фаций и колебаниях мощности осадочного чехла.

Представляется возможным наметить три структурно-фациальных зоны: 1. Северокаратаускую зону — ограниченную Каратауским разломом, в пределах которой консолидация фундамента произошла в каледонский этап. Слабо дислоцированную осадочно-эффузивную толщу среднего и верхнего палеозоя этой зоны большинство исследователей относит к переходному этапу развития от геосинклинального к платформенному (Дитмар, 1966). Мощность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла, представленного в основном континентальными и лагунно-континентальными фациями, не превышает 1200 *м* и как исключение достигает 1500 *м*.

2. Кызылкумская зона — границей которой служит на севере и востоке Каратауский выступ и Нижне-Сырдарьинское поднятие, на западе — Амударьинский тектонический вал, на юго-западе и юге Предкызылкумский разлом. Формирование фундамента этой зоны завершилось в герцинский этап. Максимальная мощность осадочного чехла, представленного преимущественно континентально-морскими и морскими фациями, достигает 2500 *м*, а по данным геофизики превосходит 3000 *м* (в Аральском прогибе).

3. Устюрт-Каракумская зона — границей которой на юге является система альпийских складчатых сооружений Копетдага, а на северо-востоке — Южноэмбинский тектонический шов. Толща осадков пермо-триаса относится к переходному этапу развития от геосинклинали к платформе, на юго-западе описываемой области эти осадки участвуют в строении фундамента, являясь его верхним структурным ярусом. Максимальная мощность осадочного покрова без пермо-триаса достигает 5000 *м*. Наиболее распространенными фациями отложений мезозоя (без триаса) являются морские.

Бухарское поднятие, сложена соленосной толщей (известной в литературе под названием гаурдакской свиты), на остальной территории они представлены песчано-глинистыми разностями. Общая мощность юрских отложений изменяется с севера на юг от 100—500 *м* — в Северо-Кызылкумском прогибе до 3000 *м* и более — в Мургабском прогибе.

Меловые отложения имеют более широкое распространение. Они залегают со слабыми следами размыва на юрских отложениях или с угловым несогласием непосредственно на складчатом фундаменте. Нижнемеловой комплекс осадочных пород на севере ограничен хребтом Каратау и районом Северного Приаралья. Эти породы обнажаются лишь в пределах Мангышлака, Туаркыра и частично у подножия хр. Султануиздага и Букантау.

Отложения неокома представлены исключительно континентальной красноцветной толщей чередующихся песчаников, алевролитов и глин, и лишь на крайнем юго-востоке территории развиты лагунные хемогенные осадки. По мере приближения к Копетдагу мощность толщи постепенно увеличивается от 370 до 1300 *м*. Заметное сокращение мощности отложений неокома до 100—300 *м* отмечается в погребенных сводовых и линейных поднятиях в районе Туаркыра и Мангышлака, а также Бузачи, в Мургабском прогибе она достигает 500—800 *м*.

Аптские отложения в пределах Сырдарьинской впадины представлены исключительно континентальными красноцветными алевролитами и глинами с прослоями песчаников. На остальной территории Туранской плиты распространены песчано-глинистые отложения морского мелководья, на юге в разрезах появляются карбонатные породы. Отмечается общее закономерное уменьшение размеров зерен кластического материала от Центрально-Кызылкумских и Тяньшаньских выступов складчатого фундамента к югу и юго-западу. Мощность аптских отложений изменяется от 60 до 200 *м* в северных и западных районах до 300 *м* в Мургабском прогибе.

Альбские отложения распространены на бóльшей площади, чем нижележащие породы мела. На основной территории они согласно или со слабыми следами размыва залегают на аптских накоплениях, а на юго-западных склонах Каратауского и Букантауского выступов с резким угловым несогласием перекрывают породы складчатого фундамента; то же отмечено в Карабогазгольском погребенном своде. В пределах Сырдарьинской впадины распространены континентальные и прибрежноморские отложения альба, состоящие из двух литологически различных пачек. Нижняя представлена серыми и зеленовато-серыми глинами, мергелями и глинистыми известняками с прослоями песчаников и линзами ангидрита, верхняя сложена пестроцветными глинами и алевролитами с прослоями песчаников. Мощность выделенных частей разреза альбских отложений примерно равнозначна, общая мощность составляет 220—360 *м*. В районе Южного Приаралья глины и алевролиты частично замещаются песчаниками. На территории Устюрт-Каракумской структурно-фаци-

альной зоны преимущественное развитие получили два типа разреза: западный, где в нижней части альбской толщи превалируют зеленовато-серые и темно-серые глины и алевролиты, а в верхней песчаники и алевролиты с прослоями глин, и восточный, характеризующийся присутствием прослоев известняков, мергелей и ракушников. Мощность толщи увеличивается с севера на юг от 40 до 300—450 *м*, а на крайнем юге достигает 600—900 *м*.

Отложения верхнего мела распространены на всей территории Туранской плиты. Выходы их на поверхность прослеживаются в подножиях выступов складчатого фундамента и в сводах глубоко эродированных антиклинальных структур. Отложения сеноманского яруса, согласно или со слабыми следами размыва, перекрывают альбские породы, в районах Каратауского и Центральнокызылкумского выступов с резким угловым несогласием ложатся на палеозойские образования.

Континентальные пестроцветные отложения сеномана распространены в центральной и восточной частях Сырдарьинской впадины, а также в малых межгорных впадинах, расположенных между выступами складчатого фундамента Центральных Кызылкумов. На остальной территории Туранской плиты сеноманские отложения представлены чередующимися морскими голубовато-серыми и темно-зелеными глинами, алевролитами и песчаниками. Содержание глин и алевролитов увеличивается в сторону крупных тектонических впадин; в Мургабской впадине в этой толще появляются прослои известняков. Мощность сеноманских отложений изменяется от 50—100 *м* на севере до 400—450 *м* на юге описываемой территории. В Северном Устюрте и Кызылкумах мощность их колеблется от 120 до 250 *м*.

Туронские отложения в прибортовой части Сырдарьинской впадины и в Центральных Кызылкумах с незначительным размывом перекрывают пестроцветную толщу сеномана, в других районах переход от сеноманских отложений к туронским постепенный. На большей части территории Туранской плиты в отложениях туронского яруса выделяются две литологические раздельные толщи — нижнего и верхнего турона. Нижний турон представлен преимущественно зеленовато-серыми и темно-зелеными глинами и алевролитами, венчающимися галечниками и конгломератами в областях, прилегающих к выступам складчатого фундамента и погребенным поднятиям. Во впадинах и прогибах местами верхи нижней пачки сложены известняками и мергелями. Верхний турон состоит главным образом из песчаников с прослоями гравелитов, алевролитов и глин. В Кызылкумской структурно-фациальной зоне верхняя часть разреза турона заканчивается континентальными красноцветными алевролитами, песчаниками и алевролитистыми глинами, причем мощность красноцветной пачки и количество песчаников возрастает по направлению к периферическим частям Сырдарьинской впадины. На западе Туранской плиты отложения верхнего турона представлены известняками и мергелями. Общая мощность осадков

увеличивается от выступов и унаследованных погребенных поднятий складчатого фундамента к впадинам и прогибам от 100 до 400 *м*.

Сенонские отложения в областях распространения континентальных красноцветов верхнего турона залегают на последних с размывом, на остальной территории наблюдается постепенный переход, поэтому граница между рассматриваемыми ярусами зачастую проводится весьма условно. Основная территория Туранской плиты сложена морскими отложениями, представленными терригенно-карбонатными и исключительно карбонатными формациями, лишь на отдельных участках верхняя часть разреза заканчивается континентальными красноцветами. Отмечается увеличение содержания карбонатных отложений с север-северо-востока на юг-юго-запад и с восток-северо-востока на запад-юго-запад.

В Сырдарьинской впадине нижняя часть разреза отложений сенонского яруса представлена зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с глинами и песками. В кровле разреза залегают известняки и известковистые песчаники. В периферической части впадины в предгорьях Каратауского выступа морские отложения замещаются континентальными, аллювиальными, красными и желтыми песками, песчаниками, гравелитами и конгломератами.

В восточном и южном Приаралье в разрезе преобладают песчаники с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Северо-западнее хребта Султануиздаг терригенные отложения сенона полностью замещаются карбонатными. В Центральных Кызылкумах разрез сенонского яруса почти соответствует описанному для Сырдарьинской впадины, с той лишь разницей, что в предгорьях в кровле появляются континентальные красноцветные песчаники и алевролиты.

В Амударьинской и Мургабской впадинах сенонские отложения представлены серыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников и в меньшей степени — известняков. В кровле разреза Репетек-Келифского поднятия залегают континентальные красновато-коричневые песчаники. Южные склоны Мургабского прогиба сложены известняками и мергелями, венчающимися пачкой красновато-бурых глин. Начиная от Каракумского свода и далее к западу развита преимущественно карбонатная формация. Общая мощность сенонских отложений изменяется с север-северо-востока на юг-юго-запад от 80 до 600 *м*.

Отложения датского яруса достоверно установлены лишь в районах распространения карбонатной формации сенона. Они представлены известняками, а на Мангышлаке — песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с прослоями кремнистых конкреций. Мощность толщи изменяется от 1,5 *м* в Каракумском своде до 140 *м* в Мангышлакской мегантиклинали.

В Сырдарьинской впадине верхнемеловой осадочный комплекс оканчивается пачкой континентально-лагунных отложений. На структурноприподнятых участках они представлены пестроцветными известковистыми глинами и алевролитами, которые в погруженных

участках депрессии замещаются гипсами, ангидритами с прослоями доломитов и доломитизированных глин. Максимальная мощность датских отложений здесь достигает 40 *м* (Каратауская брахиантиклиналь).

Породы палеогена, почти на всей описываемой территории, залегают с размывом на меловых образованиях, причем местами из разреза выпадают палеоценовые и частично нижнеэоценовые отложения. В разрезе палеогена выделяются две резко отличные толщи: морская палеоцен-эоценовая, морская и лагунно-континентальная — олигоценовая. Палеоцен-эоценовый комплекс представлен терригенно-карбонатными литологическими разностями с подавляющим преобладанием глин. На крайнем западе (Мангышлакская мегантиклиналь) в разрезе преобладают известняки, мергели, с прослоями гипсов.

Распространение морских глин олигоцена ограничено Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоной. Континентальные красноцветные глины, алевролиты и песчаники заполняют главным образом центральные части впадин — Сырдарьинской, Мургабской и Амударьинской. Мощность осадков палеогена изменяется от 120 *м* — в непосредственной близости к поднятиям до 450 *м* — в прогибах.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Конец олигоцена знаменуется усилением контрастности структурных элементов, возрождением глубинных разломов, которые в осадочном покрове образовали систему обособленных структур и на протяжении всего мезозоя — кайнозоя контролировали распределение мощностей осадочного чехла на различных ступенях фундамента. К этому времени в общих чертах наметился современный структурный облик территории.

Наиболее существенной особенностью олигоцен-четвертичного тектонического этапа явилось разделение эпигерцинской платформы на два блока — западный и восточный. В первом (Туранская плита) продолжали существовать платформенные условия, второй (Тянь-Шань) обособился в постплатформенный ороген. С момента создания орогенической зоны реки стали выносить огромную массу кластического материала в межгорные впадины и на низменные равнины западного блока.

Отложения нижнего миоцена, без видимого литологического контакта, залегают на породах олигоцена. Фаунистически охарактеризованы они лишь в пределах Мангышлакской мегантиклинали, в Североустюртской и Ассакеауданской впадинах.

В пределах возрожденных сводовых и линейно-вытянутых поднятий — Центрально-Устюртского, Мангышлакского, Туаркырского и Каракумского — среднемиоценовые отложения с угловым несогласием перекрывают более древние горизонты мела и палеогена.

Толща миоцена в западных районах представлена морскими терригенно-хемогенными и карбонатными породами, а на остальной

территории — континентальными красноцветами; вдали от питающих провинций преобладают мелкообломочные осадки, в непосредственной близости к ним — крупнообломочные. Мощность толщи изменяется в весьма широких пределах — от нескольких десятков метров до 650 *м*.

Тектонические движения, происходившие в конце миоцена и начале плиоцена, в основном обусловили формирование современных складчатых структур Туранской плиты и горных хребтов Тянь-Шаня и Памира, создали предпосылки для возникновения мощных речных потоков, выносивших продукты разрушения гор на равнину. В среднем плиоцене тектонические впадины продолжали усиленно опускаться, что способствовало энергичному расчленению рельефа Туранской плиты. В верхнем плиоцене количество кластического материала, приносившегося с горного обрамления Тянь-Шаня и Памира, резко увеличилось. Однако продолжавшееся погружение впадин было значительно более интенсивным, что создало предпосылки для проникновения акчагыльского и апшеронского моря на юго-запад территории.

Тектоническая активность в рассматриваемый период определила условия залегания и соотношения различных частей разреза. Переслаивающаяся толща глин, мергелей и песчаников среднего плиоцена с резким угловым несогласием перекрывает нижележащие осадочные формации, вместе с тем, эти породы участвуют в строении складчатых структур, залегая под углами 0,5—2°. Горизонтально залегающие отложения верхнего плиоцена заполняют эрозионные врезы постсреднеплиоценового рельефа. На большей части Туранской плиты они представлены желтовато-бурыми песками и песчаниками с прослоями глин и конгломератов.

Четвертичные отложения подразделяются на аллювиальные, аллювио-пролювиальные, эоловые, хемогенные и др. Аллювиальные галечники, пески и суглинки выполняют древние и современные долины и дельты Сырдарьи, Амударьи, Зеравшана, Кашкадарьи и других рек. Размеры зерен обломочного материала уменьшаются по мере удаления от горного обрамления. Пролювио-делювиальные галечники, пески и в меньшей степени суглинки и супеси слагают предгорные шлейфы. Значительные пространства Туранской низменности покрыты эоловыми песками, собранными в гряды и бугры. Хемогенные осадки слагают днища бессточных впадин.

2. РЕЛЬЕФ

В строении поверхности Туранской плиты принимают участие слабоволнистые покатые равнины, ограниченные на северо-востоке, востоке и юге горами Тянь-Шаня и Копетдага. Абсолютные отметки равнин уменьшаются от горного обрамления в сторону Аральского моря от 300 до 70 *м*. Равнинный характер поверхности Туранской плиты нарушен отдельными низкогорными возвышенностями Центральных Кызылкумов, Мангышлака и Туаркыра, где абсолютные высоты составляют 300—700 *м*.

Основные черты строения современной поверхности Средней Азии были заложены в эпоху наиболее активного проявления альпийской складчатости в плиоцен-четвертичное время, когда произошла окончательная дифференциация территории на западную — равнинно-низменную (Туранская плита), с обособленными низкими возвышенностями и глубокими впадинами с отметками порядка — 130 *м*, и восточную — с высочайшими горными странами Тянь-Шаня и Памира, абсолютные отметки которых в среднем составляют 3000—5000 *м*, а местами превышают 7000 *м*. Все хребты вытянуты в широтном и субширотном направлении, между ними расположены межгорные впадины и долины рек с абсолютными отметками 300—600 *м*.

Такое орографическое строение определяет основное направление поверхностного и подземного стока — от горного обрамления на запад-северо-запад в сторону низменных равнин. Вдоль границы горных сооружений с низменными равнинами прослеживается весьма невыдержанная по ширине полоса предгорных равнин с абсолютными отметками от 900 до 300 *м*, сложенных меловыми и палеогеновыми породами, перекрытыми большей частью четвертичными аллювио-пролювиальными отложениями. В низменных равнинах Туранской плиты основная аккумуляция поверхностного и подземного стока происходит на их контакте с предгорными равнинами.

Равнинно-низменная часть территории, при всем однообразии, весьма неоднородна. Наиболее крупными морфологическими элементами являются аккумулятивные равнины, пластовые плато и низкие горы:

1) Кызылкумская равнина и низкогорные возвышенности Центральных Кызылкумов;

2) плато Устюрт и прилегающие возвышенности Мангышлака и Туаркыра;

3) Каракумская равнина.

Кызылкумская аллювио-пролювиальная равнина, сложенная плиоцен-древнечетвертичными отложениями, расположена в междуречье Амударьи и Сырдарьи. На востоке и северо-востоке она ограничена западными отрогами Тянь-Шаня, а на запад-северо-западе — современной дельтой Амударьи и Приаральскими древними аллювиальными равнинами Амударьи и Сырдарьи. Пологоволнистый рельеф равнины в Центральной части нарушен низкогорными скалистыми возвышенностями — Букантау, Кульджуктау, Аминзатау, Тамдытау, Джетымтау и другими, абсолютные отметки которых изменяются от 500 до 600 *м*, а отдельные вершины достигают высоты 888 *м* (Тамдытау) и 758 *м* (Букантау). В западной части равнины расположена возвышенность Султануиздаг, ее абсолютная высота 473 *м*.

Низкогорные возвышенности являются одним из главных элементов пустыни, в пределах которых формируется поверхностный сток, образующий временные водотоки. Значительная трещиноватость палеозойских пород способствует инфильтрации атмосферных осадков и аккумуляции подземных вод в пределах закарстованных

зон. Большая часть равнины имеет слабоволнистую поверхность с общим уклоном от останцовых возвышенностей в сторону Аральского моря. Абсолютные отметки колеблются в пределах 300—140 *м*. Песчаная равнина осложнена бугристо-грядовыми и грядово-ячеистыми формами эолового рельефа. Пески закреплены растительностью.

На значительной части территории междуречья Сырдарьи и Амударьи в южном и восточном Приаралье развиты современные и верхнечетвертичные аллювиальные равнины, абсолютные отметки которых уменьшаются в сторону Аральского моря от 250 до 60 *м*. Относительное превышение кызылкумской плиоцен-древнечетвертичной равнины над ними составляет 25—60 *м*. Поверхность верхнечетвертичных аллювиальных равнин сложена супесчано-суглинистыми породами, что создает благоприятные условия для образования такыров или затакыренных площадей. Значительные площади равнин сложены останцовыми песчаными грядами, переработанными эоловыми процессами. По разнообразию растительных форм поверхность верхнечетвертичных аллювиальных равнин существенно отличается от поверхности более древних. Здесь изменение почвенных и гидрогеологических условий в той или иной степени отчетливо отражено в характере растительного покрова. Как справедливо отмечает Л. Е. Родин, нигде в других областях зависимость растительности от среды не проявляется в такой степени, как в пустыне.

В Восточных, Южно-Приаральских и особенно в возвышенных Центральных Кызылкумах широко развиты бессточные впадины, дно которых покрыто солончаками и типичной для этих почв растительностью. К наиболее известным впадинам относятся: Мынбулакская, Карагатинская, Итымирская, Улькe-Карасорская с абсолютными отметками дна от —18 до +20 *м*.

Плато Устюрт, сложенное преимущественно известняками сарматского возраста, четко выделяется на местности благодаря крутым и чаще обрывистым склонам (чинкам), высота которых достигает 40—35 *м*, реже 50—70 *м*. На востоке плато обрывается к Аральскому морю, дельте Амударьи и Сарыкамышской впадине, на северо-западе — к Прикаспийской морской равнине, на западе и юго-западе оно ограничено низкими горами Мангышлака и Туаркыра.

Поверхность плато волнистая, отмечается чередование широких и пологих валов (на юге Гоклинкуюсы, в центральной части Карабаур и на севере — Актумсук) с обширными покатыми равнинами (на юге Ассакекауданской, в центре — Борсакельмесской и на севере — Северо-Устюртской, включая Самскую). В центральной части этих равнин обычно расположены одноименные бессточные впадины. Абсолютные отметки валов, простирающихся с восток-юго-востока на запад-северо-запад, изменяются от 160 до 236 *м*, максимальные превышения наблюдаются на Карабаурском валу. Абсолютные отметки дна бессточных впадин изменяются от —20 до +40 *м*. Кроме основных бессточных впадин, к югу от Карабаурского вала развиты

более мелкие бессточные котловины — Шахпахты, соленое озеро Карашор и Гоклинкуюсы, на западе — бессточные впадины Мангышлака.

Весь поверхностный сток, формирующийся за счет атмосферных осадков, не выходит за пределы плато. В центральной и северной частях Устюрта на огромных площадях, занятых такырами, в весеннее время на протяжении двух-трех месяцев сохраняются временные озера. В этот период поверхностные воды просачиваются в глубокие горизонты подземных вод.

На западе плато Устюрт граничит с низкими горами Мангышлака, состоящими из обособленных возвышенностей Восточного и Западного Каратау и Каратаучика, где наибольшие высоты превосходят 500 *м*. На юге и севере от Каратау находятся северный и южный Актау — возвышенности с высотами 200—280 *м*. На юг-юго-западе плато Устюрт граничит с Туаркыром. Последний представлен отдельными возвышенностями (абсолютные отметки до 460 *м*), чередующимися с долинами временных водотоков и бессточными котловинами.

Территория, объединенная под общим названием Каракумской равнины, расположена между Амударьей и плато Устюрт на севере и западе и горами Копетдаг на юге. По своему морфологическому строению она разделяется на Заунгузские и низменные Каракумы. Границей между ними служат бессточные впадины Унгуза.

Заунгузские Каракумы, занимающие северо-западную часть пустыни, представляют собой плиоценовую аллювиальную равнину. На западе они отделены от плато Устюрт Верхне-Узбойским коридором, на севере — Хорезмской дельтой Амударьи, на востоке современной долиной этой реки. Для поверхности плато характерны бугристо-грядовые формы эолового рельефа. Как и в Кызылкумах, гряды вытянуты в направлении, близком к меридиональному. По южной и западной окраине плато ограничено крутыми обрывами, сложенными плиоценовыми породами. В южной части плато, в пределах области развития кыров, отмечаются максимальные абсолютные отметки, достигающие 220 *м*. По мере продвижения к северу отметки снижаются до 100 *м* и плато постепенно сливается с Хорезмской дельтовой равниной.

В низменных Каракумах, образовавшихся за счет аллювиально-озерной равнины Пра-амударьи, преобладающими формами рельефа являются бугристо-грядовые и барханные пески. Основное направление гряд меридиональное с отклонением до 30°. На левобережье Амударьи от Афганской границы почти до Унгуза, на протяжении 300 *км*, в полосе шириной от 10 до 60 *км* получили развитие незакрепленные пески, собранные в барханы. Абсолютные отметки этой части пустыни составляют 120—150 *м*, максимальные 300 *м*.

Характерной чертой низменных Каракумов является наличие такыров, сложенных с поверхности плотными суглинками. На такырных площадках скапливается атмосферная влага, которая инфильтруется и образует подтакырные линзы пресных вод.

Вдоль южного чинка Заунгузских Каракумов, на протяжении 500 *км* тянется цепь небольших бессточных котловин Унгуза, дно которых покрыто солончаками. Котловины являются естественными дренами грунтовых вод. Заунгузские чинки, нарушенные консеквентно врезанными понижениями, возвышаются над дном котловин до 80 *м*. Южные чинки котловин Унгуза обычно несколько ниже, однако они четко выражены в рельефе. Ширина котловин колеблется от 2 до 7 *км*, местами достигая 15—20 *км*. Дно котловин местами покрыто такырами; это показывает, что процесс образования солончаков прекратился, и теперь котловины уже не дренируют горизонты подземных вод.

3. КЛИМАТ

Рассматриваемая территория находится в центре Евроазиатского материка и отличается континентальным засушливым климатом, она значительно удалена от Атлантического океана и полностью изолирована молодыми горными странами от Индийского океана. Аридность климата особенно отчетливо проявляется в пределах низменных равнин и предгорий.

В свою очередь, климат западной части Средней Азии подразделяется на климат пустынь с теплой зимой и с холодной зимой. Граница проходит между 41 и 42° сев. широты.

В горных районах прослеживаются вертикальные климатические пояса, происходит смена поясов от пустынного к степному, лесо-луговому, альпийских лугов, вечного снега и ледников. Характерно, что в горах Средней Азии степь и даже пустыня простираются далеко вверх (Памир).

Аридность климата особенно резко проявляется в низменных равнинах, где высокие температуры и огромный деффицит влажности служат основной причиной интенсивного испарения как поверхностных, так и подземных вод. Это способствует быстрому засолению замкнутых водоемов и подземных вод, залегающих близко (до 5 *м*) к поверхности.

На территории Средней Азии, как отмечают К. В. Кувшинов и А. А. Чубуков (1958), наблюдается лишь ослабление воздействия атлантических ветров, но не полное их отсутствие. Другие исследователи утверждают, что несмотря на достаточное количество запасов влаги в атмосфере, осадков в равнинной части выпадает в среднем не более 100 *мм/год*. Летом, несмотря на интенсивное прогревание нижних слоев воздуха, тепловые токи не достигают уровня конденсации и потому не способствуют формированию облаков. Вследствие этого, начиная с июня и вплоть до октября, а иногда и до ноября, осадки почти не выпадают. Основная масса атмосферных осадков выпадает в холодную половину года, причем максимум приходится на первые месяцы весны. Осенние осадки, выпадая на иссушенную за лето поверхность равнин, насыщают лишь верхний слой и фактически не достигают до уровня грунтовых вод. Зимние осадки часто

выпадают на промерзшую почву в виде снега, обычно они испаряются и не успевают просочиться. Весной, в период максимального выпадения осадков, почва достаточно увлажнена и, на огромных пространствах песчаных пустынь, почти вся вода инфильтруется в грунтовые воды, а в пределах аллювиальных равнин Сырдарьи и Амударьи, сложенных с поверхности супесчано-суглинистыми породами, вода скапливается на поверхности, образуя временные озера.

В западных и северо-западных отрогах Тянь-Шаня наибольшее количество осадков выпадает с наветренной стороны склонов, т. е. со стороны, обращенной к основным воздушным потокам, направленным с запад-северо-запада. Таким образом, максимальное количество атмосферных осадков выпадает на западных склонах горных хребтов на границе Тянь-Шаня с низменными равнинами. Здесь с высотой количество выпадающих осадков на каждые 100 *м* возрастает на 60—70 *мм*. На высоте 1000 *м* среднегодовое количество осадков составляет 800—1000 *мм*. Увеличение количества осадков происходит до высот 1500—3000 *м*. Значительная часть осадков, выпадающая в виде снега, в летний период равномерно тает, создавая устойчивый поверхностный и подземный сток.

Равнинный характер и наличие крупных горных сооружений на юге и востоке Средней Азии способствуют формированию относительно однородного ветрового режима. В летние месяцы в равнинной части Средней Азии преобладают ветры северного направления, в остальное время года преобладают северо-восточные ветры. На границе оазиса и пустыни наблюдаются ветры в виде бризовой циркуляции, что обусловлено воздухообменом между оазисом и пустыней. На побережье Аральского моря развиты морские бризы, на его западном побережье нередко наблюдаются сильные ветры, скорость которых достигает 10—15 *м/сек*. Величина среднегодовых скоростей ветра колеблется в пределах 2,1—4,8 *м/сек*. Наибольших скоростей — порядка 6—7,9 *м/сек* — ветры достигают в весенние месяцы, наименьших — порядка 1,8—2,2 *м/сек* — осенью. Максимальная скорость ветра повсеместно превышает 20 *м/сек*. Сильные ветры вызывают пыльные и песчаные бури.

В летние месяцы наблюдаются воздушные засухи и суховеи, вызванные продолжительными периодами термической депрессии, характеризующейся высокими температурами воздуха и отсутствием осадков. Суховеи — это более или менее сильные ветры, возникающие в результате того, что громадные территории пустынь сильно прогреваются, обусловливая быстрое прогревание и трансформацию воздушных масс, поступающих из умеренных арктических широт. Наиболее часты суховеи в пустыне. В оазисах число дней с суховеями составляет от 8 до 18, а в дельте Амударьи всего 3—4 дня. В районах Аральского моря суховеи отсутствуют.

Температурный режим воздуха на изучаемой территории несколько различен, что особенно заметно в зимнее время. Здесь очень велики как годовые амплитуды колебаний температуры

воздуха, так и суточные. Среднемноголетние температуры изменяются от 12,3° на юге территории до 10° — на севере.

В северо-западной части низменной равнины зима наступает в третьей декаде октября и длится 150—160 дней, снежный покров сохраняется продолжительное время. Средняя температура января низкая, изменяется от —3 до —5°. Во всех Кызылкумах для этого сезона характерно чередование периодов теплой, сухой погоды с периодами похолодания и выпадения осадков. По мере продвижения на юго-восток продолжительность зимы сокращается и увеличивается продолжительность лета. Снежный покров здесь неустойчив, в среднем он существует не более 20 дней, хотя средняя продолжительность холодного сезона в центральных и юго-восточных Кызылкумах составляет примерно 90—100 дней.

Началом лета считается устойчивый переход среднесуточной температуры через 20°. Лето наступает во второй половине мая и продолжается 101—125 дней. Летние месяцы отличаются небольшими суточными колебаниями температур. В эти месяцы разница температуры воздуха между северной и южной частью равнины почти вовсе сглаживается, температура воздуха (особенно в дневные часы) высока, в отдельные дни она может достигать 45°. Средняя температура июля изменяется от 27 до 30°.

В пределах оазисов температурный режим довольно однороден во все времена года. Лето здесь резко отличается от соседних пустынных районов и характеризуется относительно низкой температурой воздуха и высокой влажностью особенно в дневные часы.

Переходные периоды — весна и осень — значительно короче, чем зима и лето. Наблюдаются ночные заморозки, а дневные температуры могут достигнуть в отдельные дни 30°. Сумма относительной влажности воздуха за год изменяется от 42 до 45% (ст. Тамды), на территориях оазисов относительная влажность особенно велика и в дневные часы достигает 50—60%.

4. ГИДРОГРАФИЯ

Многочисленные реки восточной части Средней Азии, выходя из гор, постепенно теряют свои воды в собственных наносах. Значительная масса воды рек разбирается на орошение. Самыми крупными водными артериями являются Амударья и Сырдарья, которые формируются в горах Тянь-Шаня и Памира, проходят по всей территории Средней Азии, пересекают пустыни Кызылкум и Каракум в направлении с юго-востока на северо-запад и впадают в Аральское море.

Аральское море является наиболее крупным водным бассейном, расположенным целиком в пределах территории Средней Азии. Площадь его 6800 *км*², наибольшая протяженность 428 *км*, по величине оно занимает второе место среди озер СССР и четвертое место в мире. Средняя глубина Аральского моря составляет 15,5 *м*, наибольшие глубины (30 *м*) отмечаются вдоль западного побережья, максимум глубины составляет 68 *м*. Северный и западный берега

Арала возвышаются над уровнем моря на 80—178 *м*, восточный и южный берега более пологие (низменные), расчленены узкими заливами. Значительная часть южного берега занята дельтой Амударьи. Абсолютные отметки уровня моря составляют 53 *м*. Минерализация морской воды изменяется от 5 до 9 *г/л*. Характерной особенностью Аральского моря является стабильность его минерализации.

При понижении уровня воды в море значительная часть воды сохраняется в многочисленных заливах южного и восточного берега. После высыхания остаточных озер Аральского моря пласты соли покрываются эоловыми песками. При повышении уровня моря эта территория вновь заливается водой, но соль в воде уже не растворяется. Среднегодовые колебания уровня моря составляют 28 *см*. Приходные статьи баланса — воды рек + атмосферные осадки, в годовом цикле равны величине испарения с поверхности. Нарушение этого равновесия приводит к колебаниям уровня.

Река Амударья берет свое начало на северных склонах Гиндукуша. Протяженность ее 2394 *км*, водосборная площадь около 227 000 *км*^{2}. Питание реки смешанное — снежно-ледниковое. На территории Афганистана река имеет название Вахандарьи; после впадения в нее р. Памир она называется Пянджем и только ниже, после слияния рек Пянджа и Вахша, получает название Амударьи. В верхнем течении река принимает два крупных притока — Кафирниган и Сурхандарью. В среднем и нижнем течении она притоков не имеет. Река Зеравшан не доходит до русла Амударьи, так как она полностью разбирается на орошение.

Ширина Амударьи непостоянна и изменяется от 660 до 3500 *м*, глубина ее колеблется от 2,5 до 20 и реже до 25 *м*. Уклон не превышает 0,0002. Течение реки быстрое, скорость изменяется от 2 до 4 *м/сек*. В летний период расходы реки очень велики, порядка 3700—5700 *м*^{3}*/сек*, в меженный период (февраль — март) расходы падают до 420—640 *м*^{3}*/сек*. Среднемноголетний годовой расход по данным поста Чатлы составляет 1409,8 *м*^{3}*/сек*. На всем протяжении река является естественной дреной для горизонтов грунтовых вод равнин, однако в низовьях в паводковый период река питает грунтовые воды, а в межень дренирует водоносные горизонты. Следует при этом заметить, что естественный режим подземных вод здесь нарушен оросительными мероприятиями, что затрудняет проведение правильного балансового расчета.

Второй по величине рекой Средней Азии является Сырдарья. Собственно Сырдарья получает свое название после слияния двух крупных горных рек — Нарына и Карадарьи. Водосборная площадь реки в пределах гор составляет 223 000 *км*^{2} (длина ее от истоков Нарына 2670 *км*). Сырдарья относится к рекам смешанного ледниково-снегового питания. В пределах Ферганской долины (до освоения ее территории) левыми притоками реки являлись Исфара, Исфарамсай, Шахимардан, Сох. В настоящее время вода этих рек до основного русла не доходит, так как разбирается на орошение. Значительная часть приходного баланса в Ферганской долине составляет

подземные воды конусов выноса. После выхода Сырдарьи из Ферганской долины в нее впадают справа Ангрен, Чирик, Келес и Арысь, которые стекают с юго-западных отрогов Таласского Алатау.

Средний расход воды до слияния ее с этими притоками составляет 541 *м³/сек*, в паводок величина расхода достигает 3400 *м³/сек*, в межень 95 *м³/сек*. Средний расход реки ниже правых притоков составляет 659 *м³/сек*. На отрезке между гг. Туркестаном и Кзыл-Ордой, в результате фильтрационных потерь, расход воды в реке уменьшается на 300 *м³/сек*, ниже Кзыл-Орды часть потерь восполняется за счет разгрузки подземных вод и у Казалинска средний расход составляет 433 *м³/сек*. Следует отметить, что начиная от пос. Чардары до г. Туркестана также происходят фильтрационные потери воды в левый берег, однако эти потери затем восполняются за счет дренирования рекой горизонтов подземных вод Приташкентских Чулей и предгорной равнины Каратау.

В реках Средней Азии отмечаются два паводка. Первый проходит в марте — апреле, он формируется за счет тающих снегов и выпадающих дождей в предгорьях и на равнинах. Второй паводок начинается в мае и достигает максимума во второй половине июля, этому паводку способствует таяние снега и ледников высокогорья.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Палеогидрогеологический анализ прошлых геологических эпох позволяет с известными допущениями восстановить направленность гидрогеологических процессов, которые во многом определили современные условия формирования подземных вод. Этот метод нашел применение в работах А. Н. Семихатова, А. И. Силина-Бекчурина, С. А. Шагоянца, Н. М. Фролова, А. М. Овчинникова, А. А. Карцева, Б. Ф. Мавринкого, Г. В. Богомолова, М. С. Гуревича, Н. В. Кулакова. Однако единых принципов палеогидрогеологических реконструкций до настоящего времени нет.

А. А. Карцев, развивая методы палеогидрогеологических реконструкций, выделил гидрогеологический цикл, под которым он понимает законченный этап геологического развития территории. Цикл начинается с тектонического погружения, трансгрессии и накопления седиментационных вод — с седиментационного этапа, и продолжается до регрессии и последующей денудации водовмещающих пород — до инфильтрационного этапа.

В своих построениях мы придерживались схемы цикличности, предложенной А. А. Карцевым и С. Б. Вагиным (1962). Согласно этим представлениям, условия накопления осадочных формаций мезозой-кайнозоя Туранской плиты четко согласуются с отдельными периодами тектонической активности, с преобладанием движений отрицательного знака и постепенным расширением площадей седиментации с юга на север. Весь осадочный покров расчленяется на крупные структурно-литологические комплексы, объединенные последовательной историей геологического развития территории в целом. Периоды тектонической активности вызывали трансгрессию или регрессию моря, что приводило к коренным изменениям гидрогеологических условий территории. Можно выделить четыре наиболее крупных гидрогеологических цикла платформенного развития Туранской плиты.

Первый гидрогеологический цикл начался с момента окончательной консолидации складчатого основания и продолжался почти до поздней юры. В этот цикл имел место только инфильтрационный этап.

Второй гидрогеологический цикл был сравнительно непродолжительным. Он начался с трансгрессии моря в конце

средней юры и закончился наступлением континентальных условий в неокоме.

Третий гидрогеологический цикл охватывал промежуток времени от трансгрессии, начавшейся в аптский век и продолжавшейся до конца мелового периода, и завершился континентальным перерывом датского века.

Четвертый гидрогеологический цикл начался трансгрессией палеогенового моря и продолжался до наступления континентальных условий (в конце олигоцена). Эти условия сохраняются до настоящего времени.

Созданию современного структурного плана предшествовала длительная эволюция земной коры. История ее развития восстанавливается с начала палеозойской эры. В тот период рассматриваемая территория представляла собой часть огромной геосинклинали, которая на отдельных стадиях своего развития испытывала проявление как каледонских, так и герцинских фаз складчатости. Последние сопровождались возникновением крупных глубинных разломов, сопровождавшихся интенсивным внедрением гранитов и эффузивов и созданием отдельных геоантиклинальных поднятий (Лихачев, 1963). В последующем развитии геосинклинали, эти поднятия явились наиболее ранними и устойчивыми консолидировавшими участками формирующейся платформы. Эти участки, соответствующие межъядерным зонам В. И. Попова (1964), отчетливо выделялись и прогрессировали в последующей мезозойской стадии развития территории.

В период окончательного формирования фундамента платформы по региональным глубинным разломам происходили перемещения отдельных крупных блоков, захватывавших огромные территории. Так, Устюртско-Каракумская структурно-фациальная зона, начиная с пермского периода, интенсивно погружалась, в то время как Кызылкумская зона и районы Тянь-Шаня продолжали подниматься. На общем фоне погружающейся Устюрт-Каракумской зоны отдельные блоки являлись сравнительно устойчивыми, т. е. были менее подвержены движениям отрицательного знака (Каракумский и Карабогазгольский своды, а также Центрально-Устюртское поднятие). Граница раздела вновь формирующихся структурно-фациальных зон проходила вдоль Амударьинского глубинного разлома (А. Г. Бабаев, Федотов, Лебзин, 1960).

Ю. А. Федотов (1962) на основании сейсмических магнитометрических и гравиметрических материалов в пределах Южного Приаралья выявил региональный глубинный разлом. Нашими исследованиями установлено наличие тектонического вала (Амударьинского), который простирается от Султануиздагского массива на север к Уральской складчатой зоне и ограничен двумя разломами. Это еще раз подтвердило гипотезу А. Д. Архангельского о связи Урала и Тянь-Шаня (см. рис. 1).

После завершения консолидации складчатого основания огромная площадь Туранской плиты продолжительное время представляла

собой горную страну, подвергавшуюся интенсивному разрушению. В глубоких прогибах Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоны происходило накопление мощной толщи пермо-триасовых моласс, мощность которых в Южно-Мангышлакском и Предкопетдагском прогибах превышала 8000 *м*.

С периода существования Средне-Азиатской эпигерцинской платформы в выделенных структурно-фациальных зонах направленность гидрогеологических процессов была различной. Если в Кызылкумской зоне были развиты трещинные инфильтрационные воды складчатого фундамента, то на большей части территории Устюрт-Каракумской происходило интенсивное формирование и последующее захоронение инфильтрационных вод в толще моласс пермо-триаса.

Проявление нижнекиммерийской складчатости привело к относительно слабым дислокациям пермо-триасовых образований, исключая район Мангышлака и Туаркыра, где углы падения составляют соответственно 75—50° (Шлезингер, 1965). Благодаря положительным тектоническим движениям с конца пермо-триаса на всей территории наступил инфильтрационный этап первого неполного гидрогеологического цикла (рис. 2).

К началу юрского периода Устюрт-Каракумская структурно-фациальная зона продолжала энергично погружаться, в противоположность Кызылкумской. Осадочная толща юры первоначально накапливалась в континентальных условиях, в многочисленных замкнутых пресноводных водоемах. В средней юре на востоке Кызыл-Кумской зоны, в пределах современного Тянь-Шаня, продолжали существовать высокие, глубокорасчлененные горные цепи. В центральной части зоны поверхность складчатого фундамента в значительной степени была снивелирована и представляла собой слабовсхолмленную равнину. Наиболее пониженные участки рельефа Средней Азии были заполнены опресненными водоемами (районы Ферганской котловины, Северо-Кызылкумского прогиба, Таджикской депрессии и др.), которые являлись местным базисом поверхностного и подземного стока.

Для подземных вод, развитых в многочисленных трещинах и разломах горных массивов, характерна определенная гидрохимическая зональность, которая воспроизведена на прилагаемой палеогидрогеологической схеме, составленной для нижней и средней юры. Господствовавший субтропический климат (Сикстель, 1961) способствовал образованию пресных подземных вод, однако химический состав их формировался в зависимости от гидродинамических условий. В горной части Тянь-Шаня, где скорости движения подземных вод от области инфильтрации к областям разгрузки были относительно велики, широкое распространение получили пресные гидрокарбонатные воды. В пределах Центрально-Кызылкумской зоны, обладавшей сравнительно невысокой и сглаженной поверхностью, движение подземных вод было замедленным, существенно сказывалось влияние среды на их химический состав. Однако и в этом районе были распространены пресные воды (см. рис. 2).

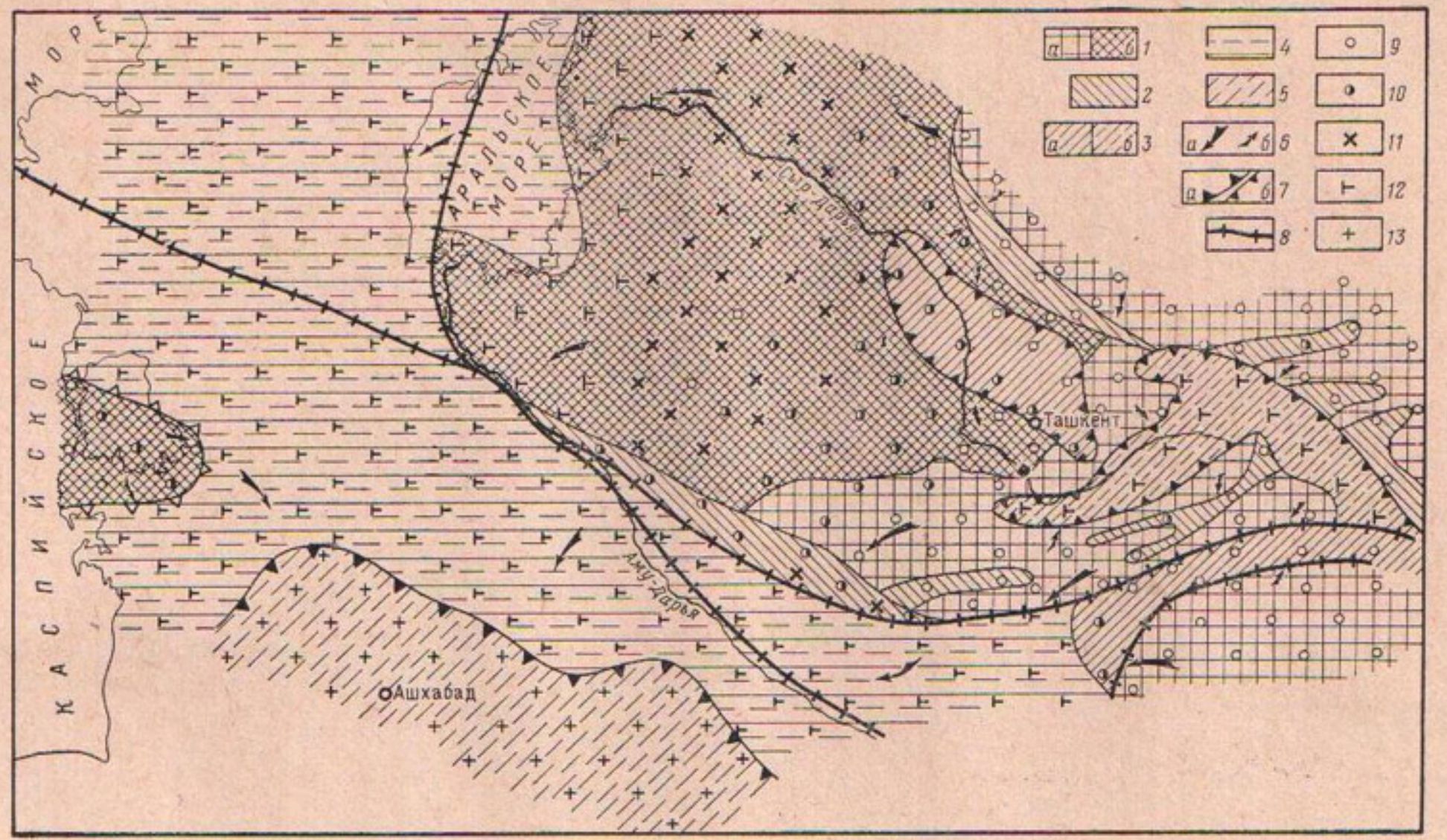


Рис. 2. Палеогидрогеологическая схема нижней и средней юры

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — в высоких глубокорасчлененных горах; *б* — на низкогорьях; *2* — пресных и слабосолоноватых вод (до 1 *г/л*) в континентальных отложениях; *3* — пресных и слабосолоноватых вод в отложениях континентальных водоемов: *а* — с минерализацией до 1 *г/л*; *б* — с минерализацией до 10 *г/л*; *4* — слабосолоноватых вод (до 10 *г/л*) в континентальных отложениях, периодически затопляемых морскими водами.

В Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоне и в Западных Кызылкумах, в условиях влажного гумидного климата, накапливался терригенный материал с большим количеством растительных остатков, в котором формировались преимущественно пресные воды. В отличие от горных областей, в отложениях водоемов происходили восстановительные процессы, окисление органических остатков обеспечивалось за счет кислорода воды, поступавшей в бассейны. Подземные воды в значительной степени были обогащены гидрокарбопатами натрия и кальция. В районе Предкопетдагского прогиба, в условиях открытого моря, захоронялись хлоридные натриевые воды с минерализацией порядка 35 *г/л*.

В среднеюрское время продолжались колебания земной коры с преобладанием движений отрицательного знака. Особенно интенсивное погружение испытывала Устюрт-Каракумская зона (мощность осадков средней юры в Барсакельмесском прогибе достигает 1000 *м*) и в меньшей степени Кызылкумская.

Верхнеюрское время ознаменовалось первой региональной трансгрессией. Морской бассейн отличался стабильностью и нормальной соленностью. Терригенные отложения нижней и средней юры на некотором расстоянии от береговой линии перекрывались карбонатными илами. Резкая смена характера осадков была обусловлена не столько пенепленизацией рельефа, сколько изменением климата с гумидного на аридный. На значительной территории Средней Азии наступил седиментационный этап второго гидрогеологического цикла.

Континентальные условия сохранялись в Кызылкумской зоне, в пределах Тянь-Шаня, а также в Карабогазгольском и Нижнесырдарьинском сводах. Рельеф суши к началу верхнеюрского времени претерпел значительные изменения. Тянь-Шаньская горная страна превратилась в низкогорную, Кызылкумская зона была полностью пенепленизирована и представляла собой равнину с весьма слабо расчлененной поверхностью. Если в первой половине верхней юры в морском бассейне, расположенном к югу, накапливалась карбонатно-глинистая толща, то во второй половине юры отлагался исключительно карбонатный материал. Во внутриконтинентальных водоемах продолжали накапливаться терригенные осадки (рис. 3).

Аридность климата наложила свой отпечаток на общие гидрохимические закономерности подземных вод суши, но, по нашему мнению, она не могла способствовать резкому увеличению минерализации воды в районах низких гор. Наличие замкнутых бассейнов в пределах низменной суши свидетельствует о том, что внутриконтинентальный сток

Область седиментации: *5* — зона формирования вод с минерализацией до 35 *г/л* в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели: *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *7* — области разгрузки: *а* — региональный; *б* — местный; *8* — разломы. Состав подземных вод: *9* — гидрокарбонатные кальциевые; *10* — сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые; *11* — сульфатно-хлоридные натриевые; *12* — хлоридно-сульфатные натриевые; *13* — хлоридные натриево-магниевые (обозначения для химического состава подземных вод единые для всей серии карт, рис. 2—15).

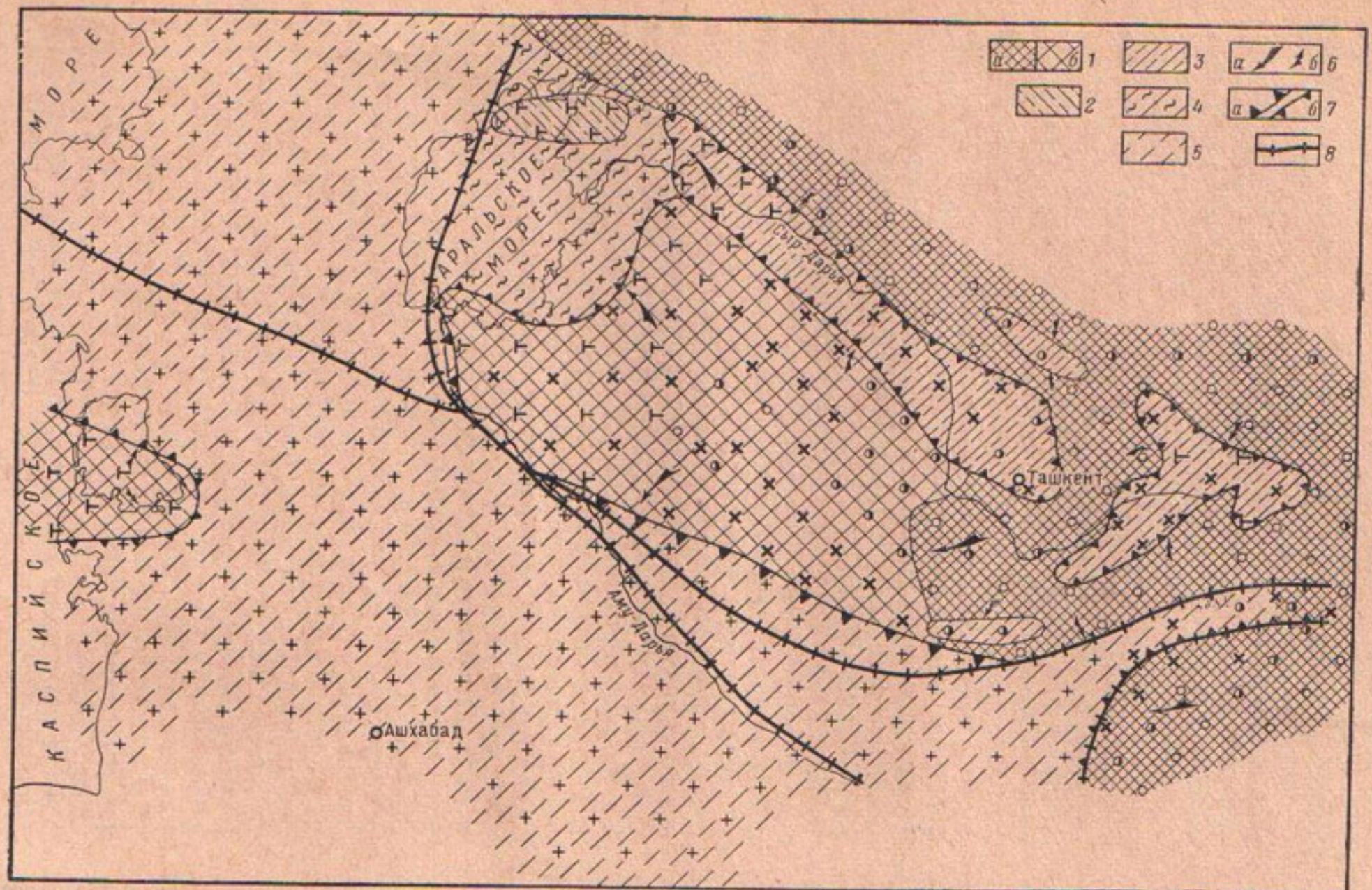


Рис. 3. Палеогидрогеологическая схема верхней юры

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — на низкогорьях; *б* — на слабо всхолмленных равнинах; *2* — пресных и слабосолоноватых вод

с горного обрамления был достаточен для их сохранения. Это дает нам основание предполагать, что минерализация и химический состав подземных вод горного района претерпели очень незначительные изменения. Здесь наряду с гидрокарбонатными водами формировались, вероятно, и сульфатно-гидрокарбонатные, и лишь в непосредственной близости к местным областям стока появлялись сульфатно-хлоридные и возможно хлоридно-сульфатные. Минерализация воды в водоемах вероятно не превышала 10 *г/л*, однако в отдельные периоды в отшнурованных заливах минерализация превышала 150 *г/л*, благодаря чему выкристаллизовывался гипс. Минерализация и химический состав подземных вод Кызылкумской палеозойской равнины, как и в горной части территории, мало изменились, а на площадях распространения известняков карбона сохранились гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные карстовые воды. Постоянство минерализации и химического состава трещинных и трещинно-карстовых вод палеозоя было обусловлено отсутствием источников засоления.

На протяжении длительного периода, исчисляющегося сотней миллионов лет, рассматриваемая территория не покрывалась морем. Если допустить, что количество атмосферных осадков не превышало 150—200 *мм* в год, подобно современным условиям, то уже этого было достаточно для формирования подземных вод с низкой минерализацией.

На территории, покрытой морем, в водоносном комплексе отложений нижней и средней юры появление толщи верхнеюрских известняков ознаменовало начало стадии диагенеза. Увеличение геостатического давления (особенно в зонах максимального тектонического прогибания) привело к отжиманию по́ровых вод из глинистых толщ в морской бассейн и в водоносные пласты, вследствие чего резко повысилось пластовое давление. В результате межпластовые воды перемещались от участков максимального геостатического давления к участкам пониженного давления, расположенным в пределах положительных структур. Гидростатическое давление со стороны горных возвышенностей отсутствовало или было весьма слабым. Площадь участков прямого соприкосновения нижнеюрских отложений с палеозойскими сравнительно невелика. На всей территории Устюрт-Каракумской зоны в основании юры залегают отложения пермо-триасовых моласс, которые не выходили на дневную поверхность и с гидрогеологической точки зрения являлись гидродинамическим экраном.

В конце юрского периода, в результате проявления новокиммерийской фазы складчатости, произошло общее поднятие земной коры. Территория центральной и восточной частей Средней Азии продолжала служить ареной денудации. Вследствие незначительного превышения суши, вынос терригенного

(до 10 *г/л*) в континентальных отложениях; *3* — пресных и слабосолоноватых вод (до 10 *г/л*) в отложениях континентальных водоемов. Области седиментации. Зоны формирования: *4* — минерализованных вод (10—20 *г/л*) в отложениях морского мелководья; *5* — минерализованных вод (до 35 *г/л*) в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели: *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *7* — области разгрузки: *а* — региональной, *б* — местной; *8* — разломы

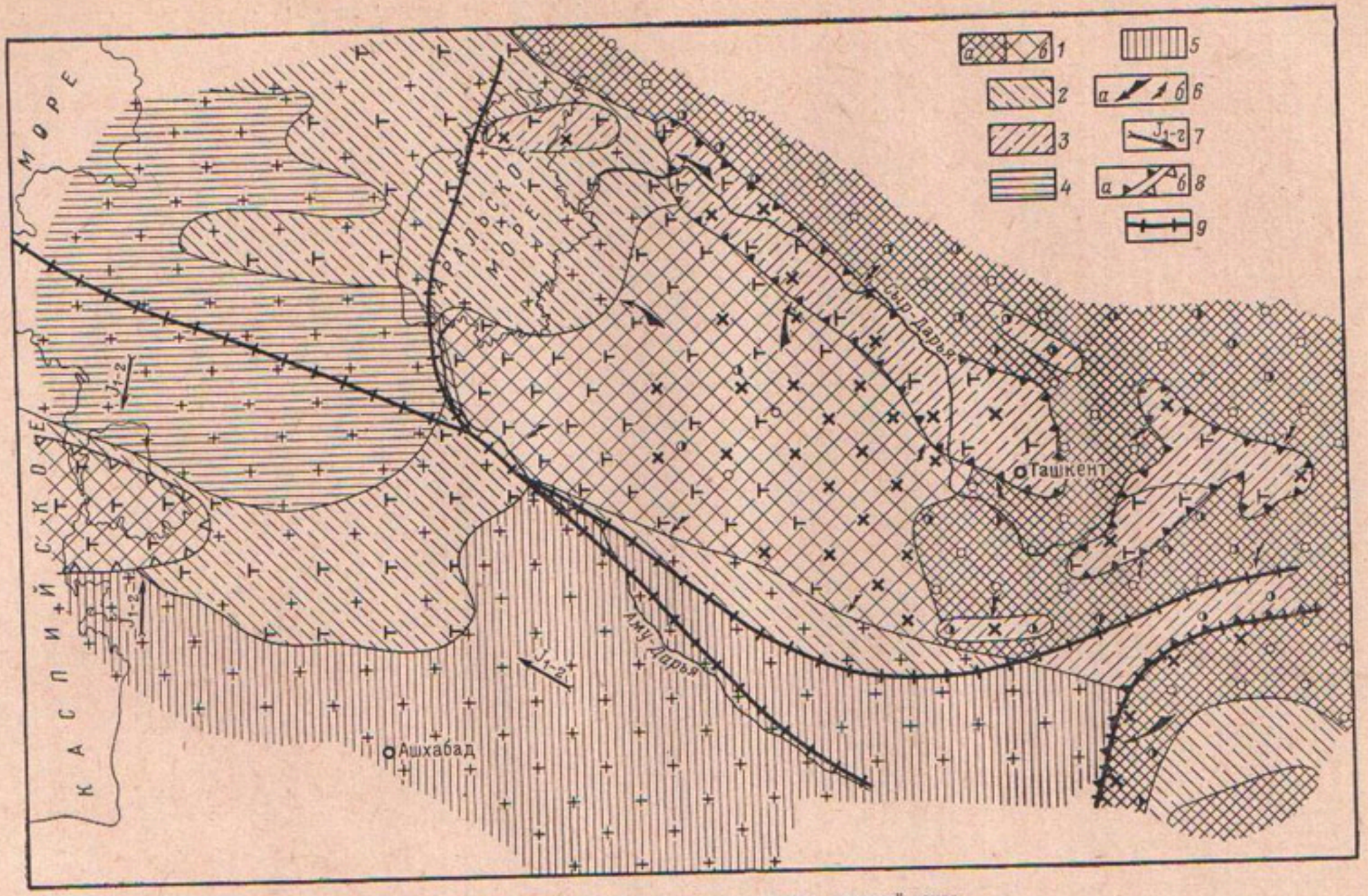


Рис. 4. Палеогидрогеологическая схема поздней юры

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — на низкогорьях; *б* — на слабо всхолмленных равнинах; *2* — пресных и слабосолоноватых вод

материала в многочисленные внутриконтинентальные водоемы был относительно небольшим. В районе современного Устюрта, за исключением отдельных структурных выступов, сохранялся мелководный бассейн, сообщавшийся с открытым морем на юге территории. Районы Туаркыра, Центрального Каракумского и Карабогазгольского сводов представляли в этот период сушу. На юге — юго-востоке Средней Азии существовал огромный водоем, соленость которого в несколько раз превышала нормальную морскую, что в сочетании с аридным климатом создавало предпосылки для накопления мощной толщи хемогенных осадков, достигающей на крайнем юге 700 *м*. В толще соляно-гипсовых отложений были захоронены крепкие хлоридные магниевые и хлоридные натриево-магниевые рассолы с минерализацией свыше 400 *г/л*, с высоким содержанием йода и брома. В Предкопетдагском прогибе в отдельные периоды морской бассейн сменялся лагунным; минерализация воды увеличивалась до 150—200 *г/л*, о чем свидетельствует наличие в разрезах гипсов. Гидрогеологические условия Кызылкумской суши почти не претерпели изменений. Возможно, что лишь на отдельных обособленных участках распространения континентальных отложений юры происходило повышение минерализации грунтовых вод до 10 *г/л* и более (рис. 4).

На остальной территории, в пределах распространения юрского осадочного чехла, подземные воды обладали весьма высокой минерализацией. Процесс вытеснения седиментационных вод происходил очень медленно и захватывал лишь прибрежные полосы речных долин и верхние слои водоносного горизонта, что было обусловлено незначительными колебаниями поверхности равнины. Кроме того, постоянная смена фаций на территории Устюрт-Каракумской зоны в районах отсутствия карбонатных отложений практически препятствовала процессу опреснения верхнеюрских водоносных горизонтов. Увеличение общей мощности осадков верхней юры в Мургабской впадине усилило выжимание вод из нижне- и среднеюрского водоносных комплексов в районе Карабогазгольского выступа и отдельных возвышенностей в пределах Мангышлака.

В конце юры и в начале мелового периода на территории Средней Азии существовали континентальные условия осадконакопления и лишь в наиболее погруженной части платформы в районе Копетдага и Большого Балхана сохранялись морские условия, где продолжалось накопление карбонатных илов. В южной части Туранской плиты отложения континентального генезиса чередовались с осадками лагунного или морского облика. Подобное чередование осадков в разрезе, где преобладают континентальные

(до 10 *г/л*) реке соленых и рассолов (до 50 *г/л*) в континентальных отложениях; *3* — пресных и слабосолоноватых вод (до 10 *г/л*) в отложениях континентальных водоемов. **Области седиментации.** Зоны формирования: *4* — минерализованных вод (до 20 *г/л*) в отложениях континентальных водоемов; *5* — высокоминерализованных вод и рассолов (300—450 *г/л*) в отложениях неглубокого опресненного морского бассейна; *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *7* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *8* — области разгрузки: *а* — грунтовых вод; *б* — напорных вод; *9* — разломы

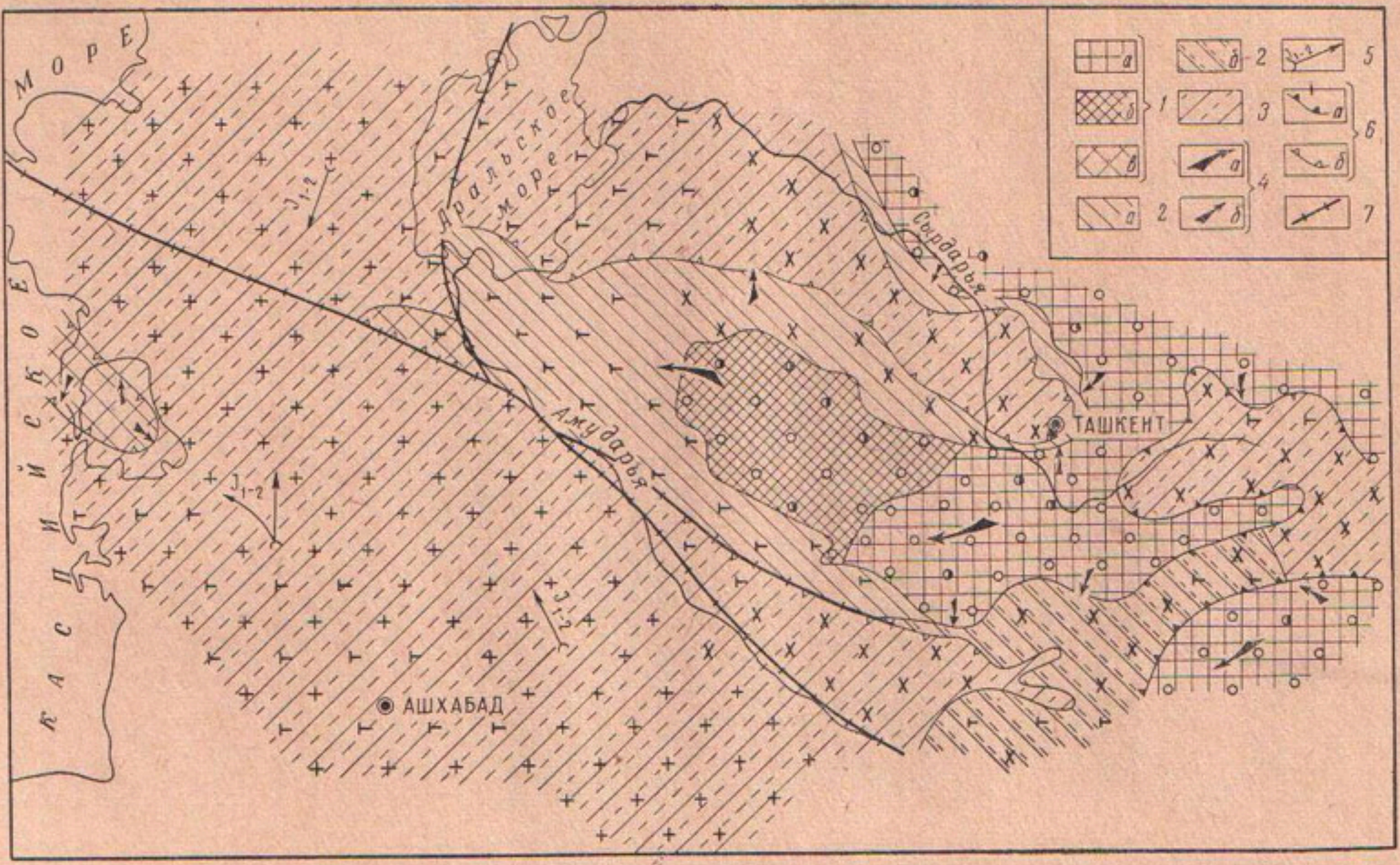


Рис. 5. Палеогидрогеологическая схема раннего мела (неоком)

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до *1 г л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — в глубоко расчлененных высоких горах; *б* — в низкогорьях; *в* — на слабовсхолмленных равнинах;

образования, типично для всей Устюрт-Каракумской зоны, исключая отдельные выступы Центрально-Устюртского вала.

Подводя итог обзору развития эпигерцинской платформы с момента консолидации складчатого фундамента до нижнемелового периода, т. е. с начала инфильтрационного этапа до начала седиментационного, связанного с верхнеюрской трансгрессией и началом нижнемелового инфильтрационного этапа, можно отметить, что процессы формирования водоносных толщ на различных площадях рассматриваемого региона протекали весьма различно. Центрально-Кызылкумский свод и Тянь-Шань являлись областями постоянной инфильтрации и формирования устойчивого гидростатического давления. Устюрт-Каракумская структурно-фациальная зона служила областью постоянного накопления осадочных толщ, которые способствовали созданию геостатических напоров.

В пределах северной и западной частей Кызылкумской структурно-фациальной зоны почти беспрерывно происходило накопление континентальных отложений, в которых захоронялись грунтовые воды с различной минерализацией от пресных до слабосоленых. Фактически только Устюрт-Каракумская зона прошла все стадии первого и второго гидрогеологического цикла. Здесь пресные грунтовые воды нижне- и среднеюрского водоносных комплексов впоследствии смешались с морскими водами верхнеюрской трансгрессии, а накопление верхнеюрских известняков создало предпосылки для формирования межпластовых вод в отложениях нижней и средней юры.

С начала нижнего мела в пределах Кызылкумской зоны сохранялись континентальные условия, однако площадь осадконакопления значительно расширилась за счет краевых низменных участков Центральных Кызылкумов и межгорных впадин Тянь-Шаня. Амударьинский вал не ограничивал распространение осадочной толщи неокома, но благодаря непрекращающемуся общему погружению Устюрт-Каракумской зоны здесь мощность отложений значительно превышала мощность осадков неокома в районах, расположенных к северо-востоку от вала. Прослеживается также увеличение мощности отложений неокома от выходов складчатого фундамента к югу и западу.

С момента регрессии юрского моря начинается инфильтрационный этап второго гидрогеологического цикла (рис. 5). Лагунно-континентальный режим, чередующийся с континентальным, сохраняется на всем протяжении неокомского периода. Судя по литологическому разрезу, климат был жаркий. В многочисленных долинах и поймах рек, в озерах и болотах накапливались красноцветные осадки с обломками древесины. Палеозойские массивы Тянь-Шаня и Кызылкумского свода, с широко развитыми в них трещинно-карстовыми водами,

2 — пресных и слабосолоноватых вод, реже солевых и рассолов (в континентальных отложениях) с минерализацией: *а* — до 1 *г/л*; *б* — до 50 *г/л*; *3* — пресных и слабосолоноватых вод (до 10 *г/л*) в отложениях континентальных водоемов. Гидродинамические показатели: *4* — направление подземного стока под действием гидростатического давления; *а* — регионального; *б* — местного; *5* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *6* — области разгрузки: *а* — грунтовых вод; *б* — напорных вод; *7* — разломы

служили основными источниками питания рек, зарождавшихся в тот период. К концу неокома значительная часть территории Устюрт-Каракумской зоны покрылась мелководным бассейном, где были захоронены слабоминерализованные, а на юге территории соленые воды. В континентальных отложениях Кызылкумской зоны формировались преимущественно пресные воды.

Вся толща осадков неокома представляет собой часто переслаивающиеся песчаники и глины, а на крайнем юге — гипсы, мергели и известняки. Мощность ее увеличивается от 70 *м* на севере до 1300 *м* на юге, однако средняя мощность изменяется от 300 до 500 *м*. В разрезе мезозоя описываемые отложения четко обособляются, поэтому в пределах Устюрт-Каракумской зоны выделяется нерасчлененный водоносный комплекс.

Аптский век в пределах Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоны характеризуется наступлением седиментационного этапа, третьего гидрогеологического цикла. На остальной территории Средней Азии продолжал существовать континентальный режим, чередующийся местами с морским. Областями формирования поверхностных потоков по-прежнему служили горные возвышенности Центральных Кызылкумов и Тянь-Шаня. Следует отметить, что их обновление происходило непрерывно, и потому они являлись источником обломочного материала для прогрессирующих депрессий. В предгорной части накапливался грубообломочный материал, размер обломков по мере удаления от областей сноса значительно уменьшался и распределялся более равномерно.

В процессе формирования аптских отложений несколько изменился общий характер гидрогеологических условий на рассматриваемой территории в целом. Гидростатическое давление, возникающее в местах выхода складчатого фундамента, значительно увеличилось. Области разгрузки подземных вод — Карабогазгольская суша, отдельные острова Мангышлака и Центрально-Устюртского поднятия покрылись морем и, хотя глубина здесь была сравнительно небольшая, это не препятствовало накоплению песчано-глинистых отложений апта.

Исчезновение открытых областей разгрузки подземных вод усложнило до некоторой степени условия движения вод нижне-среднеюрского водоносного комплекса. Вероятно, наиболее благоприятным участком для разгрузки подземных вод, как юрских, так и неокомских, явилась прогрессирующая разрывная зона, вытянутая вдоль Центрально-Устюртского поднятия. Застойные гидрогеологические условия имели место и в Северо-Кызылкумском прогибе. В толще юрских осадков, перекрытых алевролито-глинистой пачкой осадков неокома, были развиты межпластовые воды, обладающие весьма значительным гидростатическим напором, который передавался по трещинам палеозойского фундамента. В отложениях неокома, по мере увеличения мощности аптских осадков, также ухудшались условия водообмена.

В пределах суши грунтовые воды, приуроченные к молодым аптским отложениям, обладали, по-видимому, различной минерализа-

цией. Климат в это время был жаркий и влажный, поэтому в долинах рек вблизи многочисленных опресненных озер и болот были широко распространены пресные воды. На водоразделах, в замкнутых водоемах и вдали от долин рек формировались слабосолоноватые и возможно соленые воды. В районе Таджикской депрессии континентальные условия осадконакопления сменились морскими мелководными, что и определило характер минерализации подземных вод как слабо солоноватых и соленых с минерализацией от 10 до 35 *г/л*.

По характеру морских осадков апта на территории всей западной части Средней Азии выделяются три типа разреза: 1) Устюртский и Центрально-Каракумский алевролито-глинисто-песчаный; 2) Карабогазгольский и Мангышлакский песчано-глинистый; 3) Копетдагский и Южно-Каракумский карбонатно-глинисто-песчаный. В континентальных осадках также намечаются три типа разреза: 1) предгорный песчано-конгломератовый; 2) Северо-Кызылкумский и район акватории Аральского моря — песчано-глинистый; 3) Ферганский обособленный бассейн песчано-глинистый и карбонатный. Мощности аптских отложений изменяются от 60 до 300 *м*, увеличиваясь к крупным прогибам; в Копетдаге она достигает 1200 *м*.

Альбский век отличался расширением трансгрессии, в результате которой Центрально-Кызылкумский палеозойский выступ резко сократился, и море покрыло значительную часть поверхности Южного Приаралья, Султануиздаг, частично Кульджуктау и Таджикскую депрессию (рис. 6). Территория Северного и Восточного Приаралья, Северных Кызылкумов и значительная часть Приташкентского района являлись областями накопления мелководных осадков преимущественно континентального генезиса. Весьма длительный отрезок времени — от неокома до альба включительно — отличается постоянными колебаниями земной коры с преобладающим отрицательным знаком, что зачастую приводило к смене характера осадков. На общем фоне погружения продолжали развиваться обособленные положительные структуры, которые на отдельных этапах поднимались выше уровня моря, что приводило к полному или частичному размыву накопившихся осадков (районы Мангышлака, Туаркыра, Айбугыра, Султануиздага и др.). На всей рассматриваемой территории для разрезов осадочной толщи характерно переслаивание песчаников с глинами, реже с алевролитами. В непосредственной близости к областям сноса широкое распространение получили грубообломочные отложения. В Ферганском обособленном бассейне формировались исключительно глины и известняки, а в Таджикской депрессии песчаники и глины переслаивались с гипсами. Мощность альбских отложений изменяется от 40 до 450 *м*, в Копетдаге она возрастает до 900 *м*. Следует отметить, что по мере формирования осадочного чехла наиболее крупные отрицательные структуры, возникшие в период проявления киммерийской складчатости, все больше обособлялись и резко отличались по мощности осадков.

Длительная денудация сохранившихся горных возвышенностей Центральных Кызылкумов и Тянь-Шаня привела в конце альбского

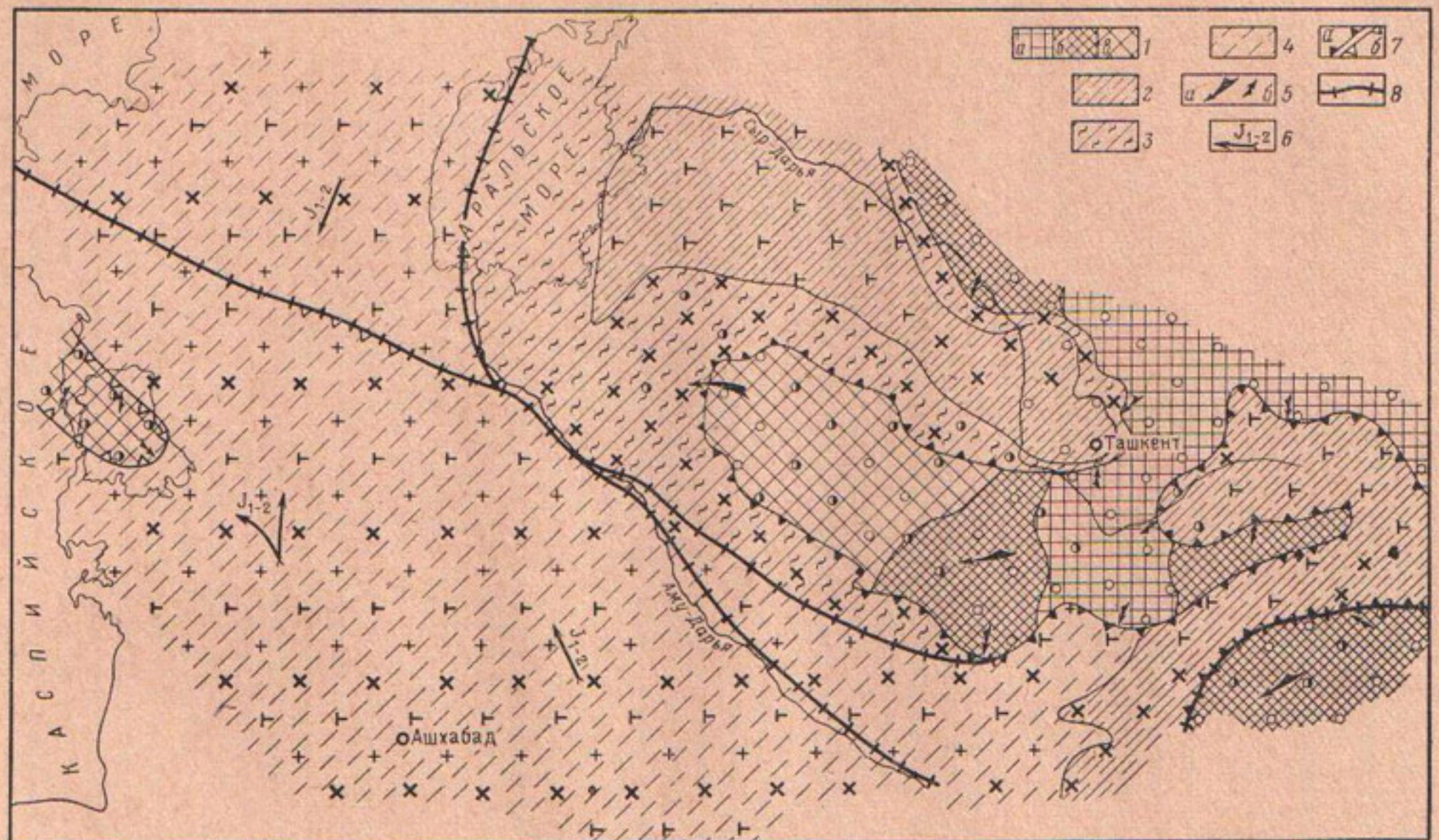


Рис. 6. Палеогидрогеологическая схема апт-альба

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — в глубоко расчлененных высоких горах; *б* — на низкогорьях; *в* — на слабо всхолмленных равнинах; *2* — пресных и слабосолоноватых вод (до 10 *г/л*) в отложениях континентальных водоемов. Области седиментации.

века к значительному сокращению палеозойской суши. Уменьшение высоты гор повлекло за собой ослабление гидростатического давления и, благодаря возрастающему воздействию геостатического давления, разгрузка глубоких межпластовых вод юры и неоком — апта происходила, очевидно, в пределах сводов отдельных структур, подвергавшихся размыву в районе Мангышлака, Туаркыра, Центрально-Устюртского поднятия, Султануиздага и Центральных Кызылкумов. Глубокие водоносные горизонты Северных Кызылкумов также разгружались в районе Султануиздага и Карабаура.

Грунтовые воды отличались весьма пестрым составом. В отдельные промежутки альбского периода морскими водами заполнялись наиболее пониженные участки суши, поэтому опресняющая роль инфильтрационных вод могла проявляться лишь в конусах выноса предгорных равнин и в пределах влияния пресных водотоков. Следует при этом заметить, что минерализация грунтовых вод не превышала первых двух десятков граммов на литр. Характер осадков, в которых сохранились остатки обуглившихся растений, свидетельствует о тенденции к понижению минерализации грунтовых вод. В пределах выходов складчатого фундамента гидрохимические условия трещинных вод не менялись. На территории, занятой морской трансгрессией, захоронялись преимущественно хлоридные натриевые воды с минерализацией до 35 *г/л*.

В начале верхнего мела процесс осадконакопления был осложнен небольшими тектоническими движениями, наиболее интенсивно проявившимися в горных частях страны и в отдельных положительных структурах. Эти движения вызывали усиление эрозионной деятельности, что приводило к частичному размыву кровли альбских отложений. К северу и западу от Центральных Кызылкумов осадки сеномана носили типично опресненно-лагунный и озерный характер, на юге сохранялись прибрежные и морские условия. Грубообломочный материал накапливался в непосредственной близости к горным сооружениям Кызылкумов и Западного Тянь-Шаня, а на остальной территории формировалась песчано-глинисто-алевролитовая толща. По мере удаления от областей сноса откладывались все более тонкие фракции терригенного материала. Мощность отложений сеномана в континентальных условиях колебалась от 50 до 150, реже до 200 *м*, в морском бассейне она не превышала 250 *м*, исключая район Мургабского прогиба, где мощность увеличивалась до 450 *м*.

Минимальные мощности характерны для районов Кызылкума, Туаркыра, Карабогазгола, Мангышлака и Султануиздага.

Своеобразное чередование морских, лагунных и континентальных условий происходило в восточной и центральной части Таджикской депрессии.

Зоны формирования: *3* — минерализованных вод (10—20 *г/л*) в отложениях морского мелководья; *4* — минерализованных вод (до 35 *г/л*) в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели: *5* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального, *б* — местного; *6* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *7* — области разгрузки; *а* — грунтовых вод, *б* — напорных вод; *8* — разломы

Климат описываемой территории в сеноманскую эпоху был умеренным, однако наличие гипсов в обособленных водоемах позволяет предполагать, что на отдельных этапах проявлялись аридные условия. Минерализация воды в отдельные отрезки времени превышала 150 *г/л*, но на большей части площади выходов складчатого фундамента были распространены пресные воды. Седиментационные воды альбских отложений, развитые в пределах Кызылкумской суши, местами вытеснялись инфильтрационными. Инфильтрационный этап, наступивший в пределах Ферганской депрессии, вызвал частичный размыв более древних толщ. Можно предполагать, что основными очагами разгрузки глубоких напорных вод — причем весьма затрудненной — служили наиболее приподнятые районы Карабогазгола, Туаркыра и Мангышлака.

Характерной особенностью рассматриваемой территории на протяжении всего мела являлось постепенное опускание, в результате которого значительные площади Центральных Кызылкумов, сложенные породами складчатого фундамента, покрывались морскими или континентальными водоемами. При этом на общем фоне опускания отдельные горные возвышенности либо сохранялись (Букантау), либо периодически испытывали поднятия.

Туронский век ознаменовался расширением трансгрессии. Суша, сложенная палеозойскими породами, была достаточно снивелирована, поэтому даже в прибрежных фациях грубообломочный материал не встречается. Для нижнего турона Центральных районов Устюрт-Каракумской зоны характерны алевролито-глинистые и песчано-алевролито-глинистые фации, для районов Северно- и Южно-Мангышлакских прогибов, Карабогазгола, Копетдага и Южно-Таджикской депрессии — глинисто-карбонатные фации. В районе Северного Кызылкума и в Приташкентском районе в этот период накапливались песчано-глинистые отложения морского мелководья, чередующиеся с континентальными.

В предверхнетуронское время предгорные участки и своды некоторых положительных структур были приподняты на небольшую высоту и выходили на поверхность. Последующая денудация этих участков вызвала частичный размыв осадков нижнего турона. Наряду с этим в депрессиях сохранялся морской режим.

Такие горные массивы, как Букантау, Туаркыр, Султануиздаг и Мангышлак, продолжали возвышаться над уровнем моря. Накопление верхнетуронской толщи происходило в условиях непрекращающихся колебаний земной коры, что в известной степени отражалось на характере осадков, о чем свидетельствует чередование конгломератов, гравелитов, песчаников и глинистых отложений, развитых на значительных площадях. Мощность осадков турона изменяется от 100 до 400 *м*, увеличиваясь в Каракумском и Северо-Кызылкумских прогибах. В среднем мощность колеблется от 150 *м* до 250 *м*.

Выдержанная по мощности и литологическому составу нижнетуронская алевролито-глинистая толща создавала региональные условия для формирования межпластовых вод в альб-сеноманских

отложениях. Расширение трансгрессии в нижнем туроне привело к затоплению краевых участков суши западных отрогов Тянь-Шаня и отдельных островов, где на протяжении сеноманского времени происходил процесс вытеснения седиментационных вод. Этот процесс особенно активно протекал в предгорной части западных отрогов Тянь-Шаня, где гидростатическое давление трещинных и трещинно-карстовых вод значительно превышало геостатическое давление в водовмещающих пластах нижнемеловых отложений, слагающих депрессии. По периферии низменной суши Кызылкумов, по всей вероятности, происходила разгрузка седиментационных вод. Кратковременный инфильтрационный этап в сеномане фактически не оставил следов, так как вся территория была либо поглощена туронской трансгрессией, либо служила областью накопления осадков в континентальных и мелководных опресненных морских водоемах. Минерализация воды здесь, по-видимому, не превышала 10 *г/л*, как в современном Аральском море. Характерно, что Ферганская депрессия в это время оказалась полностью отшнурованной от территории Пригашкентского района, а отложения нижнего мела, слагающие перемычку, подвергались размыву.

К началу сенонского века море вновь занимало границы нижнетуронской трансгрессии, а климат и условия накопления осадков на большей части территории сохранялись прежние (рис. 7). Область Северо-Кызылкумской депрессии продолжала служить ареной накопления континентальных и морских мелководных осадков. Район Нижне-Сырдарьинского поднятия представлял собой низменную сушу, где накапливались континентальные песчано-глинистые красноцветные осадки. Изолированный Букантауский массив расширился за счет хребтов Джетымтау и Алтынтау. Несколько увеличилась площадь хр. Султануиздаг. Область глубокого моря, где в туроне накапливались карбонатные осадки, постепенно продвигалась на восток, захватывая районы Устюрта, Туаркыра, Центрально-Каракумского свода и Копетдага. К концу сенона она достигала меридиана, проходящего примерно вдоль восточного берега Аральского моря. Далее граница карбонатных пород сенона резко поворачивает на запад и следует несколько южнее широты Южного берега Аральского моря, затем, огибая район Султануиздага, уходит на юго-восток.

Стабильность морской границы на протяжении всего сенонского времени была обусловлена, по-нашему мнению, возрождением западного разлома Амударьинского вала, по которому происходило погружение Устюрт-Каракумской зоны.

В пределах Кызылкумской зоны и восточной части Устюрт-Каракумской в это время накапливались преимущественно пески с редкими прослоями глин. Мощность сенонских отложений увеличивается от 80 *м* в сводах положительных структур до 600 *м* в прогибах. В конце сенона трансгрессия достигла максимума, море покрывало всю территорию западной части Средней Азии. Таким образом, седиментационный этап третьего гидрогеологического цикла

для всей Туранской плиты наступил в этот период, вместе с тем отдельные участки Центрально-Устюртского поднятия испытывали движение положительного знака, а в маастрихте они подвергались денудации.

В пределах области распространения карбонатных отложений сенона, являющихся водоупором в толще осадков верхнего турона и частично нижнего сенона, под влиянием геостатического давления

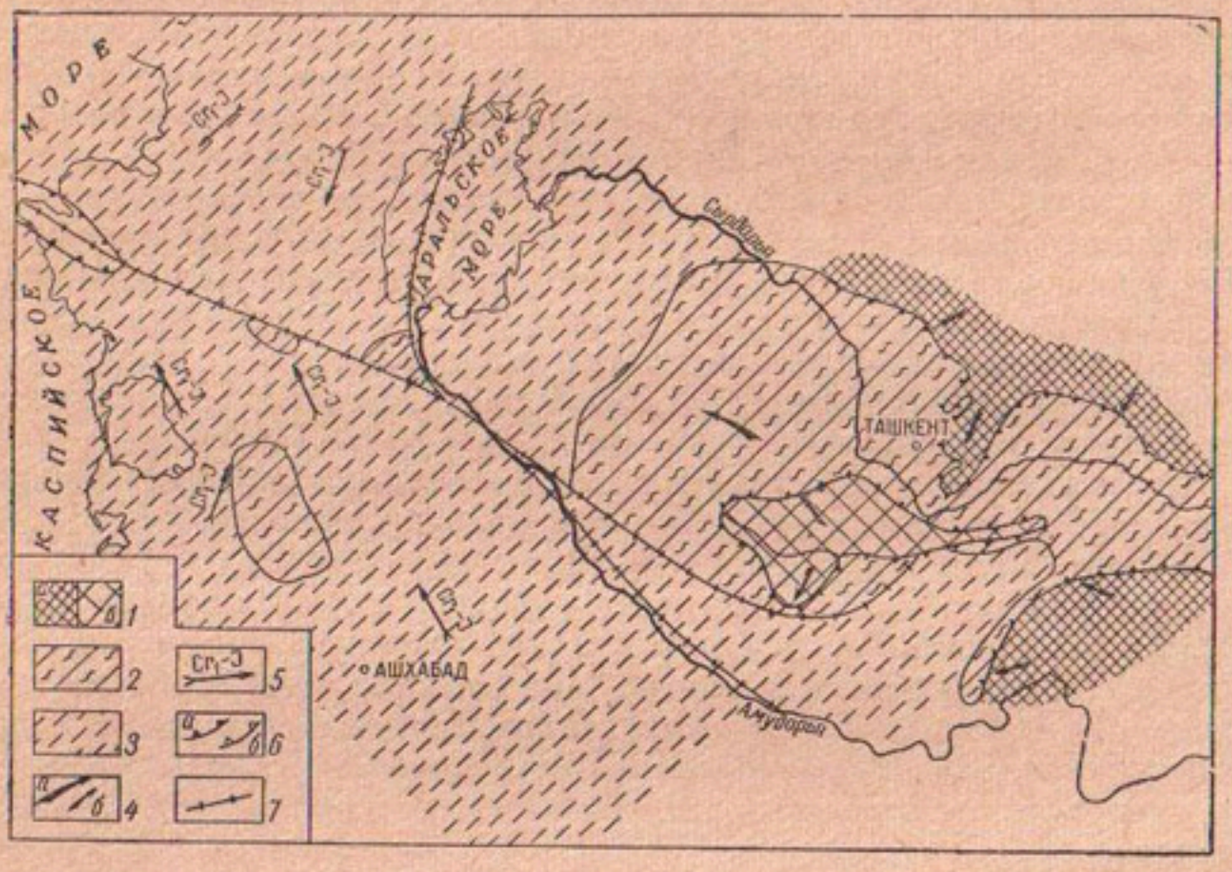


Рис. 7. Палеогидрогеологическая схема верхнего мела (сенон)

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — на низкогорьях; *б* — на слабо всхолмленных равнинах. Области седиментации. Зоны формирования: *2* — минерализованных вод (10—20 *г/л*) в отложениях морского мелководья; *3* — минерализованных вод (до 35 *г/л*) в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели. *4* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *5* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *6* — области разгрузки: *а* — грунтовых вод, *б* — напорных вод; *7* — разломы

происходило перераспределение напоров. Межпластовые воды продолжали перемещаться с больших глубин к структурам с денудированной поверхностью и к площадям, где отсутствовал водоупор. В конце сенона и в начале датского времени верхняя часть мезозойской толщи была насыщена водами, имевшими преимущественно нормальную соленость, а нижняя часть — рассолами (150—400 *г/л*). Пресные воды сохранялись в пределах горных массивов Тянь-Шаня и снивелированной суши Букантау, сложенных палеозойскими породами. В районе Султануиздага и Центрально-Устюртского поднятия происходила разгрузка соленых вод из межпластовых водоносных комплексов мела и в меньшей степени юры.

Датский век характеризуется обмелением моря и постепенной его регрессией к западу. В этот период на юге и северо-востоке Устюрт-Каракумской зоны накапливались известняки и доломиты, переслаивающиеся с гипсами. На крайнем юго-востоке рассматриваемой территории сохранялись нормальные морские условия, где накапливались карбонатные илы. На западе Средней Азии глубокое море сохранялось в обособленных прогибах, разобщенных отдельными островами (Мангышлак, Туаркыр, Большой Балхан, Карабаур). В Кызылкумах продолжали существовать острова — Султануиздаг и Букантау. В окружающем их водном бассейне накапливались преимущественно известняки и мергели, а как исключение — карбонатные глины. В Приташкентском районе и Восточных Кызылкумах сохранялся мелководный бассейн, где откладывались доломиты, гипсы и песчано-карбонатные породы. Характерно, что мощность датских отложений не превышает первых десятков метров, лишь в Каракумском прогибе она составляет 140 *м*, а в юго-западных отрогах Гиссарского хребта 600 *м*.

Характер осадков позволяет утверждать, что горные возвышенности Западного Тянь-Шаня были снивелированы и не могли служить источником сноса обломочного материала, лишь северо-западные отроги Тянь-Шаня — горы Каратау — представляли собой горную страну. Известная роль в ограниченном распространении терригенных осадков принадлежала жаркому и сухому климату. Такой климат скорее способствовал засолению грунтовых вод суши и до некоторой степени препятствовал эффективному размыву осадочных толщ на отдельных островах. Разгрузка подземных вод из глубоких водоносных комплексов юры и нижнего мела была весьма затруднена и осуществлялась в вышележащие горизонты через фациальные окна. На островах происходила разгрузка верхнемеловых вод.

В конце мезозоя и в начале нижнего палеогена произошло поднятие Центральной части Туранской плиты и отдельных структур — Мангышлака, Карабаура и Туаркыра. С этого момента на значительной части описываемой территории начался инфильтрационный этап третьего гидрогеологического цикла, который на отдельных участках продолжался до нижнего эоцена (рис. 8). Отдельные структуры продолжали подвергаться размыву вплоть до среднего эоцена. Наступивший инфильтрационный этап, сопровождавшийся ограниченным площадным смывом отложений датского и частично сенонского ярусов, весьма незначительно изменил гидрогеологические условия верхнемеловых водоносных горизонтов, сложенных с поверхности терригенными осадками. Отсутствие значительных превышений в рельефе в известной степени препятствовало развитию речной сети и интенсивному водообмену поверхностных и подземных вод. Вместе с тем минерализация воды в остаточных водоемах, благодаря жаркому и сухому климату, резко увеличивалась до образования рассолов высокой концентрации (более 150 *г/л*). Проникая в грунтовые воды отложений верхнего мела в местах отсутствия

карбонатной покрышки сенона, эти рассолы постепенно смешивались с седиментационными морскими водами.

Палеоценовая трансгрессия охватывала лишь западную и южную части Туранской плиты. Отсутствие питающих провинций и незначительная глубина морского бассейна способствовали осаждению

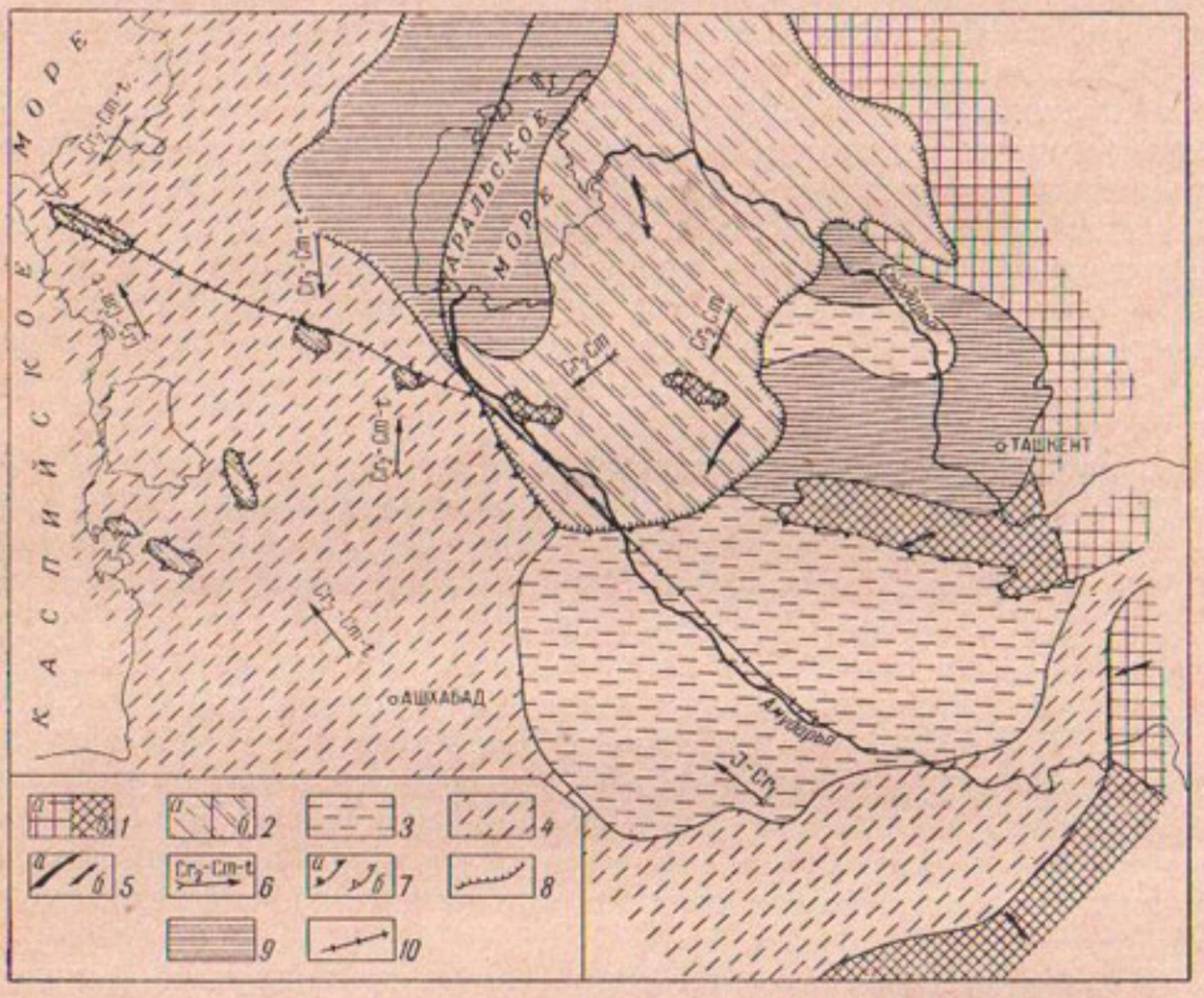


Рис. 8. Палеогидрогеологическая схема дата — палеоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — в глубоко расчлененных высоких горах; *б* — на низкогорьях; *2* — пресных и соленых грунтовых вод в отложениях верхнего мела, сформировавшихся после вытеснения седиментационных: *а* — с минерализацией до 1 *г/л*; *б* — с минерализацией до 10, реже до 20 *г/л*. Области седиментации. Зоны формирования: *3* — минерализованных вод (свыше 35 *г/л*) в отложениях неглубокого морского бассейна; *4* — минерализованных вод (до 35 *г/л*) в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели: *5* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального, *б* — местного; *6* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *7* — области разгрузки: *а* — грунтовых вод; *б* — напорных вод; *8* — контур выходов верхнемеловых отложений; *9* — водоупорные породы; *10* — разломы

карбонатных илов. Тектонические движения положительного знака в конце палеоцена вызвали регрессию моря с поверхности крупных структур и предгорных частей палеозойских массивов. Последовавшая за этим эоценовая трансгрессия по своим масштабам была наиболее грандиозной и положила начало седиментационному этапу четвертого гидрогеологического цикла (рис. 9). Впервые море полностью покрывало горные сооружения Букантау, лишь к востоку

от последнего периодически появлялись отдельные острова. Трещинно-карстовые воды Букантауского палеозойского массива впервые были вытеснены морскими.

В конце нижнего эоцена отмечается заметная активизация положительных движений, что вызвало на отдельных участках подъем морского дна и выход его на дневную поверхность. Последующая денудация привела к заметному сокращению мощности отложений нижнего эоцена. Однако атмосферные осадки не проникали в водоносные горизонты мезозойской толщи, так как она была изолирована

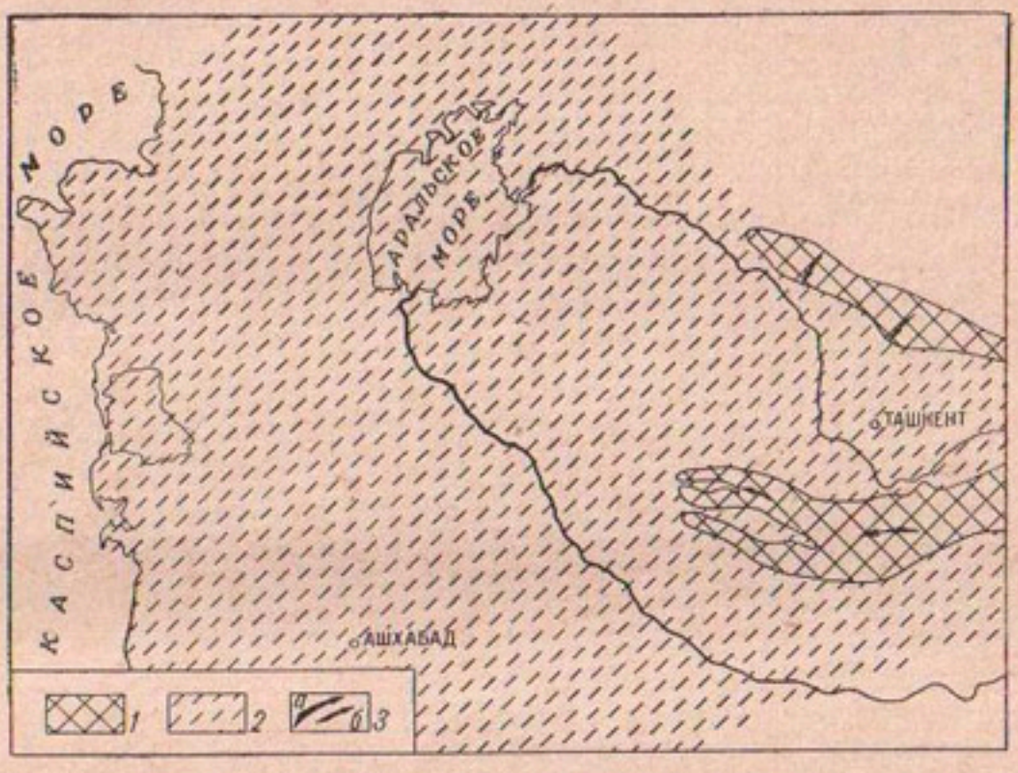


Рис. 9. Палеогидрогеологическая схема эоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя на слабо всхолмленных равнинах. Области седиментации: *2* — зоны формирования высоко минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна. Гидродинамические показатели. *3* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального, *б* — местного

мергелями и глинами палеоцена и нижнего эоцена. Среднеэоценовое время характеризуется слабой тектонической активностью, которая выражалась плавным опусканием морского дна. В это время повсеместно накапливались преимущественно глубоководные глины, местами чередующиеся с мергелями. Размеры палеозойской суши Тянь-Шаня резко сократились; Ферганский район представлял собой морской залив, глубоко врезанный в низменную сушу.

С начала олигоценового века начался региональный подъем палеозойской суши Западного и Северо-Западного Тянь-Шаня, а к середине олигоцена значительная площадь в Центральных Кызылкумах (горы Букантау, Кульджуктау и Ауминзатау) освободилась от моря (рис. 10). Амударьинский вал, как в пермо-триасе и нижней юре, в это время контролировал распространение олигоценового моря,

которое сохранялось в западной и центральной частях Устюрт-Каракумской зоны. Наиболее значительные по мощности (до 300 *м*) толщи морских олигоценовых глин накапливались в Северной и Южной впадинах Устюрта. На остальной части Туранской плиты в глубоких синклинальных прогибах, испытывавших тенденцию к опусканию, продолжал существовать морской режим, о чем свидетельствует

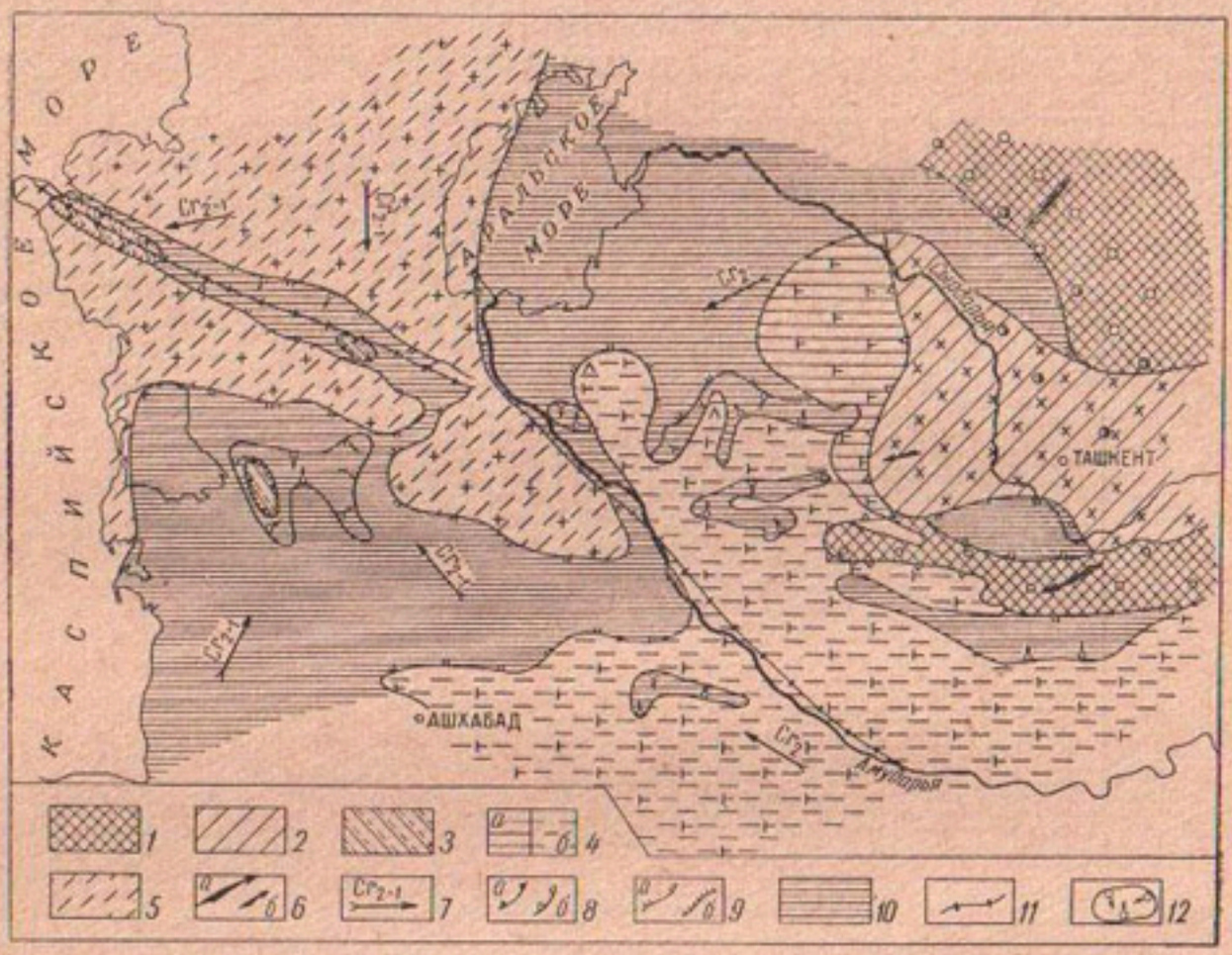


Рис. 10. Палеогидрогеологическая схема олигоцена

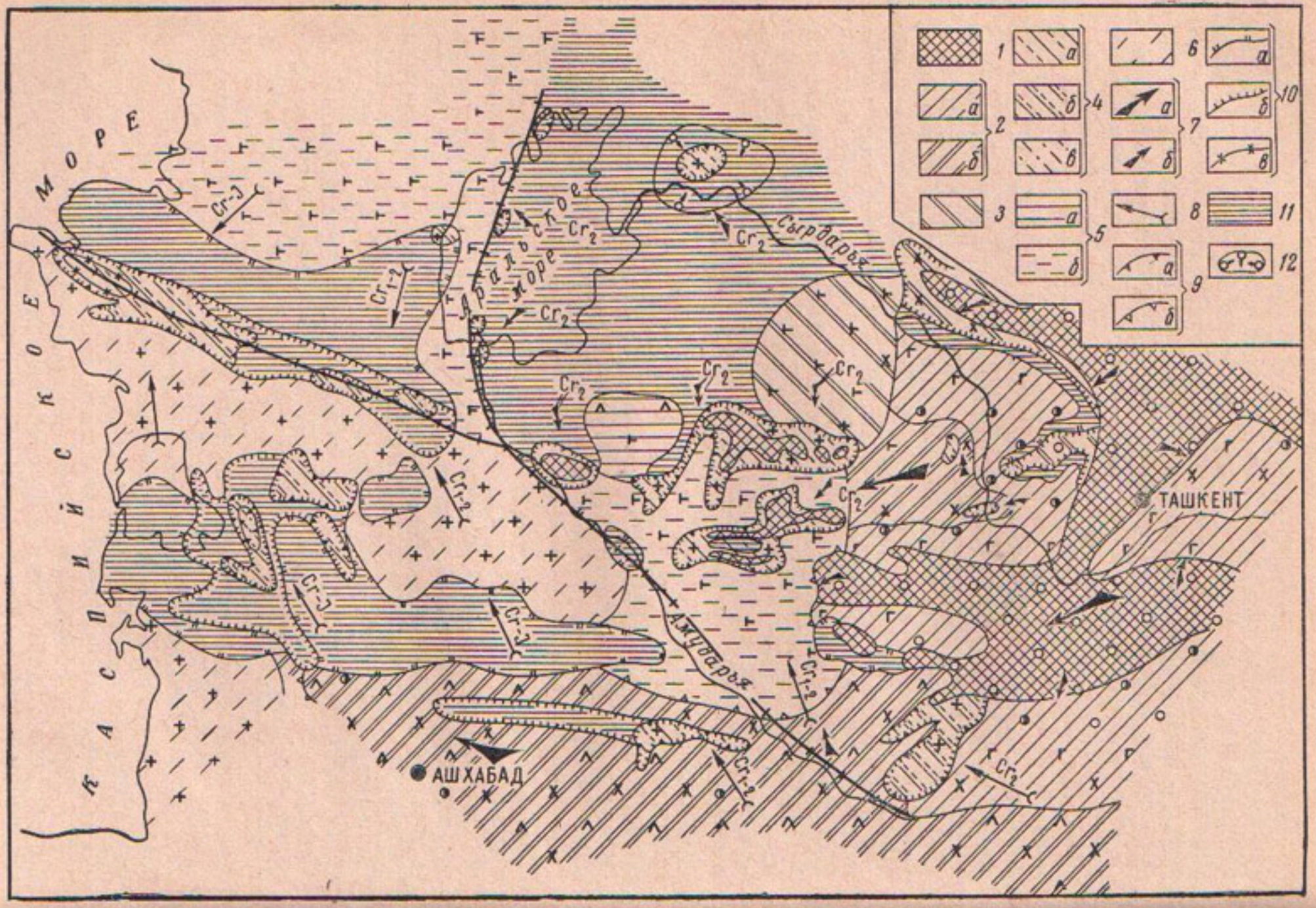
Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя на низкогорьях; *2* — пресных и слабо минерализованных вод (до 1 *г/л*) в континентальных отложениях; *3* — седиментационных вод (100 *г/л* и выше) в пределах выходов древних пород. Области седиментации. Зоны формирования: *4* — различных по минерализации вод в отложениях неглубокого моря: *а* — опресненного (до 20 *г/л*); *б* — с повышенной соленостью (свыше 35 *г/л*); *5* — минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*); *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления; *7* — направление подземного стока под действием геостатического давления; *8* — области разгрузки: *а* — напорных вод, *б* — грунтовых вод; *9* — контуры распространения выходов: *а* — отложений палеогена; *б* — отложений верхнего мела; *10* — выходы на поверхность водоупорных пород; *11* — разломы; *12* — контуры резко выраженных возвышенностей

наличие морской фауны в низах олигоценовой толщи. Дальнейшее развитие района привело к отшнуровыванию морских заливов и образованию замкнутых водоемов с переменной концентрацией солей, в которых формировались красноцветные алевролиты и глины с прослоями гипса. Минерализация воды в осадках изменялась от 20 до 150 *г/л* и выше. В этот период интенсивной денудации подвергались Центрально-Кызылкумские возвышенности, сложенные с поверхности частично меловыми, но преимущественно палеогеновыми отложениями.

Регрессия олигоценового моря положила начало инфильтрационному этапу четвертого гидрогеологического цикла. Толща отложений верхнего мела к началу этого этапа была насыщена преимущественно водами нормального морского бассейна, исключая северную часть Кызылкумской зоны, где сохранялись соленые воды и рассолы с минерализацией свыше 100 *г/л*. С поверхности воды, заключенные в отложениях мезозоя, были изолированы палеогеновым водоупором, поэтому продолжительное время практически не происходило вытеснение седиментационных вод. Новые горные сооружения создали предпосылки для интенсивного развития гидрографической сети, поэтому грунтовые воды, которые формировались в пределах выходов складчатого фундамента и низменной суши, отличались низкой минерализацией, редко превышающей 1 *г/л* (см. рис. 10).

По характеру осадочной толщи можно заключить, что в отложениях морского мелководья в районе Восточных Кызылкумов были захоронены воды с минерализацией до 10 *г/л*, а южнее — в Центральных Кызылкумах, в Таджикской депрессии и на юго-востоке Устюрт-Каракумской зоны — с минерализацией свыше 35 *г/л*. Разгрузка глубоких водоносных комплексов была весьма затруднена. Однако на отдельных денудированных участках Центрально-Устюртского поднятия, Мангышлака и Туаркыра происходило вытеснение верхнемеловых вод. Более глубокие нижнемеловые и юрские воды разгружались путем перелива в вышележащие водоносные комплексы. Следует отметить, что отступание моря в начале олигоцена было обусловлено проявлением одной из самых ранних фаз альпийской складчатости, в результате которой еще резче обособились синклинальные прогибы, различные по размерам и амплитудам. В это время были заложены основные черты современного структурного плана.

Нижнемиоценовое время характеризуется дальнейшим общим поднятием всей территории Средней Азии и усиленной денудацией положительных структур, а также расширением сферы воздействия инфильтрационного этапа. Значительно увеличилась площадь и высота горных возвышенностей Тянь-Шаня. Огромная территория Западной части Средней Азии превратилась в сушу (рис. 11). Наиболее выраженные структуры Мангышлака, Центрально-Устюртского поднятия Карабаура, Туаркыра и Центральных Кызылкумов подвергались интенсивному размыву. Вместе с тем в прогрессирующих синклинальных прогибах на крайнем западе Средней Азии, в Ассакекаудане, Дарьяльск-Даудане и других районах сохранялся морской режим. В пределах Северного Устюрта продолжал существовать внутриконтинентальный морской залив. В районе Центральных и Юго-западных Кызылкумов первоначальный мелководный бассейн постепенно сменился разобщенными лагунами. На остальной площади низменной суши накапливались красноцветные континентальные отложения пролювиального, аллювиально-пролювиального и озерного генезиса; в предгорьях откладывался грубообломочный материал, вдали от гор — песчано-алевролито-глинистый, в Приташкентском районе — тот же материал с прослоями мергелей.


1
2
а
б
3
4
а
б
в
5
а
б
6
7
а
б
8
9
а
б
10
а
б
в
11
12
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
Аральское море
Сырдарья
Амударья
ТАШКЕНТ
АШХАБАД
Cr-J
Cr-2
Cr2

В рассматриваемый период в континентальных отложениях нижнего миоцена районов Низменных Каракумов, Таджикской и Ферганской депрессий, Приташкентских Чулей и Зеравшанской впадины формировались преимущественно пресные и слабоминерализованные воды. Цикличность, характерная для этих осадков, позволяет сделать заключение о том, что интенсивность привноса терригенного материала была различной. Ритмичность в осадконакоплении обуславливалась не только изменением базиса эрозии за счет прогибания зон накопления или поднятия областей сноса, но и за счет чередования плювиальных и аридных эпох. В значительной степени изменился и общий гидрогеологический характер напорных водоносных горизонтов, залегающих под региональным палеогеновым водоупором. В начале тортонского века глубина эрозионного вреза на отдельных структурах Устюрт-Каракумской фациальной зоны, как и в Кызылкумской зоне, достигла отложений верхнего, а местами нижнего мела. Наряду с этим горные возвышенности Копетдага и Западного Тянь-Шаня продолжали воздыматься, увлекая с собой отложения мела и юры, которые на значительных площадях были обнажены.

Изменение климатических условий накладывало отпечаток на минерализацию подземных вод, заполнявших осадочную толщу миоцена. Повышению минерализации способствовало уменьшение количества поступающих поверхностных пресных вод, а также увеличение испарения. Не менее важным фактором в общей сумме физико-химических условий формирования подземных вод являлся процесс выщелачивания сорбированных солей из горных пород. При этом следует заметить, что исходным материалом для образующихся осадков служил весь комплекс пород от палеозоя до палеогена включительно.

В начале миоцена в пределах Западного Тянь-Шаня существовала равнинная или слабо всхолмленная страна. Ее тектоническое развитие шло в направлении общего поднятия, которое сопровождалось складчатыми тангенциально направленными движениями (Скворцов, 1950). Анализируя условия осадконакопления в долине Зеравшана в неоген-четвертичное время, А. Ф. Чистяков (1966) пришел к выводу, что в нижнем и среднем миоцене на месте современной горной оконечности западного

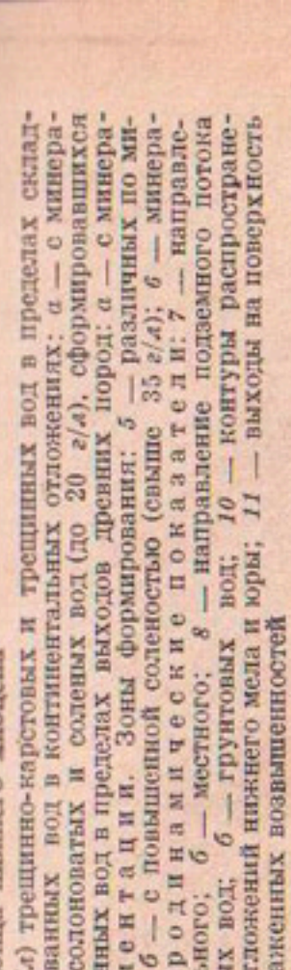
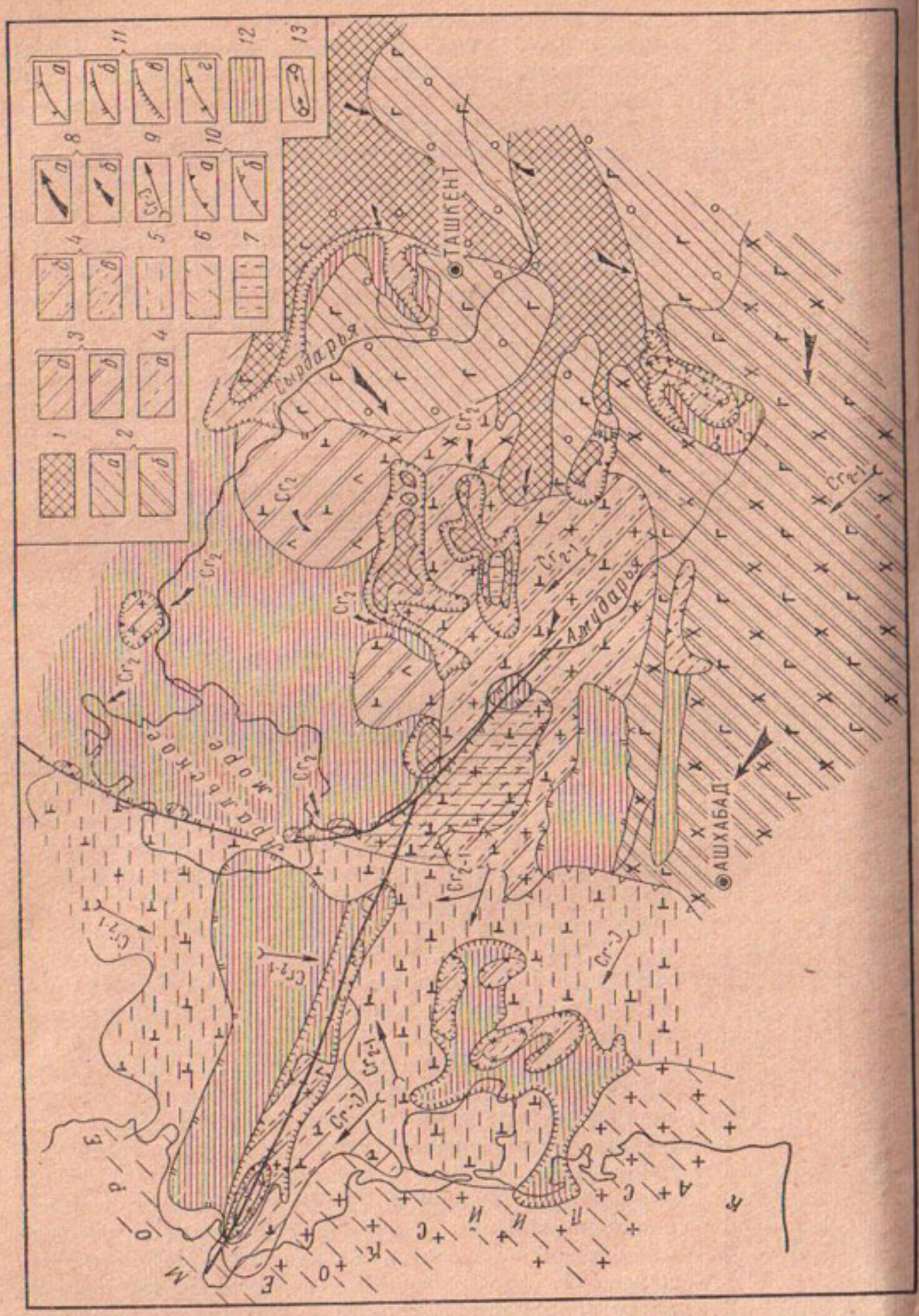


Рис. 11. Палеогидрогеологическая схема конца нижнего миоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах складчатого фундамента палеозоя на низкогорьях; *2* — пресных и слабоминерализованных вод в континентальных отложениях: *а* — с минерализацией до 1 *г/л*; *б* — с минерализацией до 3, местами до 10 *г/л*; *3* — слабосолоноватых и соленых вод (до 20 *г/л*), сформировавшихся после вытеснения седиментационных; *4* — районы распространения седиментационных вод в пределах выходов древних пород: *а* — с минерализацией до 50 *г/л*; *б* — до 100 *г/л*; *в* — свыше 100 *г/л*. Области седиментации. Зоны формирования: *5* — различных по минерализации вод в отложениях неглубокого моря: *а* — опресненных (до 20 *г/л*); *б* — с повышенной соленостью (свыше 35 *г/л*); *6* — минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*). Гидродинамические показатели: *7* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *8* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *9* — области разгрузки: *а* — напорных вод; *б* — грунтовых вод; *10* — контуры распространения выходов: *а* — отложений палеогена, *б* — отложений верхнего мела, *в* — отложений нижнего мела и юры; *11* — выходы на поверхность водоупорных пород; *12* — контур резко выраженных возвышенностей


ТАШКЕНТ
Сырдарья
Амударья
АШХАБАД
Аральское море
Каспийское море

Тянь-Шаня располагалась низко и среднегорная страна с широко развитыми денудационными равнинами, в которых происходила аккумуляция моласс. Наибольшую активизацию тектонических движений он отмечает в верхнем миоцене, лишь в отложениях гузарской свиты плиоцена долины Зеравшана галька конгломератов состоит из известняков палеогена. Таким образом, обнажение меловых пород в предгорьях западного Тянь-Шаня по всей вероятности, произошло где-то в конце миоцена — начале плиоцена. Возникновение совершенно новых факторов, таких, как высокое гипсометрическое положение водовмещающих пород и появление эрозионных окон на равнине, создало благоприятные условия для формирования гидростатических напоров в водоносных комплексах на территории Кызылкумской структурно-фациальной зоны. Вполне естественно, что с конца миоцена наиболее интенсивный водообмен, или точнее — наиболее интенсивная инфильтрация атмосферных осадков — происходила в отложениях верхнего мела, так как они были более доступны для денудации и в значительно бо́льшей степени размыты. В водоносных комплексах нижнего мела и особенно юры движение, по существу, было весьма замедленным.

Разгрузка верхнемелового водоносного комплекса Кызылкумской зоны под действием гидростатического давления происходила у подножия возвышенностей, сложенных породами фундамента, — в районе Центральных Кызылкумов, хр. Султануиздаг и отдельных структур, расположенных в пределах Амударьинского вала. На территории Устюрт-Каракумской зоны воздымание краевых частей компенсировалось скоростью прогибания отрицательных структур, поэтому величина геостатического давления на протяжении всего миоцена еще оставалась достаточной и несколько превышала гидростатическое. Водовмещающие породы в предгорьях еще не были обнажены, а районы Байсунтау, Репетек-Келифа, Туаркыра, Мангышлака и Карабаура, где глубина эрозионного вреза достигала пород мела, а местами и юры, являлись местными очагами разгрузки глубоких водоносных комплексов.

В среднем миоцене море освободило всю территорию Средней Азии, исключая район Прикаспия (рис. 12). На большой части запада Устюрт-Каракумской зоны сохранялись лагунные условия, где накапливались гипсы. В общей направленности

Рис. 12. Палеогидрогеологическая схема среднего миоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя на низкогорьях; *2* — пресных и слабоминерализованных вод в континентальных отложениях: *а* — с минерализацией до 1 *г/л*; *б* — с минерализацией до 3, реже до 10 *г/л*; *3* — соленых вод и рассолов, сформировавшихся после вытеснения седиментационных вод с минерализацией: *а* — до 10 *г/л*, *б* — до 50 *г/л*; *4* — районы распространения седиментационных вод в пределах выходов древних пород с минерализацией: *а* — до 50 *г/л*; *б* — до 100 *г/л*, *в* — свыше 100 *г/л*. Области седиментации. Зоны формирования: *5* — различных по минерализации вод в отложениях неглубокого моря с повышенной соленостью (свыше 35 *г/л*); *6* — минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*); *7* — соленых вод и рассолов в отложениях внутриконтинентальных лагун (от 35 до 150 *г/л*). Гидродинамические показатели: *8* — направление подземного стока под действием геостатического давления; *10* — области разгрузки: *а* — напорных вод, *б* — грунтовых вод; *11* — контуры распространения выходов: *а* — нижнего миоцена, *б* — палеогена; *в* — верхнего мела, *г* — нижнего мела и юры; *12* — выходы на поверхность водоупорных пород; *13* — контуры резко выраженных возвышенностей

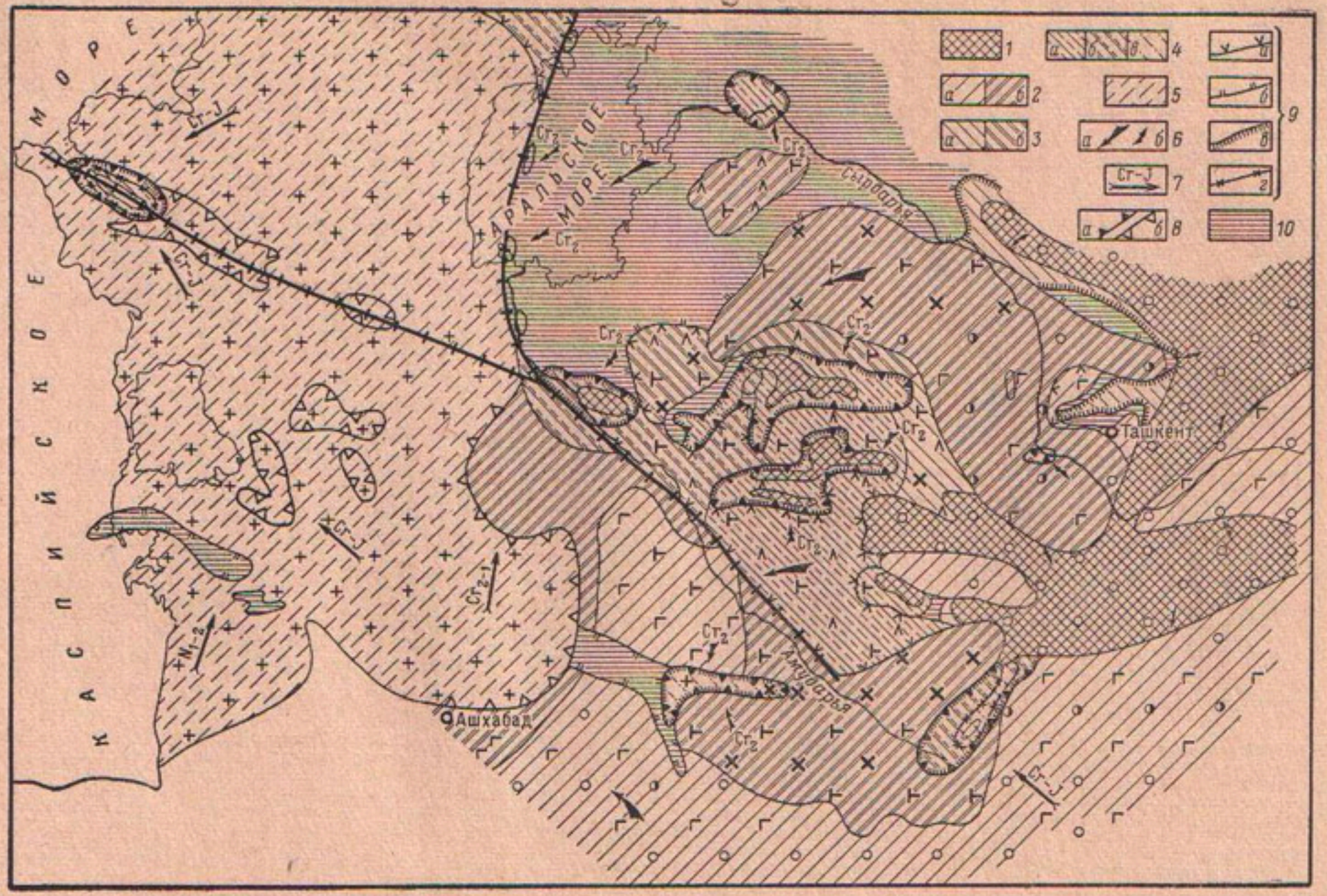


Рис. 13. Палеогидрогеологическая схема верхнего миоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя на низкогорьях; *2* — пресных и слабоминерализованных вод в континентальных отложениях с минерали-

гидрогеологических процессов существенных изменений не происходило. В замкнутых бассейнах Центральных Кызылкумов широкое развитие получили высокоминерализованные воды и рассолы. В начале верхнего миоцена вновь произошло расширение трансгрессии, которое достигло своего максимума в сарматский век. Почти все выходы мезозойских пород Туаркыра, Карабаура и частично Мангышлака были перекрыты молодыми отложениями конкского и сарматского ярусов, что существенно затрудняло разгрузку напорных вод.

Район Центральных Кызылкумов в это время служил ареной денудации положительных форм рельефа. Это увеличивало площади выходов водовмещающих пород и усиливало интенсивность разгрузки верхнемеловых вод. Тот факт, что верхнемиоценовая трансгрессия не распространилась за пределы Амударьинского тектонического вала, подтверждает его роль как барьера, разделяющего две структурно-фациальные зоны. Обновление вала произошло в конце эоцена и благодаря ему трансгрессия в олигоцене и миоцене не проникала в пределы Кызылкумской структурно-фациальной зоны. Здесь сохранялись остаточные морские мелководные бассейны.

В рассматриваемый период произошло разделение Средне-Азиатской эпигерцинской платформы на два блока — восточный и западный. Если на протяжении всего неогена условия накопления осадков в западном блоке по своей интенсивности не отличались от условий более древних эпох, то в восточном блоке происходили грандиознейшие поднятия и крупные опускания предгорных участков, общий размах колебательных движений местами достигал 10—12 *км*. Д. П. Резвой (1962), а также А. Г. Бабаев (1966) справедливо считают, что начиная с неогена, западная часть Средней Азии, включая межгорные и предгорные впадины, обособилась в самостоятельную тектоническую зону, относящуюся к постплатформенному орогену. Активизация тектонических движений происходила и в западном блоке, однако амплитуда их была относительно невелика.

В конце среднего сармата почти вся территория Устюрта освободилась от моря, которое сохранилось лишь на крайнем юго-западе Средней Азии, где в наиболее пониженных участках накапливались морские отложения верхнего сармата. Длительный перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся от среднего сармата до верхнего плиоцена, на значительной площади запада Средней Азии способствовал интенсивной деятельности денудационных агентов, что привело к весьма значительной расчлененности рельефа. В среднем и нижнем плиоцене море сохранялось лишь на крайнем юго-западе территории, в районе Мангышлака,

зацией: *а* — до 1 *г/л*, *б* — до 3, реже до 10 *г/л*; *3* — соленых вод и рассолов с минерализацией: *а* — до 10 *г/л*, *б* — до 50 *г/л*; *4* — районы распространения седиментационных вод в пределах выходов древних пород: с минерализацией: *а* — до 50 *г/л*, *б* — до 100 *г/л*, *в* — свыше 100 *г/л*. Области седиментации. *5* — зоны формирования минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*). Гидродинамические показатели: *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — региональное, *б* — местное; *7* — направление подземного стока под действием геостатического давления; *8* — области разгрузки: *а* — напорных вод, *б* — грунтовых вод; *9* — контуры распространения выходов: *а* — нижнего и среднего неогена, *б* — верхнего палеогена, *в* — верхнего мела, *д* — нижнего мела и юры; *10* — выходы на поверхность водоупорных пород

ТАШКЕНТ
Сырдарья
Амударья
АШХАБАД
Ср2
Ср3
Ср1-2
Ср2-3
Ср1-3
Ср2-3
Ср1-2
Ср1-3
Ср2-3
Ср1-2
Ср1-3
Ср2-3
Ср1-2

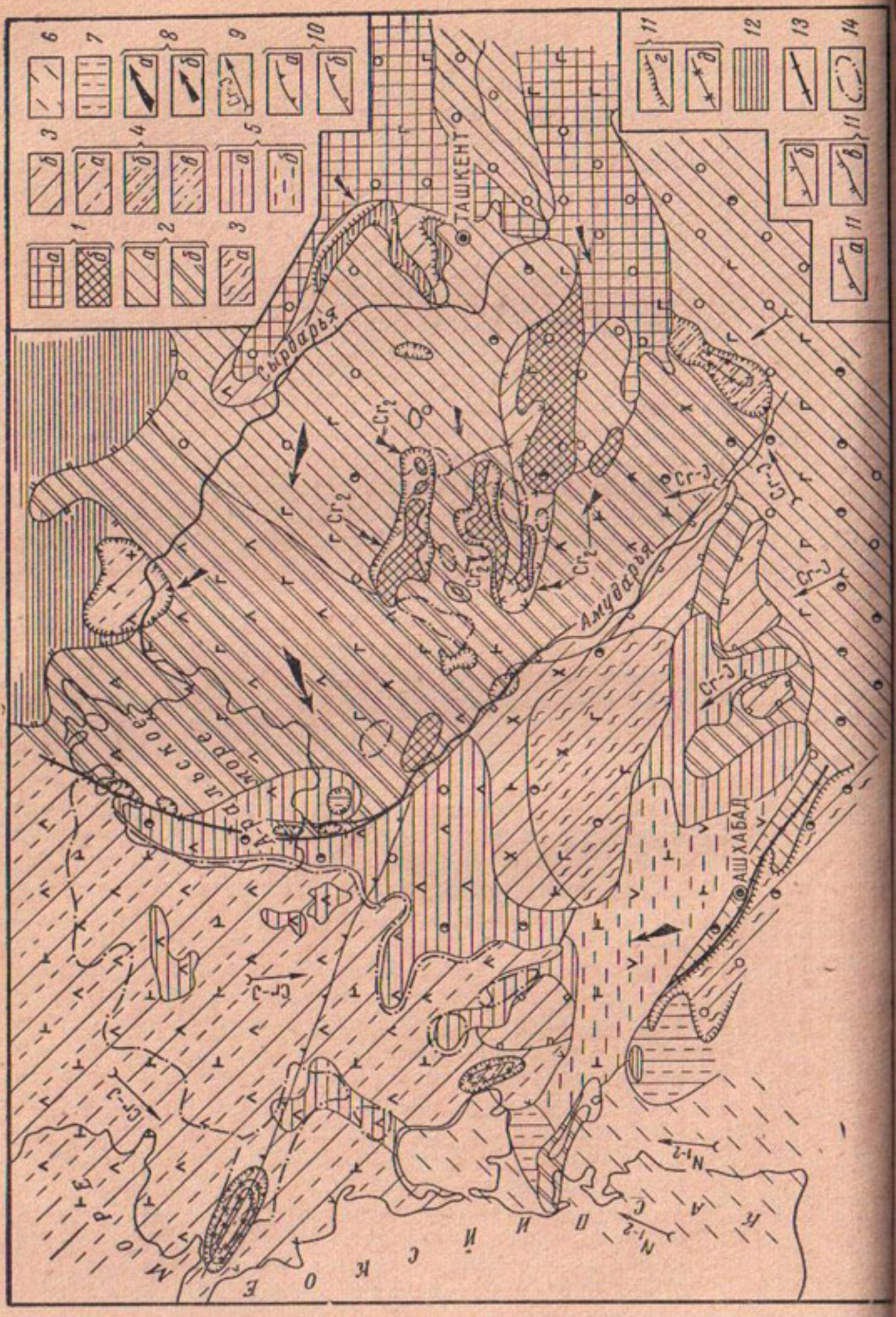
а также в пределах Северного Устюрта. На территории современных Каракумов накапливались континентальные осадки, основная область сноса располагалась в районе Копетдага и Большого Балхана. Реки, стекающие с Западного Тянь-Шаня, выносили тонкодисперсный материал. Основная масса грубообломочных продуктов разрушения задерживалась в предгорных впадинах Зеравшана и Дехканабада, в Таджикской депрессии, Ферганской котловине и Предтапкентском прогибе. В районах континентального накопления осадочных толщ, широкое развитие получили пресные и слабосолоноватые воды, минерализация которых изменялась по мере удаления от областей сноса. Территория Кызылкумов была сложена зелеными глинами эоцена, а водоносные горизонты, обладающие слабыми напорами, распространялись лишь в пределах развития отложений олигоцена. Минерализация подземных вод олигоцена не превышала 35 *г/л* и соответствовала минерализации вод седиментационного бассейна. Современные палеозойские массивы и своды отдельных положительных структур за длительный период денудации были практически снивелированы, благодаря чему на поверхности обнажались породы палеозоя и верхнего мела.

Распространение отложений миоцена на востоке ограничивалось Амударьинским тектоническим валом (рис. 13). Регрессия верхнемиоценового моря и дальнейшее усиление контрастности структурных элементов Туранской плиты в конце среднего сармата привели к полному смыву миоценовых пород на западных склонах вала в наиболее приподнятых структурах второго порядка (Кызылджары, Муйнак, Возрождение и др.). Глубина эрозионного вреза достигла отложений мела. Размыв водоупорной толщи палеогена с этих структур открыл путь к разгрузке седиментационных вод мезозойских водоносных горизонтов, причем интенсивность разгрузки определялась абсолютным высотным положением мезозойских отложений в предгорьях Тянь-Шаня, где наиболее мощное поднятие произошло в конце неогена. С этого момента фактически началось активное проявление инфильтрационного этапа четвертого гидрогеологического цикла для подземных вод Кызылкумской зоны, который продолжается и в настоящее время.

Гипсометрическое положение выходов водовмещающих пород на территории Центральных Кызылкумов не превышало первых десятков метров, поэтому они являлись лишь очагами разгрузки сильно

Рис. 14. Палеогидрогеологическая схема нижнего и среднего плиоцена

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента на низкогорьях; *2* — пресных и слабоминерализованных вод в континентальных отложениях: с минерализацией: *а* — до 1 *г/л*; *б* — до 3, реже до 10 *г/л*; *3* — соленых вод и рассолов, сформировавшихся после вытеснения седиментационных вод с минерализацией: *а* — до 3 *г/л*, *б* — до 10 *г/л*; *в* — до 50 *г/л*; *4* — районы распространения седиментационных вод в пределах выходов древних пород с минерализацией: *а* — до 50 *г/л*, *б* — до 100 *г/л*; *в* — свыше 100 *г/л*. Области седиментации. *5* — зоны формирования минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*). Гидродинамические показатели: *6* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального; *б* — местного; *7* — направление подземного потока под действием геостатического давления; *8* — области разгрузки: *а* — напорных вод, *б* — грунтовых вод; *9* — контуры распространения выходов: *а* — миоцена, *б* — палеогена, *в* — верхнего мела, *г* — нижнего мела и юры; *10* — выходы на поверхность водоупорных пород; *11* — разломы; *12* — контуры бессточных котловин


ТАШКЕНТ
Сырдарья
Амударья
АШХАБАД
Каспийское море
Мангышлак
Cr-J
Cr2
N1-2

минерализованных вод преимущественно верхнего мела. В пределах современного плато Устюрт происходило смешивание седиментационных вод миоцена с водами атмосферных осадков, вместе с тем в толщу миоцена продолжали разгружаться межпластовые воды верхнего и нижнего мела. Отсутствие областей стока существенно тормозило процесс вытеснения древних вод, а литологический состав пород миоцена способствовал формированию в верхней части разреза пресных водоносных горизонтов.

Верхнеплиоценовая эпоха ознаменовалась акчагыльской трансгрессией. Морские воды проникли от юго-западной Туркмении на восток и по Узбойскому коридору на север в район современной дельты Амударьи, Аральское море и в Ассакекауданскую впадину Устюрта (рис. 14). Длительный континентальный денудационный режим, сухой, но теплый климат среднего плиоцена в сочетании с прогрессирующим ростом положительных структур, в сводах которых местами разгружались напорные воды мела, создали предпосылки для начала формирования бессточных впадин и котловин.

Бессточные впадины в нашем понимании приурочены к отрицательным структурам, а бессточные котловины к положительным. Основным действующим фактором при их формировании являлся тектонический, так как в обоих случаях крутые борта как во впадинах, так и в котловинах приурочены к сводам положительных структур. Многочисленные наблюдения авторов на Устюрте и в Кызылкумах полностью подтверждают это положение. Наметившиеся в общих чертах современные чинки Устюрта препятствовали проникновению вод верхнеплиоценовых водоемов на плато (рис. 15).

Морские воды заполняли все эрозионные понижения существующего рельефа, что отразилось на общей мощности акчагыльских осадков, исключая юго-западную часть Средней Азии, где они весьма выдержаны как по площади, так и по мощности. Солоноватоводный бассейн продолжал существовать и в апшеронский век. По мнению А. Г. Эберзина (1960), анализировавшего литологический состав и фауну, накопление осадков происходило в основном в условиях постепенно мелеющего водоема при интенсивном поступлении

Рис. 15. Палеогидрогеологическая схема верхнего плиоцена.

Области инфильтрации. Зоны формирования: *1* — пресных (до 1 *г/л*) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя: *а* — в глубоко расчлененных высоких горах; *б* — на низкогорьях; *2* — пресных и слабоминерализованных вод в континентальных отложениях: с минерализацией: *а* — до 1 *г/л*; *б* — до 3, реже до 10 *г/л*. *3* — слабосолоноватых и соленых вод, сформировавшихся после вытеснения вод с минерализацией: *а* — до 3 *г/л*; *б* — до 10 *г/л*; *4* — районы распространения седиментационных вод в пределах выходов древних пород: с минерализацией: *а* — до 50 *г/л*; *б* — до 100 *г/л*, *в* — свыше 100 *г/л*. **Области седиментации:** *5* — зоны формирования вод в отложениях неглубокого моря: *а* — опресненных (до 10, реже до 20 *г/л*); *б* — с повышенной соленостью (свыше 35 *г/л*). Зоны формирования: *6* — минерализованных вод в отложениях нормального морского бассейна (35 *г/л*); *7* — высокоминерализованных вод и рассолов в отложениях внутриконтинентальных лагун (от 100 до 300 *г/л*). **Гидродинамические показатели:** *8* — направление подземного стока под действием гидростатического давления: *а* — регионального, *б* — местного; *9* — направление подземного стока под действием геостатического давления; *10* — области разгрузки: *а* — напорных вод, *б* — грунтовых вод; *11* — контуры распространения выходов: *а* — среднего и нижнего плиоцена, *б* — миоцена, *в* — палеогена, *г* — верхнего мела, *д* — нижнего мела и юры; *12* — выходы на поверхность водоупорных пород; *13* — разломы; *14* — контуры бессточных котловин

терригенного материала. Этот вывод справедлив для района Устюрта и Каракумов. А. Г. Эберзин, располагая большим фактическим материалом, пришел к выводу, что во всех пунктах юго-восточного и юго-западного районов современной Сарыкамышской впадины среднеапшеронские породы залегают на отметках +40—50 *м*. Вместе с этим совершенно непонятно его толкование происхождения пачки конгломератов песчаников и известняков, имеющей мощность 6 *м*, которые он датирует как верхнеапшеронские, развитые на нулевых отметках.

Объяснение такого низкого положения данной пачки пород изменением уровня водоема весьма неубедительно и не согласуется с последовательностью осадконакопления. Образование пачки, содержащей переотложенную среднеапшеронскую фауну, нам представляется в несколько ином свете. Полное исчезновение среднеапшеронского водоема было обусловлено активизацией тектонических движений, обновивших ранее созданные структуры и образовавших пологие складки в неогеновом покрове Устюрта, благодаря чему апшеронские отложения в настоящее время залегают на различных отметках.

Новые тектонические подвижки изменили соотношение между отметками базиса эрозии и области сноса, каким являлось неогеновое плато Устюрта. В результате возникли бессточные впадины и котловины — Сарыкамышская, Аральская, Карашорская и многие другие. Следует заметить, однако, что эти отрицательные формы рельефа не сразу приобрели современный облик, а продолжали формироваться на протяжении всего последующего четвертичного периода.

Мы уделяем особое внимание отрицательным формам рельефа, так как им принадлежит решающая роль в направленности гидрогеологического процесса западной части Средней Азии. Именно бессточные впадины и котловины определили основные гидродинамические закономерности движения и разгрузки подземных вод.

Трансгрессия апшеронского моря существенно изменила физико-химические условия, которые были присущи грунтовым водам континентальных отложений миоцена и плиоцена Каракумов, развитых к северу от Копетдага. Пресные и слабосолоноватые подземные воды смешивались первоначально с солеными, а к концу среднеапшеронского века — также с высокоминерализованными водами (50—150 *г/л*) остаточных лагун и заливов. Высокая минерализация подземных вод неогена в рассматриваемом районе оставалась неизменной на протяжении всего четвертичного периода. Если на территории Каракумов и современного Приаралья в остаточных постсреднеапшеронских водоемах местами накапливались хемогенные осадки (Кушканатау), то в отдельных заливах, достигавших бессточных котловин Центральных Кызылкумов, воды обладали пониженной соленостью. Об этом свидетельствует пресноводная фауна, которую М. Н. Грамм (1957) считает апшерон-бакинской, обнаруженная нами в мергелях и песчаниках Мын-Булакской впадины в Центральных Кызылкумах.

Появление глубоко врезанных в рельеф бессточных впадин и котловин на периферии и в пределах плато Устюрт способствовало более интенсивному вытеснению седиментационных вод миоцена. Наряду с этим усилилась и разгрузка верхнемеловых вод.

Внедрение инфильтрационных вод особенно энергично происходило по периферии горных возвышенностей Северо-Западного Тянь-Шаня, что способствовало вытеснению седиментационных вод мезозойской толщи из отложений верхнего мела в пределах Кызылкумской структурно-фациальной зоны.

На территории Устюрт-Каракумской зоны инфильтрационные воды проникали преимущественно в районах Мангышлака и Туаркыра. Горы Копетдаг практически не оказывали действенного влияния на гидродинамику межпластовых водоносных комплексов мезозоя, так как они были отделены от Предкопетдагского прогиба крупным экранирующим разломом. Глубокие водоносные горизонты мезозоя разгружались в бессточные впадины и котловины. Незначительные превышения отдельных структур, благоприятных для инфильтрации атмосферных вод, слабо влияли на водообмен глубоких водоносных горизонтов рассматриваемой зоны, а дефляционное увеличение глубины бессточных котловин приводило к общему снижению пьезометрических уровней, поскольку величина разгрузки не компенсировалась количеством поступавших инфильтрационных вод.

В конце неогена произошло наиболее интенсивное по своим масштабам проявление альпийского тектогенеза, захватывавшего преимущественно восточный блок. В результате здесь возникли грандиозные горные сооружения, а в западном блоке почти завершилось формирование современного структурного плана. Коренная перестройка рельефа Средней Азии способствовала изменению общих климатических условий, климат стал более влажным и холодным. В горах значительные площади покрылись ледниками, которые претерпели сокращение лишь в среднем плейстоцене (Чистяков, 1966). Наиболее активные перемещения складчатого фундамента, а вместе с ним осадочного покрова, происходили по древним и вновь созданным зонам разрывных дислокаций.

Огромные массы терригенного материала были вынесены реками с гор на Кызылкумскую и Каракумскую равнины. Многие бессточные впадины и снивелированные своды положительных структур были захоронены под обломочным материалом, снесенным с горных сооружений. Этот период соответствует накоплению туранской свиты верхнего неогена. В районе Северных и Восточных Кызылкумов, исключая предгорья, накапливались преимущественно пески, в Центральных Кызылкумах, в Бухаро-Каршинском и Каракумском районах формировалась слоистая толща конгломератов, песков, алевролитов и глин. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения достигали максимальной мощности в синклинальных прогибах современных Каракумов (400 *м*). Плато Устюрт служило ареной денудации.

Создание Тянь-Шаньской складчатой страны, высокое абсолютное положение осадочного чехла и последующий размыв палеогенового водоупора в предгорьях хребтов Каратау и Таласского Алатау, Зеравшана, Кульджуктау, Гиссара и других в еще большей степени способствовали вытеснению морских вод водами атмосферных осадков в предгорной полосе и определили направленность гидродинамических процессов в мезозойской водоносной толще на весь четвертичный период.

В пределах палеозойских хребтов формировались пресные трещинно-карстовые воды, тесно связанные с орографической сетью. В отложениях Туранской свиты верхнего неогена северных и восточных Кызылкумов формировались преимущественно пресные грунтовые воды. Потепление климата в среднеплейстоценовое время и приближение его к аридному способствовало континентальному засолению грунтовых вод, развитых в междуречьях и в долинах рек, а последующее накопление глин и алевролитов привело к полной изоляции минерализованных вод аллювиальных равнин от последующего воздействия атмосферных вод. Минерализация грунтовых вод повышалась лишь в условиях неглубокого залегания их зеркала. Таким районом на протяжении всего четвертичного периода являлись Каракумы. Каракумский прогиб продолжал испытывать движения отрицательного знака беспрерывно на протяжении всей истории накопления осадочной толщи мезозой-кайнозоя, не исключая и четвертичное время.

Новые альпийские тектонические движения, происходившие в Кызылкумах на границе древнего и среднего отдела четвертичного времени, выражались в воздымании горных хребтов, сложенных палеозойскими образованиями, и в поднятии по разломам отдельных крупных блоков палеозойского складчатого фундамента в зонах его глубокого погружения. На остальной территории запада Средней Азии произошло обновление ранее созданных структур и формирование новых.

Малейшее проявление тектонических движений приводило к нарушению установившегося равновесия между областями сноса и аккумуляции. В условиях аридного климата западной части Средней Азии одним из действующих агентов выветривания являлась дефляция. Своды и склоны положительных структур, претерпевшие максимальные тектонические напряжения, оказывались наиболее ослабленными участками и легко поддавались разрушению. Обломочный материал впоследствии легко обрабатывался и выносился ветром. В среднечетвертичное время окончательно сформировался современный облик бессточных котловин и впадин Устюрта и Кызылкумов. Отдельные котловины в свое время были заполнены отложениями туранской свиты, последующее тектоническое развитие Центральных Кызылкумов вызвало их обновление. Так, в борту Мын-Булакской котловины, расположенной к югу от гор Букантау, отложения туранской свиты залегают на размытой поверхности более древних пород, в том числе на породах апшеронского возраста, которые

на дне котловины залегают на верхнемеловых отложениях. В неогеновое время ныне бессточные котловины и впадины имели ограниченные площади, появление новых молодых структур в четвертичный период создало предпосылки для расширения и окончательного завершения формирования отрицательных форм рельефа.

В четвертичное время высокое гипсометрическое положение Заунгузских Каракумов, Устюрта и Кызылкумов препятствовало проникновению в эти районы рек, стекающих с Тянь-Шаня. Сырдарья и Амударья выносили колоссальное количество обломочного материала, заполняя им прогрессирующие синклинальные прогибы Восточных и Северных Кызылкумов и всю низменную часть современных Каракумов.

Река Пра-Амударья, блуждавшая на огромных пространствах Каракумов, оставляла многочисленные старицы и озера, которые в условиях аридного климата больше способствовали засолению грунтовых вод аллювиальных отложений, чем опреснению более глубоких водоносных горизонтов неогена. Лишь на участках распространения песчаных отложений, при условии залегания зеркала грунтовых вод на глубине более 10 *м*, сохранялись пресные инфильтрационные воды.

В конце верхнечетвертичного времени Амударья резко изменила направление и повернула с запада на северо-запад в сторону Аральского моря, почти повторяя на поверхности простирание Амударьинского вала. Первоначально река впадала в Сарыкамышское озеро, которое соединялось через Узбой с Каспийским морем. Вместе с тем воды Амударьи проникали в Южное Приаралье по Акчадарьинскому коридору, соединяясь с водами Джанадарьи. В это время сформулировалась Хорезмская дельта. Исчезновение Сарыкамышского озера привело к резкому снижению базиса подземного стока как грунтовых, так и напорных вод. Если допустить, что уровень озера соответствовал современному уровню Аральского моря, то величина снижения базиса стока при абсолютных отметках поверхности трещинных известняков сенона — 10—0 *м* составила 50—60 *м*. Такое снижение отметок области разгрузки обусловило полное дренирование инфильтрационных грунтовых вод на территории Южного Устюрта и резкое снижение абсолютных отметок пьезометрических уровней мезозойских водоносных горизонтов в пределах Устюрт-Каракумской зоны на значительных расстояниях. Этому способствовали также бессточные котловины Карашор и Казахлы.

В конце верхнечетвертичного периода Амударья повернула на северо-запад к Аральскому морю. Вся территория западной части Средней Азии в это время испытывала общее поднятие, наиболее интенсивно проявлявшееся в пределах существующих структур. Амударья резко углубила свое русло в неогеновых отложениях, причем в районе Пятняка и Султануиздага она прорезала соответственно породы мела и палеозоя. Севернее Султануиздага воды Амударьи на значительном протяжении размывали Амударьинский тектонический вал. Глубина вреза современной долины Амударьи

местами превышает 200 *м* (Султануиздаг), несколько меньше она в пределах Амударьинского вала, однако на всем протяжении вала эрозия достигла верхнемеловых пород. К этому времени фактически завершилось формирование современной водонапорной системы Аральской группы артезианских бассейнов. Таким образом в западной части Средней Азии базисом поверхностного и подземного стока является не Каспийское море, а бессточные впадины — Аральская и Сарыкамышская. Теперь совершенно ясно, какую роль играют бессточные впадины и котловины в формировании основных гидрогеологических закономерностей рассматриваемой территории.

Средняя Азия по своим гидрогеологическим особенностям не может считаться чем-то обособленным и неповторимым, бессточные котловины и впадины явились продуктом удачного сочетания условий тектонического развития и специфического климата. Основные фазы альпийского тектогенеза с незначительным отставанием или опережением проявлялись на всем земном шаре, а климат, присущий внутриконтинентальным пустыням, в неоген-четвертичное время был распространен также в Северной Африке, на Аравийском полуострове и в других районах земного шара. Бессточные котловины имеются и в Северной Африке, однако там их роль как одного из ведущих гидродинамических факторов не нашла отражения в литературе. Мы считаем, что в Сахаре бессточные котловины играют не менее важную роль в процессе формирования пресных вод нубийских песчаников мела, чем в Средней Азии. Однако наличие котловин еще не обеспечивает условий для формирования пресных вод. Для этого необходимы благоприятные условия питания, аналогичные фактически существующим в северо-западных отрогах Тянь-Шаня или в Суданской горноскладчатой области Африки.

Приведенные в данной работе палеогидрогеологические схемы позволяют не только уяснить основные закономерности формирования подземных вод того или иного региона, но и прогнозировать распределение залежей нефти и газа, мигрировавших по направлению движения межпластовых вод под влиянием геостатического давления. Наличие благоприятных структурных условий способствовало формированию нефтегазовых месторождений в непосредственной близости к очагам древней разгрузки подземных вод, которые располагались преимущественно по периферии артезианских бассейнов и в глубокоэродированных крупных положительных структурах (Бухаро-Каршинский, Мангышлакский, Зеварда-Дарвазинский, Душанбинский, Репетекско-Келифский районы). В тех случаях, когда на пути разгрузки подземных вод отсутствовали замкнутые структуры, флюиды полностью выносились на поверхность (например, на северном крыле Карабаурского вала). Многие области древней разгрузки в настоящее время являются областями питания подземных вод, поэтому нефтяные и газовые месторождения, постепенно разрушающиеся, располагаются в зонах активного водообмена (Бухаро-Хивинская нефтегазовая провинция). Нахождение отдельных месторождений в мегасинклиналях Таджикской депрессии

вполне объяснимо, так как современные нефтегазовые структуры до неогенового времени располагались на путях движения подземных вод в непосредственной близости к древним очагам разгрузки.

Анализ палеогидрогеологических условий формирования подземных вод позволяет установить следующие основные закономерности:

1. После завершения первого, неполного гидрогеологического цикла в отложениях нижней и средней юры на всей территории Туранской плиты были распространены преимущественно пресные подземные воды.

2. В конце второго гидрогеологического цикла в пределах Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоны в отложениях юры пресные воды были полностью вытеснены солеными морскими, а в районе Кызылкумской зоны сохранились пресные и солоноватые воды, формирование которых было обусловлено наступлением аридного климата.

3. Увеличение мощности осадочного чехла способствовало уплотнению карбонатных и пелитовых осадков, отжиманию седиментационных вод в морской бассейн и в водопроницаемые пласты-коллекторы.

4. Повышение пластового давления в водовмещающих толщах создало предпосылки для перемещения подземных вод из районов максимального геостатического давления к периферии седиментационного бассейна.

5. В завершающий этап третьего гидрогеологического цикла в водоносных комплексах верхнего мела минерализация подземных вод не превышала 35 *г/л*, лишь в Кызылкумской зоне на участках формирования датских хемогенных отложений она увеличилась до 100—150 *г/л*.

6. В пределах Устюрт-Каракумской зоны на протяжении третьего гидрогеологического цикла сильно соленые воды и рассолы верхней юры и частично нижнего неокома из глубокой Мургабской впадины перемещались к Мангышлаку, Центрально-Устюртскому поднятию и Центрально-Кызылкумской низменной суше. В этот период минерализация подземных вод юры и нижнего мела, а частично и верхнего мела, достигала 170—200 *г/л*.

7. К началу инфильтрационного этапа четвертого гидрогеологического цикла на большей части территории Кызылкумской структурно-фациальной зоны в отложениях мезозоя был распространен инверсионный гидрохимический разрез. Максимальной минерализацией — порядка 100 *г/л* и выше — обладали подземные воды отложений сенона. В пределах Устюрт-Каракумской зоны в вертикальном разрезе происходило увеличение минерализации с глубиной от 35 — 40 до 200 *г/л*, а в районе распространения Гаурдакской свиты — свыше 500 *г/л*. Характерно, что подземные воды с нижним пределом минерализации 200 *г/л* и более не распространялись за пределы древних очагов разгрузки подземных вод, поэтому к северу от Центрально-Устюртского вала максимальная минерализация подземных вод не превышала 100—108 *г/л* и лишь как исключение достигала

160 *г/л* (структура Аламбек), а севернее хр. Султануиздаг и в Центральных Кызылкумах она редко превышала 35 *г/л*.

8. Слабая изученность территории Северного Устюрта не позволяет в настоящее время с достаточной достоверностью установить причины повышенной минерализации подземных вод мезозоя до 100 *г/л*, а на отдельных локальных участках до 160 *г/л*. Наиболее вероятным источником засоления являются красноцветные отложения неокома, среди которых могут присутствовать хемогенные осадки. Такое предположение базируется на уменьшении минерализации подземных вод из отложений юры и альба в Аламбекской структуре по сравнению с подземными водами отложений неокома.

9. Образование горных сооружений в неоген-четвертичное время способствовало созданию гидростатических напоров, что существенно изменило динамику подземных вод в отложених мезозоя. Районы, где под влиянием геостатического давления происходила разгрузка подземных вод, превратились в области инфильтрации атмосферных осадков и устойчивого гидростатического напора.

10. Интенсивность продвижения фронта инфильтрационных вод зависела от расположения базиса подземного стока.

11. Основной базис стока подземных вод Туранской плиты определился в нижнем неогене, когда наметились основные черты бессточных впадин и котловин. Окончательное формирование как региональных (Аральское море и Сарыкамышская впадина), так и местных очагов разгрузки завершилось в среднечетвертичное время.

12. Процесс вытеснения древних седиментационных вод был особенно интенсивным в отложениях верхнего мела, которые располагались в наиболее благоприятных условиях, в областях инфильтрации атмосферных осадков и в областях разгрузки подземных вод.

Таблица 1

Абсолютный возраст подземных вод

Участок	№ скважины	№ горизонта	Глубина, с которой взята проба, *м*	Возраст, млн. лет	
				воды	породы
Галаасия	1	XII	1623—1640	115	110
Рометан	1	XII	1768—1788	115	110
Атбакор	1	XII	1054—1060	136	110
Атбакор	2	XII	1085—1108	122	110
Кухнигумбис	1	X-2	1210—1255	140	110
Курбанали	2	XIII	1291—1303	119	110
Газли	14	XII	1210—1234	111	110
Газли	28	XIII-1	1139—1158	160	110
Газли	32	XIII-2	1152—1174	156	110
Ташкудук	9	XII-2	1054—1080	105	110

13. Влияние областей гидростатического напора на водоносные комплексы Туранской плиты в различных частях территории были неравнозначны. В глубоких прогибах — Мургабском и Предкопетдагском — движение вод отложений юры и частично нижнего мела происходило под действием геостатического давления, благодаря чему области внедрения инфильтрационных вод в южной части Туранской плиты были сравнительно ограничены.

14. В районах, непосредственно прилегающих к областям инфильтрации, которые ранее являлись областями разгрузки, в пределах нефтегазоносных структур сохранялись древние воды, возраст которых, как видно из табл. 1, на 20—40 млн. лет больше возраста пород.

Возраст подземных вод Бухаро-Каршинского артезианского бассейна определялся He—Ar-методом с привлечением конкретных данных по содержанию радиоэлементов в породах, с учетом физических свойств пород. Кроме этого, учитывались площади распространения гранитов, коэффициент отдачи He и коэффициент диффузии He. Результаты обработки полевых материалов, произведенной В. Г. Тыминским и Р. Н. Танеевым (ВНИИЯГГ) приведены в табл. 1.

Приведенные данные еще раз подтверждают достоверность наших палеогидрогеологических схем, объясняющих наличие сильно минерализованных вод, а также скоплений нефти и газа в непосредственной близости к областям современной инфильтрации.

СОВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Естественноисторические условия определили разнотипность гидрогеологической среды на территории Туранской плиты, отличающейся весьма разнообразными условиями скопления и циркуляции подземных вод, их гидрохимии и динамики в различных литологических формациях палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Разнотипность гидрогеологических условий в сочетании с геолого-структурным строением территории позволили выделить по площади и в разрезе три гидрогеологических этажа — верхний, средний и нижний.

Мезозойско-кайнозойские отложения по региональному эоцен-олигоценовому и частично сеноманскому водоупору разграничиваются на верхний и средний гидрогеологические этажи. Верхний этаж, приуроченный частично к морским, но в большей части к континентальным отложениям, характеризуется распространением грунтовых и слабонапорных подземных вод, гидравлически взаимносвязанных между собой. Средний гидрогеологический этаж залегает ниже регионального водоупора в толще морских, лагунных и континентальных осадков мезозоя и нижней части кайнозоя, отличающихся сравнительно выдержанными по простиранию водонасыщенными и водоупорными отложениями, в которых широко распространены межпластовые артезианские воды.

В нижнем гидрогеологическом этаже подземные воды представлены грунтовыми и напорными — трещинными и трещинно-карстовыми в зоне трещиноватости, закарстованности и тектонической раздробленности сильно метаморфизованных палеозойских и в меньшей степени мезозойских пород. Верхний и средний гидрогеологические этажи выделяются в пределах артезианских бассейнов равнинной части Туранской плиты, нижний развит в гидрогеологических складчатых областях, в породах складчатого фундамента и на тех участках территории, где он залегает под мезозойско-кайнозойским покровом.

На рассматриваемой территории, согласно схеме Б. Б. Митгарц и Н. И. Толстихина (1960), выделяются гидрогеологические районы первого порядка — артезианские бассейны и гидрогеологические складчатые области (рис. 16). Артезианские бассейны приурочены к крупным тектоническим прогибам и впадинам складчатого фундамента, выполненным слабодислоцированными различными по гене-

зису отложениями мезозоя и кайнозоя. Крупные отрицательные структуры Туранской плиты состоят из целого ряда складок, почти не выраженных на поверхности. Они разделяются явными или скрытыми выступами складчатого фундамента, усложненными разрывными

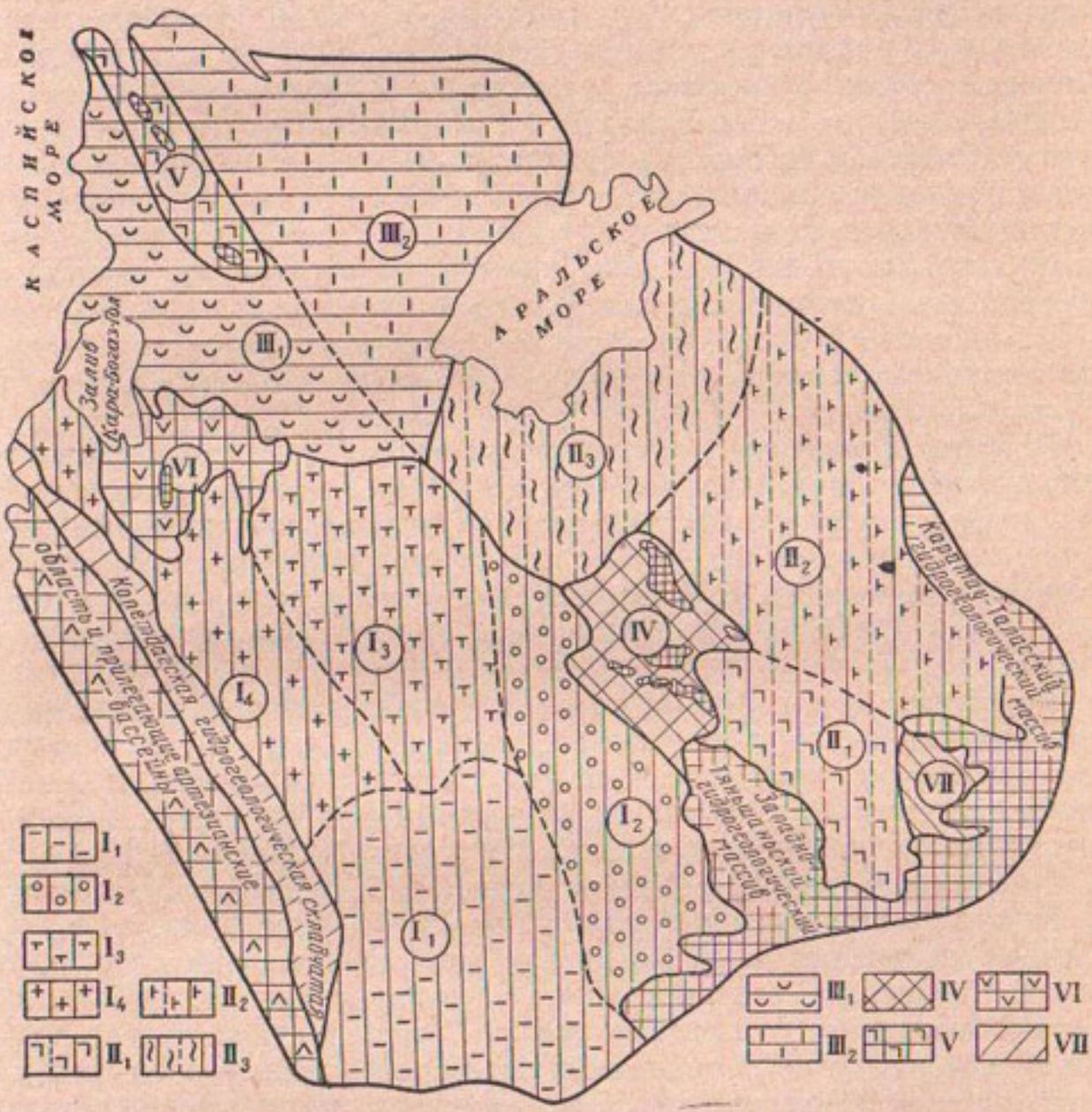


Рис. 16. Схема гидрогеологического районирования

Сложные артезианские бассейны первого порядка: I — Амударьинский; II — Сырдарьинский; III — Устюртский. Гидрогеологические складчатые области: IV — Центрально-Кызылкумская; V — Мангышлакская; VI — Туаркырская; VII — Приташкентский предгорный артезианский бассейн. Артезианские бассейны второго порядка: I_1 — Бадхыз-Карабильский; I_2 — Бухаро-Каршинский; I_3 — Заунгузский; I_4 — Центрально-Каракумский; II_1 — Восточно-Кызылкумский; II_2 — Северо-Кызылкумский; II_3 — Аральский; III_1 — Ассакекауданский; III_2 — Северо-Устюртский.

зонами, которые в одном случае являются экранами, а в других — коллекторами подземных вод.

В пределах артезианских бассейнов происходит как накопление, так и сток подземных вод. В недислоцированных и слабодислоцированных породах верхнего гидрогеологического этажа содержатся порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые воды; в слабодисло-

цированных отложениях среднего гидрогеологического этажа — порово-трещинно-пластовые, трещинно-карстово-пластовые и порово-трещинно-жильные воды; в дислоцированных и метаморфизованных осадочных и магматических породах третьего гидрогеологического этажа — трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды. Гидрогеологические складчатые области соответствуют выступам метаморфических, осадочных и магматических пород складчатого фундамента и отложений мезозоя; в них распространены преимущественно трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жильные и порово-трещинные воды. Подземный сток в складчатых областях происходит от центра к периферии, в артезианских бассейнах он имеет обратное направление, поэтому гидрогеологические складчатые области являются объектами формирования подземного стока в артезианские бассейны. Гидрогеологические массивы сложены исключительно сильно дислоцированными и метаморфизованными породами палеозоя.

Грунтовые воды распространены как в верхнем, так и в нижнем гидрогеологическом этажах. Они образуют потоки, двигающиеся различными путями, имеющие различную скорость движения и относящиеся к разным бассейнам, где их сток затруднен или практически не происходит. Бассейны характерны прежде всего для дельт Амударьи и Сырдарьи, вследствие подпора их грунтовых вод водами Арала.

Грунтовые воды формируются в разновозрастных литологических формациях горноскладчатых структур обычно в зонах трещиноватости, закарстованности, нарушенности сплошности тектоническими процессами, а также на равнинных пространствах в четвертичных и неогеновых отложениях. Мощность обводненных ими литологических формаций крайне различна. В горноскладчатых структурах грунтовые воды насыщают породы на участках, располагающихся на уровне и ниже врезов гидрографической сети; выше врезов происходит только транзит масс грунтовых вод, образованных местными атмосферными осадками. В четвертичных и неогеновых отложениях грунтовые воды залегают повсеместно, но их горизонты очень различны по мощности. Так, например, на предгорных равнинах Копетдага мощность пород составляет от 20 до 160 *м*, у западных окончаний горных сооружений Тянь-Шаня она меняется от 50 до 250 *м*, близ хр. Каратау — от 10 до 450 *м*, у низкогорных массивов Центрально-Кызылкумской группы — от 5 до 20 *м* и т. д.

В древних и современных долинах Амударьи, Сырдарьи и их притоков мощность толщ меняется от 20 до 270 *м*, а на территории временно действующей гидрографической сети — от 1—5 до 50 *м*. Особо следует отметить мощную (до 300 *м*) насыщенную грунтовыми водами толщу аллювиальных накоплений Праамударьи, сосредоточенную в пределах низменных Каракумов. Грунтовыми водами насыщены осадконакопления Амударьи и Сырдарьи в их приморских дельтах. В пределах развития аллювиальных плиоценовых равнин Заунгузских Каракумов, Кызылкумов и миоценового плато Устюрт

грунтовые воды образуют водоносные горизонты мощностью от 30 до 170 *м* и т. д.

Источниками питания грунтовых вод являются атмосферные осадки, поверхностные воды естественной и искусственной гидрографической сети, в ряде мест также межпластовые напорные воды.

Разнообразие литологического состава водовмещающих пород, разные источники питания, различия в путях и скоростях движения подземных вод и в их расходовании, а также различные водохозяйственные мероприятия обусловили сложные количественные и качественные преобразования грунтовых вод как во времени, так и в пространстве.

За исключением таких районов Туранской низменности, как малые артезианские бассейны Центральных Кызылкумов, грунтовые воды повсеместно образуют значительные массы разнотипного состава и разной степени минерализации — от пресных до горькосоленых и рассолов. Наименее минерализованные воды формируются главным образом в породах горноскладчатых структур в современных долинах рек, где они имеют тесную гидравлическую связь с поверхностным водным стоком, местами они встречаются в предгорных равнинах в условиях обильного питания пресными водами и при непрерывном стоке, обеспечивающем транзит выщелачиваемых солей.

Особо следует отметить линзы пресных вод, залегающие среди грунтовых соленых и горькосоленых вод — Ясханскую, Чильмамедкумскую и Баикуинскую, а также линзы, расположенные близ рек, у каналов, под такырами и др.

Наиболее древние погребенные линзы, такие, как Ясханская и Баикуинская, не имеют современных постоянно действующих источников питания. Для них характерны значительные размеры по площади и мощности, меняющиеся в пределах от 10 до 80 *м*. В настоящее время имеют питание линзы, приуроченные к рекам, каналам, такырам, а в ряде мест — к эоловым пескам, рисовым плантациям и т. д. Среди этой группы линз по условиям их питания различаются линзы площадного инфильтрационного питания и линзы линейного фильтрационного питания.

К линзам площадного инфильтрационного питания относятся:

а) подтакырные и подпесчаные линзы внутренних районов пустынь (по В. Н. Кунину), основным источником питания которых являются атмосферные осадки;

б) линзы высоких пойм и первых надпойменных речных террас, получающие питание в периоды прохождения паводковых вод по временно действующим протокам;

в) линзы низкогорных и подгорных равнин (по В. Н. Кунину), питающиеся водами селевых потоков, поступающих с гор;

г) линзы, формирующиеся за счет оросительных вод в условиях рисовых плантаций.

Среди линз линейного фильтрационного питания различаются: 1) приречные — с постоянным питанием; 2) приканальные — с периодическим питанием;

а) с постоянным базисом стока,
б) с возвратным стоком.

Линзы пресных вод, тем более крупные, имеют исключительную практическую ценность, прежде всего как источники питьевого водоснабжения. Использование, например, вод Ясханской линзы, расположенной у западной окраины Низменных Каракумов, позволило успешно разрешить очень сложную и чрезвычайно важную проблему снабжения питьевой водой Небитдагского и Красноводского районов. В низовьях Амударьи водоснабжение городов и районных центров базируется на использовании приканальных и приречных линз и т. д.

Совершенно иные условия питания подземных вод наблюдаются в среднем гидрогеологическом этаже. На всей описываемой территории он перекрыт водонепроницаемыми глинами и мергелями палеогенового возраста, поэтому межпластовые воды наиболее интенсивно формируются в районах крупных площадных выходов водовмещающих пород на дневную поверхность. Эти породы залегают у подножия горных массивов Западного Тянь-Шаня, в Центральных Кызылкумах, а также на Мангышлакском и Туаркырском поднятиях.

Породы палеозоя, слагающие горноскладчатые структуры, в главной своей массе хорошо обнажены, трещиноваты, во многих местах состоят из закарстованных карбонатных отложений, раздробленных многочисленными тектоническими разломами, среди которых нередки региональные. Разнотипные климатические, структурно-геологические, морфологические и гидрографические условия горноскладчатых областей определили существенно различные гидродинамические и гидрохимические закономерности в областях питания артезианских бассейнов. Низкие горы Центральных Кызылкумов, Мангышлакское и Туаркырское поднятия с отметками 300—900 *м* не играют существенной роли в формировании подземных вод второго гидрогеологического этажа, так как климат в горах не отличается от климата окружающих их пустынных пространств.

Район Западного Тянь-Шаня отличается от других горных областей Средней Азии наибольшим увлажнением. Здесь по мере продвижения от равнин к вершинам гор наблюдается вертикальная климатическая зональность, благодаря которой происходит смена климата, переход от степного и лесо-лугового к поясу альпийских лугов, вечного снега и ледников. По мере удаления от степного пояса и приближения к поясу альпийских лугов, количество атмосферных осадков увеличивается. На склонах гор в пределах высоких климатических поясов (альпийских лугов и вечного снега) осадки выпадают преимущественно в летнее время, количество их превышает 1000 *мм/год*. Подножия склонов и предгорные равнины с абсолютными отметками 700—800 *м*, сложенные толщей мезозойско-кайнозойских отложений, могут быть отнесены к лесо-луговому поясу. Количество атмосферных осадков, выпадающих здесь за год, составляет 500—700 *мм*, это в три-четыре раза больше, чем в низменных равнинах.

В горах основная масса атмосферных осадков также выпадает преимущественно в зимне-весенний период; в связи с небольшим испарением в это время года бóльшая часть инфильтруется в водопроницаемые породы нижнего гидрогеологического этажа. Значительную часть приходного баланса составляют фильтрационные потери постоянных и временных водотоков, пересекающих отложения мезозоя при выходе с гор. В северо-западной части Тянь-Шаня атмосферные осадки, выпадающие на склонах гор, в районах развития карбонатных пород, способствуют интенсивному выщелачиванию и накоплению значительных запасов трещинно-карстовых вод. Глубоковрезанные долины местами дренируют горизонты этих вод, но чаще поверхностные водотоки питают трещинно-карстовые воды известняков.

Н. И. Плотников выделяет в толще известняков западного Тянь-Шаня две вертикальные гидродинамические зоны:

1) инфильтрации и транзита, располагающуюся выше базиса эрозии;

2) динамических и статических запасов, находящуюся на уровне гидрографической сети и ниже нее.

Основная масса грунтово-трещинных вод дренируется местной гидрографической сетью.

Трещиноватость известняков второй зоны с глубиной не затухает, а часто, наоборот, увеличивается за счет химического и физического выветривания. Благодаря такой трещиноватости большое количество подземных вод скапливается в карбонатных породах ниже уровня гидрографической сети. В местах соприкосновений участков развития локальной трещиноватости известняков с зонами разрывных нарушений, скопившиеся подземные воды уходят на большую глубину. Значительная глубина проникновения трещинно-карстовых вод второй зоны по разломам подтверждается наличием горячих источников на северном склоне хр. Терскей-Алатау, в которых температура воды достигает 37—43,5° (источник Джеты-Огуз) и др.

Роль разрывных зон не ограничивается областями выходов палеозойского фундамента, многие из них имеют региональное распространение и проникают в глубоко залегающие слои складчатого фундамента и осадочного чехла. В этих районах, как и в орогенических областях, разломы служат коллекторами трещинных вод фундамента. Мезозойские отложения предгорных равнин соприкасаются с трещиноватыми водообильными породами палеозоя на участках трансгрессивного залегания и по тектоническим контактам. Здесь создаются благоприятные условия для перелива трещинных вод палеозойского фундамента.

Существенное влияние на пополнение запасов подземных вод и на формирование их химического состава оказывает перелив холодных и горячих вод, приуроченных к разрывным тектоническим зонам, имеющимся в пределах артезианских бассейнов. Такие зоны захватывают мезозойско-кайнозойский покров вплоть до палеогена и прослеживаются на значительном расстоянии. Разрывные зоны

образуют единую систему трещин, связывающую горные сооружения палеозойского складчатого фундамента западного Тянь-Шаня с областями его погружения под более молодой осадочный покров.

В своем движении по линиям тектонических разрывов эти воды могут подниматься с больших глубин, вследствие чего на участках перелива трещинных вод в водоносные горизонты мезозоя возникают аномальные температурные зоны. При этом наличие температурных аномалий в водоносных комплексах среднего гидрогеологического этажа не зависит от глубины залегания поверхности фундамента.

По характеру циркуляции подземных вод разрывные зоны подразделяются на две категории:

1) с восходящим и с горизонтальным движением;

2) только с горизонтальным движением.

В первом случае воды поднимаются по разломам с больших глубин и переливаются в вышележащие водоносные комплексы; здесь движется термальная пресная и слабосолоноватая (1—2,5 *г/л*) вода. Во втором случае по линиям тектонических разрывов происходит интенсивное движение внутри одного и того же водоносного комплекса от областей питания к зонам разгрузки.

Если разлом непосредственно связан с выходами складчатого фундамента, то вода холодная, пресная, с минерализацией до 1 *г/л*. Если разлом прямой и не имеет связи с выходами фундамента, то минерализация воды может изменяться от 1,5 до 2,5 *г/л*.

Принимая за основу гидродинамические зоны, выделенные Н. И. Плотниковым, и анализируя гидрохимические и гидротермальные особенности аномалий в артезианских бассейнах, в разрезе складчатых сооружений фундамента Центральных Кызылкумов и в областях его глубокого залегания, можно выделить две гидрохимические зоны.

I. Верхняя зона холодных пресных и слабосолоноватых вод гидрокарбонатных кальциевых, сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 0,3 до 3 *г/л*. Расположена выше местного базиса эрозии. Источники нисходящие. В этой зоне выделяются две подзоны:

1. Подзона пресных (0,3—1 *г/л*) гидрокарбонатных кальциевых вод. Развита в районах распространения трещинно-карстовых вод в карбонатных породах.

3. Подзона слабосолоноватых (1—3 *г/л*) сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых вод. Районы распространения трещинных вод в изверженных породах и в осадочном комплексе, включая известняки.

II. Нижняя зона холодных и термальных, пресных и слабосолоноватых сульфатно-гидрокарбонатных и сульфатно-хлоридных вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов кальциево-натриевых и натриево-кальциевых, с минерализацией от 1 до 2 *г/л*; расположена ниже гидрографической сети. Источники восходящие. Базисом стока являются бессточные котловины артезианских бассейнов. В этой зоне также выделяются две подзоны:

1. Подзона холодных пресных (до 1 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод. Нижняя гидродинамическая зона находится в пределах складчатого фундамента, она тесно связана с водами первой зоны при условии их дренирования разломами.

2. Подзона термальных слабосолоноватых (1.5—2,5 *г/л*) сульфатно-хлоридных натриево-кальциевых вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов. Расположена ниже поверхности складчатого фундамента под осадочным покровом, приурочена к областям развития линейной тектонической трещиноватости, охватывающей всю литологически разнообразную толщу палеозоя на значительную глубину.

Подземные воды поступают в эту зону по региональным разрывным нарушениям от горной системы Тянь-Шаня. Проходя длинный путь от Западного Тянь-Шаня до Кызылкумов, эти воды по мере удаления от основных областей питания и соприкосновения с различными породами окисляют соединения серы и обогащаются сульфатными и (в меньшей степени) хлоридными ионами.

В зависимости от условий циркуляции трещинных вод выше были выделены разломы с восходящим и горизонтальным движением и исключительно с горизонтальным движением. В разломы с восходящим и горизонтальным движением поступают воды нижней подзоны, по разломам только с горизонтальным движением циркулируют пресные трещинно-карстовые воды верхней подзоны.

Таким образом, основная масса воды поступает в средний гидрогеологический этаж путем прямой инфильтрации атмосферных осадков на участках выхода на поверхность водопроницаемых пород, перелива трещинно-карстовых вод палеозоя по тектоническим контактам и зонам трансгрессивного залегания, а также за счет фильтрационных потерь на участках пересечения выходов мезозойских пород поверхностными водотоками. Дополнительное питание артезианских вод происходит по зонам разрывных дислокаций, которые прослеживаются от западного Тянь-Шаня в широтном направлении.

Региональным базисом подземного и поверхностного стока Туранской плиты является Аральское море и Сарыкамышская впадина (рис. 17).

В пределах Туранской плиты выделяются следующие основные гидрогеологические структуры:

Гидрогеологические складчатые области
Центрально-Кызылкумская
Мангышлакская
Туаркырская
Артезианские бассейны первого порядка равнинной части Средней Азии
Сырдарьинский
Амударьинский
Устюртский
Предгорные артезианские бассейны
Приташкентский

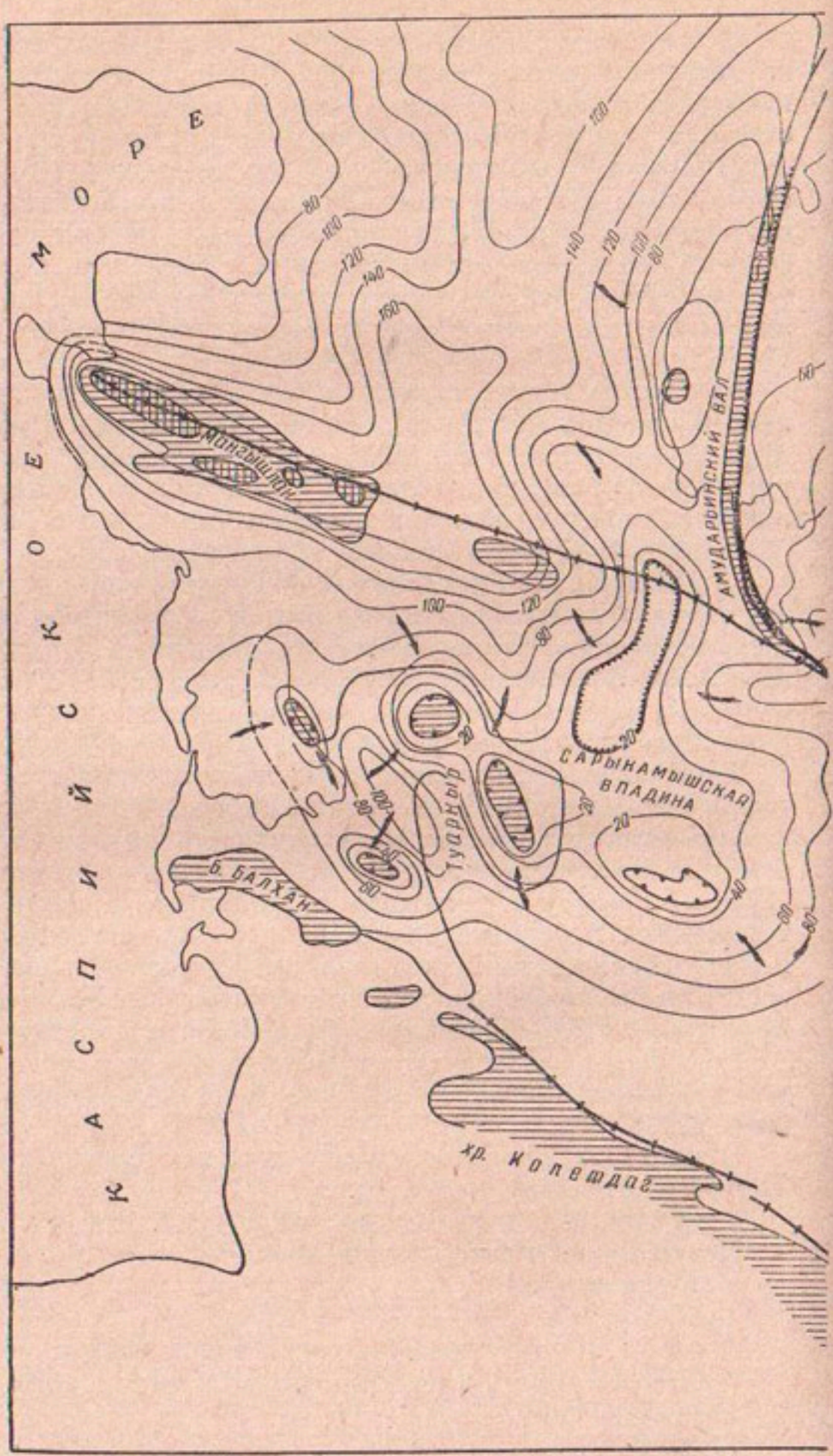
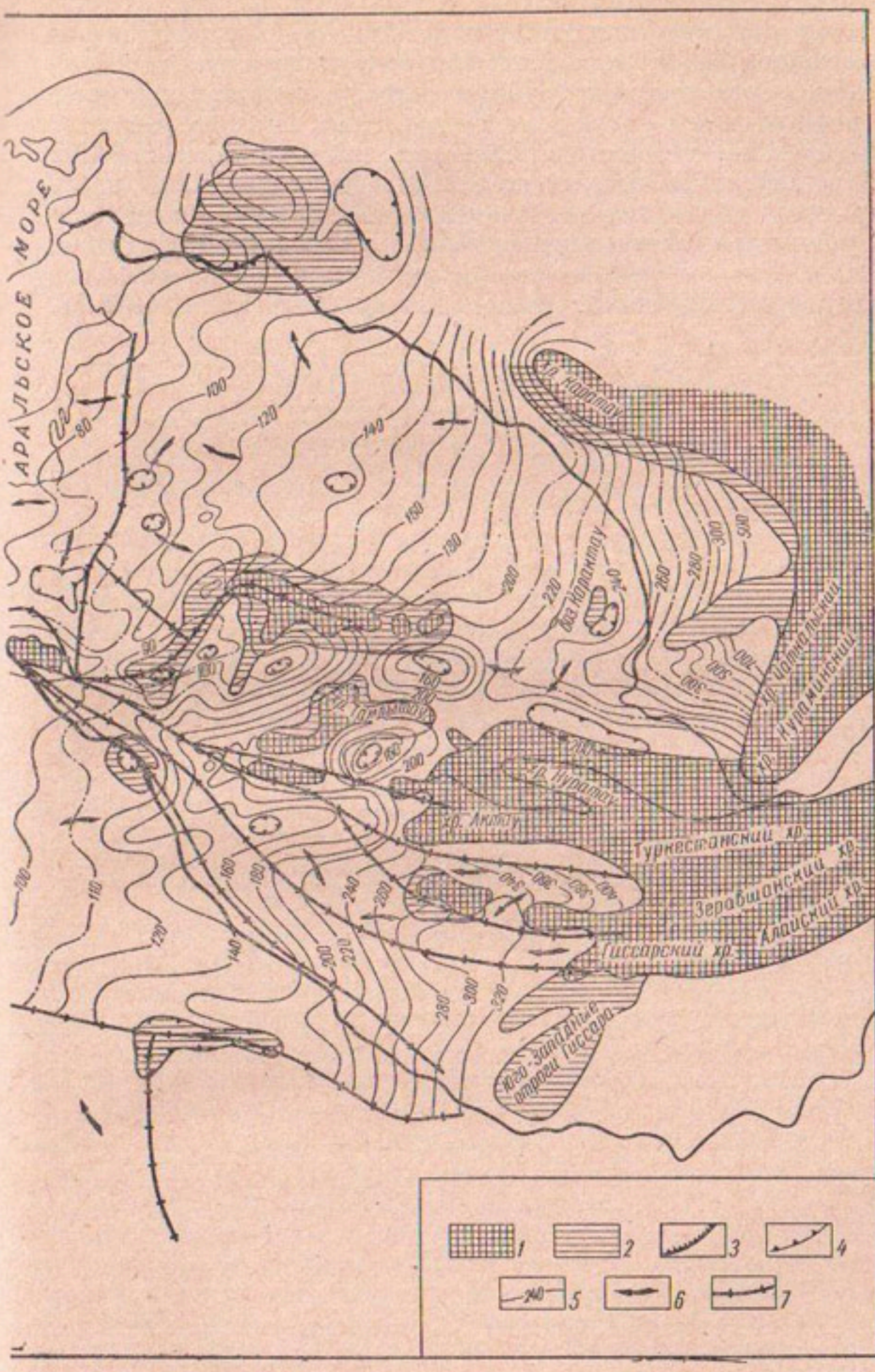


Рис. 17. Гидродинамическая схема верхнемело

Выходы на поверхность: *1* — складчатого фундамента; *2* — отложений верхнего мела; региональной разгрузки подземных вод; *5* — области местной разгрузки подземных



вого водоносного комплекса Средней Азии

3 — контур распространения регионального водоупора палеогенового возраста; *4* — области вод; *6* — гидроизопьезы; *7* — направление движения подземного стока; *8* — разломы

Высокие абсолютные отметки областей питания, способствующие созданию гидродинамических напоров, а также резкое погружение мезозойско-кайнозойских отложений под водоупорные глины в пределах равнин, обусловливают формирование артезианских вод, обладающих значительными напорными градиентами. Если современные гидрогеологические условия в областях питания артезианских бассейнов установились вследствие тектонических движений плиоцен-четвертичной эпохи, то на остальной территории инфильтрационный этап проявился сугубо индивидуально в каждом артезианском бассейне. Рассмотрим особенности формирования подземных вод гидрогеологических складчатых областей и артезианских бассейнов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ С СИСТЕМОЙ МАЛЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

В Центральных Кызылкумах бассейны артезианских вод расположены среди Букантауской, Тамдытауской и Кульджуктауской групп низкогорий. Выявлены и разведаны Мынбулакский, Губеленский, Базаубайский, Кызылкакский, Узункакский, Ташкуринский, Карагатинский и другие бассейны; наиболее детально изучены Мынбулакский и Карагатинский. Гидрогеологическая складчатая область Центральных Кызылкумов по своему тектоническому строению и условиям формирования подземных вод резко отличается от артезианских бассейнов равнинной части Средней Азии, поэтому ниже приводится подробное описание ее геологического строения.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАССЕЙНОВ

Рассматриваемые бассейны с обрамляющими их низкогорьями являются структурами свода крупной плакантиклинали, образованной геологическими формациями палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Плакантиклиналь имеет генетическую связь с палеозойскими складчатыми структурами Тянь-Шаня и продолжает его горные сооружения Актау и Нуратау. Крылья плакантиклинали являются бортами огромных тектонических прогибов палеозойского основания — Амударьинского на юге территории и Сырдарьинского — на севере; глубина их залегания относительно поверхности Земли составляет 2500—5000 *м*.

Плакантиклиналь имеет чрезвычайно сложное строение, она создавалась неоднократными процессами орогенеза, проявлявшимися в каледонское, герцинское и альпийское время. Каледонские и герцинские тектонические движения происходили в геосинклинальных условиях, альпийские — в условиях сформировавшейся эпигерцинской платформы.

Первоначально плакантиклиналь состояла из ряда плавных антиклинальных и синклинальных складок, зарождавшихся в осадочных

толщах палеозоя. Об их образовании в каледонский цикл орогенеза свидетельствует несогласное залегание пород ордовика и силура. Герцинские и особенно послесреднекарбоновые орогенические процессы достигали огромной силы. Для них характерны дизъюнктивные дислокации, сопровождавшиеся внедрением в осадочные толщи палеозоя мощных магматических масс. При этом произошел резкий подъем антиклинальных складок и расчленение их разломами. Герцинские складчатые структуры несомненно испытывали тектонические пульсации и до альпийского орогенеза, но основное их строение при этом существенно не нарушалось. Лишь в альпийский цикл орогенеза герцинские складчатые структуры образовали крупную плакантиклиналь с многообразными глыбовыми поднятиями и погружениями палеозойских пород; последние наиболее резко выражены по обновленным разломам.

Альпийские орогенические движения нарушили залегание отложений мезозоя, кайнозоя и вызвали образование мульдообразных складок с падением слоев 30—40 и даже 70°. Положительные структуры расчленены разломами с различными амплитудами смещения. В северной части Мынбулакского артезианского бассейна на контакте с выходами складчатого фундамента в горах Букантау амплитуда смещения достигает 800 *м*. Разломы, как правило, скрыты четвертичными отложениями, по некоторым из них сформировалась гидрографическая сеть.

Тектонические движения неоднократно проявлялись и в четвертичное время, что сказалось прежде всего в изменении базисов эрозии. Несомненно, что в это время продолжался рост складчатых структур. Тектонические движения в этом районе ощущаются и в наши дни; их проявления фиксируются сейсмическими станциями.

В современном рельефе глыбовые поднятия плакантиклинали представлены низкогорьями, опущенными на различную глубину и заполненными отложениями мезозоя и кайнозоя до образования преимущественно плоских равнин.

Низкогорья расположены разобщенными грядами и группами гряд — Кульджуктауской, Тамдытауской, Букантауской. Их средняя абсолютная высота обычно составляет 500 *м* и лишь в отдельных грядах она превышает 760—890 *м*. Низкогорья возвышаются над равнинами на 400—600 *м*. Рельеф низкогорий от скалистого до платообразного, слабо всхолмленного; для рельефа той части низкогорий, где породы палеозоя перекрыты осадками мезозоя и кайнозоя, характерны увалы с абсолютными отметками до 300—400 *м*. По направлению к межгорным пространствам увалы сменяются предгорными равнинами с различными уклонами, закономерно выполаживающимися. Увалы почти повсеместно перекрыты эоловыми песками различных форм — грядовыми, бугристыми, барханными.

Водоразделы по отдельным грядам низкогорий имеют протяженность 8—12 *км*, местами их поверхность покрыта маломощными супесчано-суглинистыми осадками. Склоны низкогорий, их увалы

и предгорные равнины расчленены суходолами; расстояния между ними различны — от 1 до 5—7 *км*. Вблизи водоразделов суходолы заглублены на 5—20 *м* и более резко, имеют ширину по днищам 0,1—1,5 *км*; с удалением от водоразделов суходолы постепенно становятся менее глубокими и заканчиваются в бессточных впадинах, широко распространенных в центральных частях межгорных пространств. Особо следует отметить наличие впадин в разрушенных ядрах низкогорий, открытых для стока селевых вод.

Склоны низкогорий асимметричны; на крутых склонах имеются хорошо представленные обнажения коренных пород, пологие склоны покрыты эоловыми песками. У основания крутых склонов таких низкогорий, как Букантау, Кульджуктау и другие, выходят родники с солоноватой и пресной водой.

Равнины, встречающиеся среди низкогорий, имеют абсолютные отметки от 100 до 200 *м*. Их поверхность нарушена своеобразными бессточными впадинами, заглубленными до 20—100 *м* относительно их бортов; абсолютные отметки днищ долин изменяются от +40 до —18 *м*. Эти впадины расположены преимущественно у внешних окраин, предгорных равнин и занимают площади от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров. Поверхность днищ неровная, наиболее пониженные участки покрыты солончаками и такырами. К наиболее глубоким и обширным впадинам относятся Мынбулакская, Карагатинская, Тубелекская и др.

Геологические формации, образующие плакантиклиналь Центральных Кызылкумов, разновозрастны — от палеозойских до четвертичных включительно. Они состоят из различных по литологическому составу осадочных пород морских, лагунных и континентальных фаций. Палеозойские образования содержат значительные внедрения магматических пород.

Палеозойские отложения образуют брахиантиклинальные структуры Кульджуктауской, Тамдытауской и Букантауской групп низкогорий. Для них установлен ордовик-силурийский, девонский и каменноугольный возраст. Для части отложений палеозоя аналогичного стратиграфического расчленения еще нет, несомненно лишь, что их накопление происходило в среднепалеозойское время.

Отложения ордовик-силура выявлены в Букантау, они представлены гравелитами, песчаниками, аргиллитами и сланцами. Видимая мощность толщи не превышает 40 *м*. Отложения силура установлены почти во всех низкогорьях Центральных Кызылкумов. Наиболее характерные их обнажения прослежены в Кульджуктау, Тамдытау, Букантау. В Тамдытау они представлены двумя толщами: нижней, сложенной кварцитами, темными мраморами и известняками общей мощностью 500—700 *м*, и верхней, состоящей из песчаников и сланцев с подчиненными известняками, конгломератами и эффузивами общей мощностью более 1500 *м*. Отложения силура, характерные для нижней толщи, слагают главным образом, центральную часть низкогорий, отложения верхней толщи залегают лишь на северной окраине Тамдытау.

Породы, которые могут относиться к нижней толще верхнего силура, распространены в юго-восточной и центральных частях Кульджуктау, здесь их мощность превышает 500 *м*.

Нижняя и верхняя толщи силура выявлены и в Букантау. Нижняя состоит из переслаивающихся гравелитов, песчаников, алевролитов, кремнистых пород, сланцев и имеет общую мощность 700—750 *м*. В виде узкой полосы широтного направления она прослеживается по западной окраине этого низкогорья. Здесь в ее основании залегают базальные конгломераты и содержится фауна, по которой установлен ландоверский ярус, мощность толщи определена в 300 *м*. Верхняя толща силура прослеживается по северной окраине Букантау, мощность ее составляет около 200 *м*; содержащаяся в ней фауна позволяет определить ее стратиграфическое положение нижневенлокским надъярусом.

Отложения девона установлены в Букантау, Тамдытау, Кульджуктау, Аристантау и на других низкогорьях, где они представлены главным образом накоплениями известняков. На различных участках их мощность колеблется в пределах от 500 до 2000 *м*.

Для девонских отложений характерна смена известняков доломитизированными известняками, доломитами и известковистыми доломитами. Известняки и доломиты, как правило, плотные и слоистые. На водоразделах палеозойских гряд Букантауской группы низкогорий среди известняково-доломитовой толщи прослежены линзовидные прослои бурых песчаников и красновато-серых аргиллитов.

Отложения карбона слагают центральные части палеозойских гряд Кульджуктау и Букантау. Для нижнего карбона характерны главным образом мощные толщи известняков, доломитов, кремнистых пород с аргиллитами и песчаниками. Резкие изменения литологического состава наблюдаются в отложениях среднего карбона, которые почти во всех грядах представлены терригенными осадками — конгломератами, гравелитами, песчаниками, местами алевролитами и аргиллитами лишь с редкими прослоями известняков. Мощность терригенных накоплений среднего карбона составляет до 2000 *м*, в их основании, как правило, залегает 200—300-метровая толща базальных конгломератов. Отложения карбона заканчиваются довольно однообразными по литологическому составу осадками: слоистыми и окремненными песчаниками, алевролитами, сланцами, относимыми к среднему карбону. Мощность этих осадков достигает нескольких сотен метров.

Каменноугольный возраст установлен и для эффузивных пород, получивших наиболее широкое распространение в северо-западной и центральной частях низкогорий Букантау. Здесь они переслаиваются с песчаниками, известняками и сланцами, общая мощность всей толщи с эффузивами составляет до 3000 *м*.

К среднепалеозойским нерасчлененным породам отнесена толща переслаивающихся песчаников и конгломератов мощностью в 2000—3000 *м*, распространенная буквально

во всех низкогорных массивах. В основании ее залегает базальный конгломерат.

Интрузивные породы по своей массе имеют весьма существенное значение в строении низкогорий. Они представлены разностями основного, ультраосновного и кислого рядов. Первые, наиболее древние, состоят из перидотитов и метаморфизованных габбро-пироксенитов; довольно мощными интрузивами они представлены в Букантау, Тамдытау и на других низкогорьях. Кислые интрузии гранодиоритового состава более молодые, их внедрения установлены почти во всех палеозойских массивах.

Наиболее молодыми являются жильные образования, состоящие из порфиритов, диабазовых порфиритов, кварцевых порфиритов и кварцитов. Жилы пересекают как осадочные, так и магматические породы.

Мезозойские отложения залегают на палеозойских с резким угловым и стратиграфическим несогласием. Они представлены только меловыми осадками, при этом нижнемеловые имеют локальное распространение, а верхнемеловые — региональное. Наиболее полный разрез меловых пород с наибольшей мощностью (до 800 *м*) установлен в части территории Центральных Кызылкумов, расположенной к югу от Букантау; преобладающая мощность здесь составляет от 400 до 600 *м*. Меловые отложения заполняют тектонические прогибы палеозойского основания, на дневной поверхности они прослеживаются в расчлененных предгорных равнинах и в глубоко эродированных брахиструктурах. По палеонтологическим данным накопления нижнего отдела мела отнесены к альбскому ярусу, а верхнего отдела мела — к сеноманскому, туронскому ярусам и сенонскому надъярусу.

Альбский ярус выходит на дневную поверхность у подножий палеозойских гряд Букантау и Ауминзатау. Он состоит из глин различных серых оттенков с прослоями алевролитов, реже песчаников. Во всех зарегистрированных разрезах этих осадков встречены многочисленные обуглившиеся остатки древесины местами с пропластками угля. По данным М. Эгамбердыева (1963), видимая мощность осадков альбского яруса изменяется от 20 до 38 *м*.

Отложения сеноманского яруса залегают на размытой поверхности альбских осадков и на большей части территории Кызылкумов непосредственно на палеозойском фундаменте. В отличие от альбского яруса, это лагунно-континентальные отложения с преобладанием континентальных, имеющие пеструю, часто буро-красную окраску. Выходы на поверхность отложений сеноманского яруса относительно ограничены. На территории Букантауской группы низкогорий они прослеживаются: у западных окраин Итимирской и Атантайской котловин, где участвуют в строении ныне глубоко эродированных антиклинальных структур; у подножия Букантау, где по суходолам, расчленяющим эти подножия и их предгорные равнины, отмечаются контакты с отложениями палеозоя;

в Тубелекском поднятии; наиболее полно они представлены по северному склону Джаракудукской возвышенности. По характеру осадков отложения сеномана можно расчленить на три пачки.

Для нижней пачки характерно чередование косослоистых песчаников, алевролитов и глин, среди которых встречаются линзы и прослои мелкогалечных конгломератов, состоящих из кварцевой и кремневой галек. Отложения этой пачки имеют яркую окраску в основном фиолетовых, серовато-желтых и светло-серых тонов. В алевролитах наблюдаются следы ряби с отчетливо выраженной ориентировкой направления древнего водного стока на юго-запад. В толще песчаников обнаружены стволы окаменелых деревьев, ориентированных в том же направлении. Все это указывает на то, что формирование данной толщи происходило в условиях приморской дельты. Очень характерно, что местами, в частности к северо-востоку от Джаракудукской возвышенности и вблизи палеозойского массива Тубабергеи, мощность нижней пачки отложений сеномана не превышает 25 *м*. В основании пачки повсеместно залегают мелкогалечные кварцево-кремнистые конгломераты мощностью до 1 *м*. Выше по разрезу они сменяются маломощными (до 0,5 *м*) глинистыми конгломератами, чередующимися с алевролитами, песчаниками и глинами.

Средняя пачка сеномана представлена зелеными глинами с редкими прослоями алевролитов и встречается почти во всех разрезах. Мощность ее на различных участках непостоянна, она изменяется от 8 до 31 *м* и только в северо-западной части Букантауской группы низкогорий увеличивается до 50—65 *м*. Верхняя пачка сеномана состоит из пестроцветных, в основном красно-розовых и светло-серых переслаивающихся песчаников, песков, алевролитов и глин с прослоями конгломератов. Мощность отложений этой пачки колеблется от 40 до 60 *м*.

В направлении с юга на север мощность отложений сеноманского яруса заметно уменьшается. К тому же в северо-восточной части Букантауской группы низкогорий отложения нижней и средней пачек сеномана отсутствуют. Здесь непосредственно на палеозойских отложениях залегает верхняя пачка его осадков, в основании имеющая конгломераты. В отдельных разрезах увеличение мощности одной из пачек связано с уменьшением мощности другой. Фациальная смена осадков сеномана наблюдается от поднятых, т. е. от низкогорных структур палеозоя, к погруженным. В этом направлении происходит замещение конгломератов песчаниками, причем их пестрая окраска сохраняется лишь в верхней части разреза. В этом направлении увеличивается и общая мощность отложений сеномана от 80 до 250 *м*.

Отложения туронского яруса залегают на размытой поверхности пестроцветов сеномана, а местами непосредственно на породах палеозоя. Его осадки (как морских, так и континентальных фаций) разграничиваются на нижнюю и верхнюю свиты. Нижняя представлена зеленовато-серыми и серовато-зелеными слои-

стыми алевролитами и глинами с редкими прослоями песчаников; ее мощность от 30 до 130 *м*. Верхняя свита состоит из зеленовато-серых, голубовато-зеленых и желтовато-серых песчаников, алевролитов, в меньшей мере глин. В непосредственной близости от палеозойских структур в приповерхностной части верхней свиты прослеживаются буро-красные алевролиты и слоистые глины, преобладают последние. В основании отложений туронского яруса залегает базальный конгломерат, состоящей из мелкой и средней кварцевой, кремнистой и сланцевой гальки. Общая мощность отложений туронского яруса закономерно увеличивается в направлении от низкогорий от 80 до 260 *м*.

Для отложений туронского яруса наиболее типичной и выдержанной является алевролито-глинистая, т. е. нижняя свита. Литологический состав ее осадков остается относительно постоянным, лишь по мере удаления от сводов брахиантиклинальных структур отмечаются незначительные его измерения, выраженные в уменьшении количества песчано-алевролитовых разностей и в увеличении мощности глин.

Верхняя свита туронских отложений, как уже отмечалось, представлена преимущественно мелкозернистыми серыми и сероватожелтыми кварцевыми песчаниками с редкими прослоями глин и алевролитов. В кровле прослеживаются немые пестроцветные глины с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Общая мощность верхней свиты не превышает 70 *м*. Эта свита имеет большой практический интерес, так как является основным горизонтом пресных и наиболее обильных подземных вод.

Отложения сенонского надъяруса вблизи палеозойских структур трансгрессивно залегают на осадках турона, а местами непосредственно на образованиях палеозоя. В межгорных пространствах разграничить осадки сенона и турона сложно, поэтому многие геологи эту часть разреза верхнего мела датируют туронсеноном.

Сенонский надъярус представлен исключительно морской, прибрежной фацией, состоящей из серовато-голубоватых, желтовато-серых и серовато-зеленых мелкозернистых кварцевых рыхлых песчаников и глин с частыми прослоями известняков и ракушечников. Песчаники преобладают. Ракушечники среди песчаников встречаются в виде линзообразных прослоев и пластов, приуроченных, как правило, к сводам брахиантиклинальных структур. По мере приближения к погруженным структурам палеозоя и непосредственно в последних количество прослоев ракушечников и их мощность уменьшается до полного выклинивания. В предгорных районах, где отложения сенона выходят непосредственно на дневную поверхность, встречаются небольшие прослои бурых и кирпично-красных алевролитов и песчаников. Отложения сенона обнажаются из-под покрова эоловых песков и прослеживаются узкой полосой по периферии некоторых предгорных равнин. Общая их мощность изменяется от 60 до 180 *м*.

Кайнозойские отложения представлены морскими осадконакоплениями палеогена, а также континентальными образованиями неогенового и четвертичного возраста.

Палеогеновые отложения представлены морскими осадками палеоцена, нижнего эоцена, среднего эоцена, верхнего эоцена, лагунно-континентальными нижнего олигоцена (сумсарский ярус) и континентальными олигоцен-миоцена (массагетский ярус). Характерна выдержанность их литологического состава при относительно незначительных изменениях мощности.

Отложения палеоцена формировались на размытой поверхности верхнемеловых отложений. Они имеют локальное распространение и состоят главным образом из зеленовато-серых пластичных глин с прослоями песчанистых известняков. В верхней части разреза глины мергелисты, в них встречаются тонкие (5—10-сантиметровые) линзы мелкозернистых песчаников, скопления пирита и отпечатки чешуй рыб. В основании глин повсеместно залегают песчаники или буроватые гравелиты мощностью до 0,3 *м*, местами фосфоритоносные. Общая мощность палеоценовых осадков не превышает 15 *м*.

Отложения нижнего эоцена прослеживаются на участках распространения отложений палеоцена. Переход от палеоценовых к нижнеэоценовым осадконакоплениям постепенный, и разграничить их по литологическому составу довольно трудно. Так же, как и палеоценовые, они состоят из зеленовато-серых плотных, преимущественно комковатых глин с тонкими (порядка 1 *см*) прослоями желтоватых мергелей. Мощность отложений нижнего эоцена закономерно увеличивается от 4 до 16 *м* в направлении от палеозойских массивов.

Отложения среднего эоцена представлены мергелями и лишь в верхней части разреза — глинами. Они согласно залегают на осадках нижнего эоцена, исключением является район в северо-восточной части Букантау, где они перекрывают эрозионную поверхность верхнего мела. По данным разведочных скважин, мощность среднеэоценовых мергелей увеличивается по мере удаления от низкогорий с 40 до 118 *м*.

Отложения верхнего эоцена имеют относительно широкое распространение, они залегают согласно на отложениях среднего эоцена и лишь местами — непосредственно на верхнемеловых осадках. Их выходы на дневную поверхность прослеживаются на территории Мынбулакской, Карагатинской и других впадин. Осадки верхнего эоцена состоят из серовато-зеленых слоистых глин с редкими прослоями плотных известковистых песчаников и мергелей. Исключение представляют предгорья Букантау, где по данным многих разведочных скважин среди зеленых глин залегает пласт мергеля мощностью 2—6 *м*, обогащенный органическими остатками; в направлении к юго-востоку он постепенно выклинивается.

В основании разреза верхний эоцен представлен только глинами, иногда слабоалевролитовыми. В приповерхностной его части появляются слои алевролитов, песков и слабосцементированных мелкозернистых песчаников, количество и размеры этих слоев к контакту

с осадками нижнего олигоцена увеличивается; так, например, в Карагатинском артезианском бассейне слой песков и слабосцементированных песчаников имеет уже мощность от 10 до 40 *м*. Общая мощность верхнеэоценовых глин в различных районах Центральных Кызылкумов составляет от 180 до 250 *м*. Разумеется, наиболее значительной она будет в центральных частях межгорных погружений пород палеозоя.

Отложения нижнего олигоцена перекрывают толщу зеленых глин верхнеэоценового возраста с резко выраженной литологической границей, но без следов несогласия или размыва. Эти осадки представлены глинами светло-коричневыми и темно-розовыми с фиолетовым оттенком, содержащими прослои алевролитов. По плоскостям наслоения имеются тонкие (до 0,2 *м*) прослои песчаников, а в верхней части глин залегает слой зеленовато-серого мелкозернистого песчаника мощностью от 8 до 36 *м*, в основании которого встречаются окаменелости (морские ежи) и в приповерхностной части большое количество ядер пелеципод. Мощность осадконакоплений нижнего олигоцена определена в 55—65 *м*.

Отложения олигоцен-миоцена (массагетский ярус), в отличие от типично морских осадков палеоцена и эоцена, накапливались в условиях замкнутых бассейнов и лагун. Они состоят из мощных красновато-бурых песчанистых плотных и вязких глин с тонкими (до 10 *см*) прослоями мелкозернистых слабосцементированных песчаников и содержат включения кристаллического гипса. Мощность осадков массагетского яруса 70—100 *м*, его обнажения зафиксированы в двух пунктах — в Мынбулакском и Карагатинском артезианских бассейнах.

О т л о ж е н и я н е о г е н а имеют широкое региональное распространение как на исследуемой территории, так и за ее пределами. С резким угловым несогласием они залегают на размытой поверхности более древних осадков. В их толще разграничены осадки верхнего и нижнего неогена.

Нижний неоген сосредоточен в глубоких тектонических погружениях палеозойского основания на отложениях, фаунистически охарактеризованных как олигоценовые. Его осадки состоят из кирпично-красных глин и алевролитов, продолжительное время они датировались олигоцен-нижненеогеновыми. М. Н. Грамм (1957), изучая остатки пресноводных остракод из этих глин и алевролитов, пришел к заключению, что толщу следует отнести к верхам нижнего и низам верхнего неогена. Мощность ее достигает 140 *м*.

Верхний неоген геологи именуют туранской свитой, она представлена светло-серыми, желтовато-серыми и светло-коричневыми песками, слабосцементированными песчаниками, глинами, конгломератами; преобладают пески и песчаники. Осадки туранской свиты повсеместно перекрывают нижележащие отложения. Мощность свиты составляет от 10 до 120 *м*, увеличивается к центральным частям бассейнов артезианских вод. Характерной особенностью свиты является частая смена ее литологического состава как по простиранию,

так и с глубиной. Глины и конгломераты в ней по форме залегания близки к различно вытянутым и часто прерывающимся линзовидным слоям, сложно сочетающимся среди песков и песчаников. Особо следует отметить гипсоносность осадков. Свита повсеместно перекрыта эоловыми песками.

Четвертичные отложения представлены следующими генетическими типами: аллювиально-пролювиальными, делювиально-пролювиальными, эоловыми, химическими. Наибольшую площадь занимают эоловые накопления, они имеют и наибольшую мощность. Другие генетические типы четвертичных осадков в общем незначительны по мощности и рассредоточены главным образом по предгорным равнинам низкогорий. Особо следует отметить солончаковые накопления во впадинах среди равнин.

Геолого-геоморфологическое строение Центральных Кызылкумов благоприятно для образования и размещения грунтовых и подземных вод, а также для различно напорных межпластовых вод по следующим условиям:

1. Литологические формации палеозоя, слагающие складчатые структуры низкогорий, в главной массе хорошо обнажены, трещиноваты, во многих местах состоят из закарстованных карбонатных пород, раздробленных довольно многочисленными тектоническими разломами, среди которых передки региональные. Такие нарушения сплошности проникают по различным комплексам пород на глубину до 800 *м* и более.

2. Мезозойские отложения почти повсеместно хорошо водопроницаемы, имеют довольно постоянную мощность (до 450 *м*) и залегают главным образом в синклинальных прогибах палеозойского основания, где перекрыты водоупорной глинисто-мергелистой толщей палеогена. Они обнажены лишь на отдельных участках склонов гор и в разрушенных сводах сложенных ими куполообразных структур.

3. Отложения палеогена имеют исключительное значение, как водоупоры, так как они отличаются малой водопроницаемостью.

4. Неогеновые, а тем более четвертичные осадконакопления почти повсеместно рыхлые и на участках относительно большой мощности они благоприятны для образования и накопления грунтовых вод.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В Центральных Кызылкумах в направлении с востока на запад выделены следующие артезианские бассейны: Карагатинский, Ташкуринский, Тубелекский, Узункакский, Мынбулакский, Базаубайский (рис. 18). Размеры бассейнов артезианских вод невелики. Среди них наиболее значительны Мынбулакский и Карагатинский; в первом палеозойское основание находится на глубине 900 *м* от поверхности земли, во втором — на глубине 700 *м*. Артезианские воды залегают в нескольких стратиграфических горизонтах палео-

геновых и меловых отложений. Основная их масса, имеющая и наибольшее практическое значение, содержится в меловых осадках. Подземные воды представлены: грунтовыми трещинными и трещинно-карстовыми — в зоне трещиноватости, закарстованности и тектонической раздробленности палеозойских, местами мезозойских пород, слагающих горноскладчатые структуры; грунтовыми поровыми — в рыхлых неогеновых и четвертичных осадках; артезианскими — в погружениях палеозойского основания, заполненных отложениями мезозоя и кайнозоя. Трещинные и трещинно-карстовые воды, поступают из высокогорий и среднегорий Тянь-Шаня по трещинам, карстовым пустотам и преимущественно по тектоническим разломам. Атмосферные осадки в процессе формирования этих вод имеют второстепенное значение.

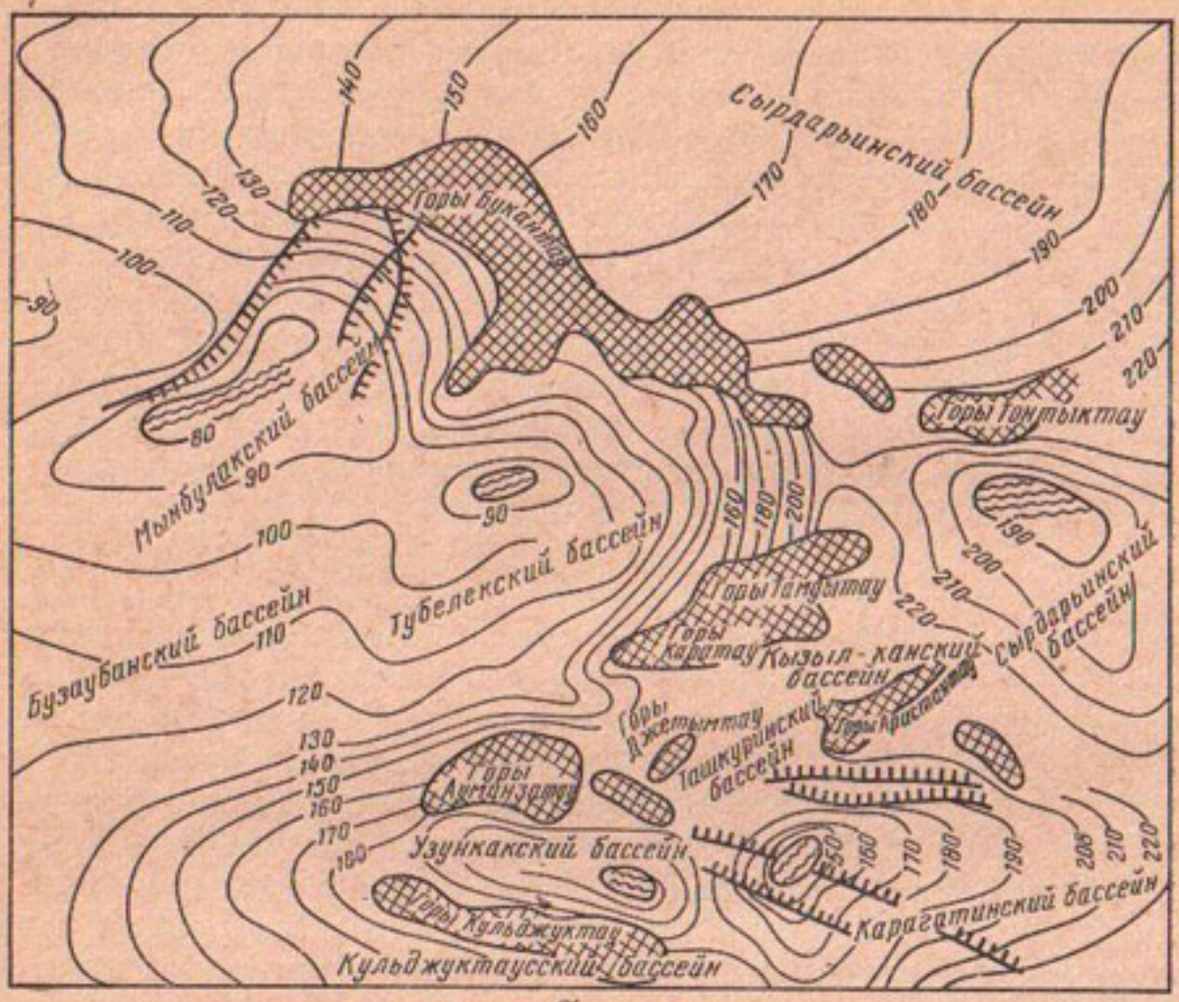
Верхний гидрогеологический этаж

Воды в четвертичных отложениях образуются и размещаются в очень разнотипной среде — в аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных, эоловых или в химических осадках.

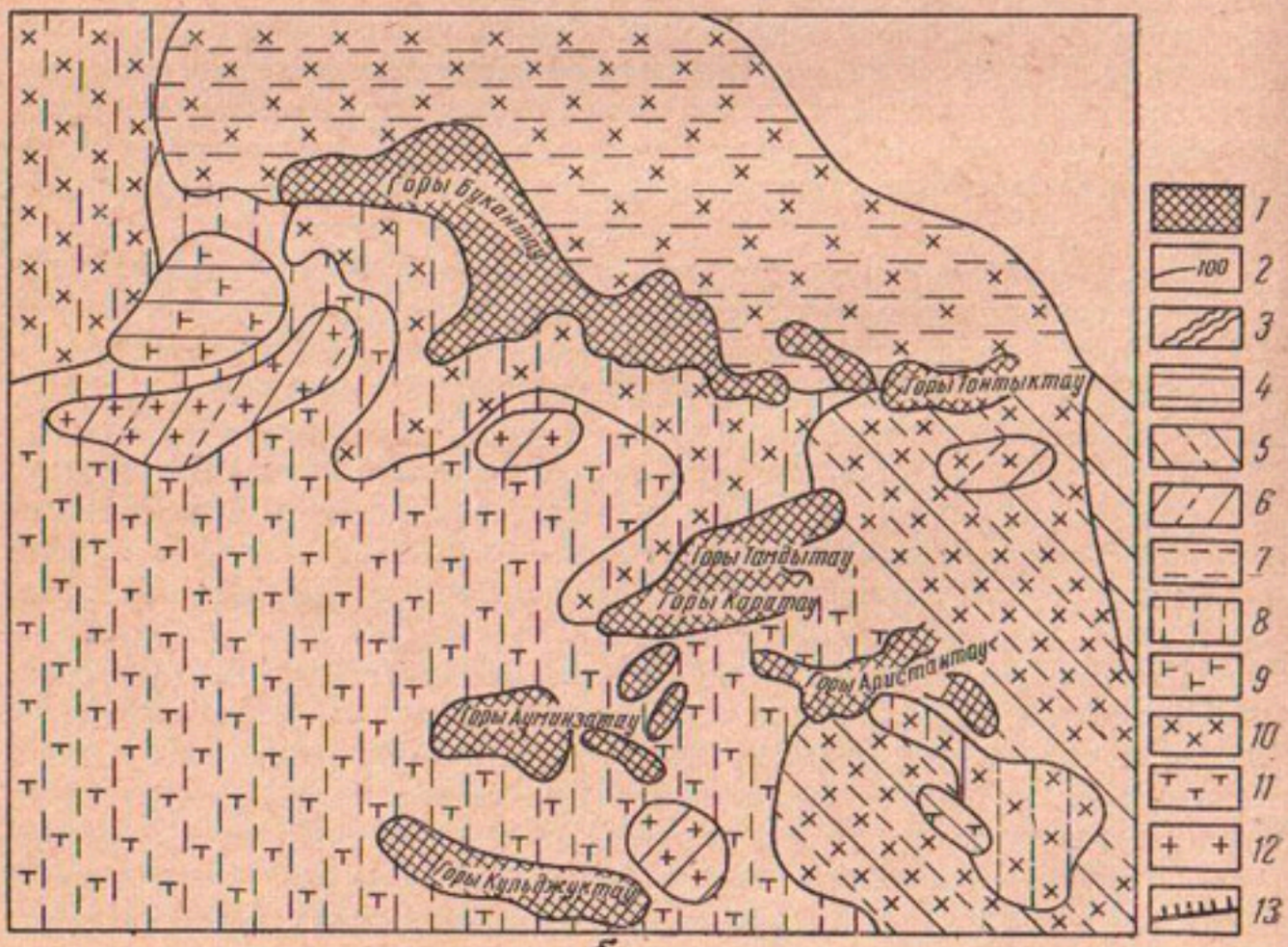
В аллювиально-пролювиальных осадках формируются преимущественно разобщенные, временно действующие и слабообильные потоки грунтовых вод, возникающие за счет выпадающих атмосферных осадков. Лишь на отдельных участках предгорных равнин эти потоки пополняются грунтовыми водами, изливающимися из пород палеозоя в виде родников на протяжении всего года. Значительное время они сохраняются в условиях подруслового аллювия селевых водотоков. Эти потоки грунтовых вод расходуются двумя основными путями: 1) питают грунтовые воды туранской свиты неогена, а местами и межпластовые воды мела и палеогена; 2) стекают в довольно многочисленные солончаковые впадины, где интенсивно испаряются.

Делювиально-пролювиальные отложения почти повсеместно очень маломощны и практически не водоносны. Для эоловых песков характерны линзы пресных вод; к сожалению, они изучены слабо. В солончаковых впадинах встречаются грунтовые воды от слабосолоноватых до горькосоленых и рассолов.

Водоносный комплекс отложений плиоцена (туранская свита). Как уже отмечалось, туранская свита состоит из осадков разнообразного литологического состава — песков, слабосцементированных мелкозернистых песчаников, конгломератов, глин. Среди них водоносны пески и песчаники; относительно водоупорны конгломераты и главным образом глины. Частая и крайне неравномерная перемежаемость этих осадков и характер их залегания (различно вытянутые и разобщенные по простиранию линзовидные слои) определяют сложную гидравлическую взаимосвязь содержащихся в них горизонтов грунтовых вод. Местами грунтовые воды приобретают характер межпластовых вод, и в таких условиях они слабонапорны. Мощность водосодержащих пород изменяется от 3 до 60 *м*.


Сырдарьинский бассейн
Горы Букантау
Горы Тентыктау
Мынбулакский бассейн
Тубелекский бассейн
Горы Гандытау
Горы Каратау
Кызыл-канский бассейн
Сырдарьинский бассейн
Бузаубанский бассейн
Горы Джетымтау
Горы Арыстантау
Ташкуринский бассейн
Горы Аргизантау
Узункакский бассейн
Горы Кульджуктау
Кульджуктауский бассейн
Каратаусский бассейн
90
100
110
120
130
140
150
160
170
180
190
200
210
220

а


Горы Букантау
Горы Тентыктау
Горы Гандытау
Горы Каратау
Горы Арыстантау
Горы Аргизантау
Горы Кульджуктау
1
100
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

б

Источниками питания рассматриваемых грунтовых вод являются атмосферные осадки и только местами воды, поступающие из четвертичных отложений и из межпластовых горизонтов. Естественное расходование грунтовых вод происходит путем их дренажа бессточными впадинами, где они интенсивно испаряются. Глубина залегания водоносного комплекса колеблется от 1—3 до 30—60 *м* и более. Дебит колодцев обычно не превосходит 0,1—1,0 *л/сек*. Несмотря на это, большая мощность водоносной толщи (более 50 *м*) и широкое ее развитие позволяют предполагать наличие здесь значительных статических запасов подземных вод.

Воды здесь различные: пресные, солоноватые и соленые. В основном распространены солоноватые и соленые воды, что объясняется сильной загипсованностью пород и плохими условиями естественного оттока. Общая минерализация изменяется от 1 до 5 *г/л*, реже 39 *г/л*. Наряду с этим встречаются линзы пресных вод, залегающие на водах соленых.

Наличие пресной воды в колодцах, расположенных на такырах среди песчаных гряд, можно объяснить поступлением атмосферной воды в колодец со всей поверхности такыра, что способствует образованию небольших линз пресной воды.

На территории Карагатинского артезианского бассейна водоносный комплекс отложений плиоцена развит на небольшой площади, приуроченной к наиболее пониженной части поверхности бассейна. Воды залегают в слабосцементированных песках. Мощность водоносной толщи значительная — от 37,5 до 60 *м*, однако удельные дебиты скважин не превышают 0,006 *л/сек*. Общая минерализация воды высокая: 4,7—5,9 *г/л*. Воды обычно хлоридно-сульфатные натриевые. Линзы с пресной водой здесь не встречены.

На территории Базаубайского артезианского бассейна подземные воды преимущественно сильно минерализованы — от 3 до 33 *г/л*. Минерализация возрастает в направлении с юго-востока на северо-запад. Наряду с этим в юго-восточной части описываемой территории имеются участки, где получили развитие линзы с пресной водой, имеющей минерализацию от 1 до 3 *г/л*. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые.

В пределах Тубелекского артезианского бассейна в линзах пресных вод распространены преимущественно хлоридно-сульфатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией от 0,5 до 5 *г/л*. Одна из них имеет огромную площадь распространения — более 600 *км*^{2}. Запасы воды (объемные) этой линзы ориентировочно

Рис. 18. Гидрогеологическая характеристика Центральных Кызылкумов: гидродинамическая (*а*) и гидрохимическая (*б*) схемы малых артезианских бассейнов

1 — выходы на поверхность складчатого фундамента палеозойского возраста — области местного питания подземных вод. Гидродинамические показатели: *2* — гидроизопьезы сенон-туронского водоносного комплекса; *3* — области местной разгрузки подземных вод. Гидрохимические показатели, химический состав верхнемеловых вод: *4* — сульфатно-гидрокарбонатные; *5* — сульфатно-хлоридные; *6* — преимущественно хлоридные; *7* — смешанные сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные; *8* — хлоридно-сульфатные. Минерализация (*г/л*): *9* — от 0,5 до 2,0; *10* — от 2 до 3; *11* — от 3 до 5; *12* — от 5 до 10; *13* — разломы

составляют $454 \cdot 10^6$ $м^3$, количество воды, которая может быть извлечена, достигает $227 \cdot 10^7$ $м^3$. За один прием из этой линзы можно отбирать 84 000 $м^3$ воды, т. е. не более 0,00018% от ее объемных запасов. Интересно отметить, что мощность слоя пресной воды в колодцах обычно не превышает 1—1,5 *м*.

Грунтовые воды туранской свиты используются для водоснабжения населенных пунктов и пастбищ отгонного животноводства, путем эксплуатации многочисленных колодцев. Учитывая опыт эксплуатации этого водоносного горизонта, расход воды в колодце не должен превышать 0,1 *л/сек*, при заглублении колодца в водосодержащие отложения на 1,0—1,5 *м*.

Водоносный комплекс отложений олигоцена распространен главным образом в Мынбулакском, Базаубайском, Тубелекском и Карататинском бассейнах, в основном он представлен песками и песчаниками. Эти породы разделены глинами на отдельные изолированные водоносные слои, между которыми нередко затруднена гидравлическая связь. Мощность олигоценового водоносного комплекса непостоянна, изменяется от 10—15 до 50 *м*. Глубина залегания этого горизонта в отдельных артезианских бассейнах различна и меняется от 60 до 200 *м* (в местах наибольшего погружения пород). По периферии бассейнов глубина залегания не превышает 20 *м*.

Рассматриваемый водоносный комплекс формируется в какой-то мере за счет селевых вод, проходящих по суходолам в осенне-зимнее и весеннее время; разумеется, такое питание не может быть обильным. Возможность поступления вод из пород палеозоя, по-видимому, исключается. Разгрузка олигоценового водоносного комплекса возможна во впадинах. Мощные водоупоры, залегающие в основании и кровле водоносного горизонта, сообщают водам олигоцена напорность. Наибольшая величина пьезометрического напора составляет 250 *м* (Мынбулакский бассейн). Минерализация подземных вод изменяется от 10 до 35 *г/л*. По химическому составу воды хлоридно-сульфатные патриевые. Менее минерализованные сульфатно-хлоридные патриевые воды с плотным остатком от 1—3 до 3—5 *г/л* сосредоточены у краевых частей артезианских бассейнов. Ближе к центральным частям бассейнов, а также в очагах разгрузки их минерализация увеличивается. Значительная концентрация солей объясняется слабым подпитыванием и недостаточной дренированностью водоносного горизонта. Дебиты скважин не превышают 2,8—3,2 *л/сек* при понижении уровня на 10—15 *м*, расходы воды в колодцах обычно составляют 0,1—0,5 *л/сек*. По количественным и качественным показателям подземная вода олигоценового водоносного горизонта не может найти широкого применения.

Средний гидрогеологический этаж

В Центральных Кызылкумах, как уже отмечалось, бассейны артезианских вод формируются в синклинальных складках палеозойских геологических формаций, заполненных отложениями мезозоя и кайнозоя.

Водоносный комплекс отложений верхнего эоцена вскрыт только на территории Карагатинского артезианского бассейна большим количеством колодцев и скважин. Он представлен мелкозернистыми кварцево-слюдистыми песками или слабосцементированными песчаниками, залегающими среди толщи эоценовых глин. Мощность водоносного горизонта колеблется в пределах от 10 до 40 *м*, залегает он на глубине от 74 до 273 *м* и обладает большим напором — до 220 *м*. Некоторые скважины дают самоизливающиеся во́ды с расходом от 10—15 до 50 *л/сек*. По зонам тектонических разломов и по трещинам в кровле палеогеновых глин выклиниваются подземные воды нижележащих водоносных толщ, образуя серию источников гидравлически связанных с водоносным горизонтом верхнеэоценовых отложений. Дебиты таких источников различные — от 0,1 до 1—3 *л/сек*.

Сенон-туронский водоносный комплекс представлен песчаниками, песками, в меньшей мере алевролитами со сравнительно редкими, быстро выклинивающимися слоями глин. Мощность водовмещающих пород меняется от 40—140 *м*. Кровля водоносного комплекса (относительно поверхности земли) находится на глубине от 100 до 200 *м* — в периферических частях бассейнов, и на глубине от 300—350 *м* и даже до 700 *м* — в его центральных частях. Наибольшая глубина погружения установлена в Мынбулакском и Узункакском бассейнах. Водоупорная кровля состоит из глин и мергелей мощностью до 350 *м*.

Величина напоров подземных вод сенон-турона изменяется от 100 до 800 *м*. Глубина залегания пьезометрического уровня колеблется от —40 до +70 *м* (Мынбулакский и Карагатинский бассейны). В пределах бессточных впадин (Мынбулакской, Карагатинской и др.), как правило, вскрываются высоконапорные воды.

По дну ряда одноименных впадин высоконапорные воды туронсенонского водоносного горизонта образуют восходящие источники, которые подпитывают грунтовые воды, приуроченные к песчано-глинистым отложениям, покрывающим пониженные участки дна впадин. Близкое залегание грунтовых вод к поверхности в условиях пустынного климата и при отсутствии стока приводит к интенсивному испарению воды и образованию солончаков на поверхности дна впадин. Солончаки могут служить поисковым признаком, показывающим, что на глубине залегают высоконапорные подземные воды. Приведем подробное описание сенон-туронского водоносного комплекса как наиболее перспективного и имеющего широкое распространение в пределах артезианских бассейнов Центральных Кызылкумов. Подземные воды здесь залегают обособленными бассейнами в сложных синклинальных структурах палеозойского основания, заполненных отложениями мела и палеогена.

В Мынбулакском артезианском бассейне общая мощность водовмещающих пород непостоянна и колеблется от 50 до 180 *м*. Водосодержащие пески и песчаники составляют около 70% пород в разрезе. Среди них имеются сравнительно незначительные быстро

выклинивающиеся слои глин и алевролитов. Глины составляют 15—20% от общей массы осадков. В кровле сенон-туронского водоносного горизонта залегает мощная (до 350 *м*) толща зеленых глин и мергелей палеогенового возраста, в его подошве залегают зеленовато-серые глины с прослоями алевролитов нижнетуронского яруса; мощность этих глин до 60—80 *м*.

Сенон-туронский водоносный комплекс разведан главным образом в центральной части бассейна, где он вскрыт многочисленными скважинами на глубине от 39 до 293 *м*. Напорность вод закономерно увеличивается по мере приближения к центральной части бассейна. Высота пьезометрического напора над поверхностью земли колеблется в пределах от 11 до 47 *м*. Наибольшая производительность самоизливающихся скважин составляет 102 *л/сек*; средняя производительность их 15 *л/сек*; удельная изменяется от 0,4 до 5 *л/сек*. Общая минерализация воды сенон-туронского комплекса изменяется от 0,6 до 6,8 *г/л*. По характеру минерализации воды здесь сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридные.

Результаты анализов этих вод, взятых из многочисленных скважин и колодцев, позволяют установить определенные гидрохимические закономерности, заключающиеся в повышении степени минерализации по мере движения от выходов водовмещающих пород на дневную поверхность к областям их погружения под региональный водоупор. Подземные воды с минерализацией 2—3 *г/л* находятся на площадях развития ненапорных и слабонапорных вод, а воды с минерализацией от 1—3 до 5 *г/л* — в зонах напорных вод, занимающих основную площадь распространения водоносного горизонта. В центральной части артезианского бассейна выделяется небольшая площадь, в пределах которой получили распространение соленые воды с плотным остатком от 5 до 8 *г/л* (реже 10 *г/л*). Вместе с изменением степени минерализации подземных вод несколько изменяется и их состав. На общем фоне хлоридно-сульфатных вод отмечается повышенное содержание сульфатов, а иногда и гидрокарбонатов, среди катионов преобладает кальций, иногда магний. Для центральной части бассейна характерен хлоридный натриевый состав (см. рис. 18, *а*).

В Тубелекском артезианском бассейне сенон-туронский водоносный горизонт вскрыт многочисленными колодцами и скважинами, а в районе возвышенности Тубелек он образует восходящие родники. Минерализация воды здесь непостоянна и меняется от 1,3 до 12,1 *г/л*. Воды большей частью хлоридные натриевые.

В Карагатинском (Кепимехском) артезианском бассейне сенон-туронский водоносный комплекс представлен тонко- и среднезернистыми песчаниками и песками, составляющими основу водоносной толщи. Мощность их непостоянна и колеблется в пределах от 45 до 150 *м*; по данным геофизических исследований, в центральной части бассейна она увеличивается до 195 *м*. В толще песчаников и песков имеются быстро выклинивающиеся пласты глин и алевролитов составляющие от 5 до 20% общей мощности отложений.

Выходы отложений сенон-туронского горизонта на поверхность наблюдаются по северным и южным предгорным равнинам, в полосе, прилегающей к подножию склона гор; на западе территории они местами выходят из-под покрова палеогеновых глин и без видимого перерыва продолжаются в соседний Узункакский артезианский бассейн. В центральной части бассейна эти отложения погружаются на глубину от 100 до 430 *м*, благодаря чему создаются благоприятные условия для высокой напорности подземных вод. Величина напоров колеблется от 17,6 до 490 *м*. Глубина залегания пьезометрического уровня изменяется от 0 до 50 *м* и более, а в центральной части бассейна величина напора над поверхностью земли достигает 30 *м*.

В Карагатинском бассейне отмечается своеобразная гидрохимическая зональность подземных вод, заключающаяся в том, что в области питания, прилегающей к горным возвышенностям, развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 2 до 3 *г/л*, а в центральной части бассейна, в зоне высоконапорных вод и в современной области дренирования (Карагатинская впадина), развиты хлоридно-сульфатные и сульфатные натриевые воды (до 2, реже 2,5 *г/л*). Наблюдается как бы смещение соленых вод высоконапорными водами к предгорным равнинам.

В Мынбулакском бассейне вблизи разлома, прослеживающегося у его западной окраины, минерализация воды сенон-туронского комплекса составляет 0,5 *г/л*, по химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Пресные воды прослеживаются по этому разлому до Мынбулакской котловины, где они разгружаются в виде родников через нарушенную водоупорную кровлю.

Таким образом, в сенон-туронском, а также и в нижележащих водоносных комплексах меловых отложений в гидрохимическом характере вод очень большое значение имеет процесс их опреснения трещинными водами пород палеозоя, изливающимися главным образом из разломов. Воды палеозоя либо сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 1 *г/л*, либо сульфатно-хлоридные с минерализацией до 2 *г/л*. Происходящее опреснение выявлено на различной глубине.

Характерной особенностью подземных вод рассматриваемых отложений является их высокая температура, колеблющаяся от 28 до 47°, а возможно и выше (Мынбулакский, Кенимехский артезианские бассейны). Подземные воды рассматриваемых отложений широко используются для питья, орошения опытных участков и водопоя скота.

Сеноман-нижнетуронский водоносный комплекс изучен в Мынбулакском артезианском бассейне. Здесь водоносные сеноман-нижнетуронские отложения залегают между нижнетуронскими глинами и пачкой алевролитов и глин сеноманского возраста. Они представлены песчаниками с тонкими прослоями глин и конгломератов; общая мощность отложений колеблется от 40 до 60 *м*.

Отложения водоносного комплекса вскрыты скважинами на глубине от 31 до 270 *м* и более. Воды сеноман-нижнетуронского горизонта напорные, высота напора достигает 210 *м*. Производительность скважин от 3 до 12 *л/сек*. Минерализация вод изменяется от 1,6 до 3,6 *г/л*; воды сульфатно-хлоридные. К западу и к юго-западу от хр. Букантау подземные воды вскрыты колодцами Аккой, Атантай, Чабаркудук, они имеют минерализации от 0,5 до 5—9 *г/л*. Воды сульфатно-хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция или магния.

Нижний гидрогеологический этаж

В горноскладчатых структурах в зоне трещиноватости, закарстованности и тектонической раздробленности палеозойских (местами мезозойских) пород подземные воды содержатся в сильно метаморфизованных известняках, доломитах, песчаниках, конгломератах, различных по составу сланцах, интрузивных и эффузивных породах. Лишь в условиях частой и глубокой расчлененности эти породы могут быть практически неводоносными вследствие их непрерывного дренирования.

Известняки большей частью мраморовидные и перекристаллизованные в мраморы, они имеют первостепенное значение как резервуары для образования и накопления грунтовых вод. Ими сложены огромные массивы низкогорий всех групп с мощностью толщ от сотен до нескольких тысяч метров; преобладает мощность от 500 до 2000 *м*. Для известняков характерны крупная трещиноватость, закарстованность и раздробленность тектоническими разломами до глубины, по-видимому, не меньше 200 *м* от подножия гор.

В известняках содержатся значительные количества трещинных и трещинно-карстовых вод. В основном они обеспечивают и подземный сток, поступающий главным образом по разломам в другие литологические комплексы пород. Разломы как естественные дрены насыщены этими водами, однако следует учесть, что в известняках грунтовые воды накапливаются в тех их частях, которые располагаются на уровне врезов гидрографической сети и ниже, а выше этих врезов происходит только транзит инфильтрационных вод, создающихся местными атмосферными осадками. Для внешних водопроявлений известняков характерны восходящие и нисходящие родники.

Восходящие родники являются показателем выхода вод известняков на дневную поверхность по разломам, что ярко проявляется во многих массивах. Так, например, вдоль южного обрывистого склона Тубабергенского массива известняков, располагающегося в пределах низкогорных гряд, окаймляющих Мынбулакский артезианский бассейн, из Южно-Букантауского разлома выходит группа восходящих родников с местным названием Кулкудук, для которых показательны устойчивые по сезонам и годам дебиты, в среднем

составляющие от 1,46 до 2,0 *л/сек*. Минерализация воды в этих родниках преимущественно гидрокарбонатная, не превышает 1 *г/л*. Другие родники такого типа более обильны, изливают от 2 до 5 *л/сек*.

Нисходящие родники сосредоточены на контактах известняков с другими породами, их дебиты, как правило, не превышают 0,5—1 *л/сек* и менее устойчивы. Отмечено, что при уменьшении дебита возрастает и минерализация воды от 1 до 4 *г/л*. Более постоянные и более значительные дебиты имеют родники, образовавшиеся в тектонических контактах известняков с другими породами. Для родников такого типа очень показательны выходы в одной из ложбин у гор Ирлиртау. Здесь общий дебит шести родников составляет 4,25 *л/сек*, вода в них минерализована слабо, содержание плотного остатка не превышает 0,52 *г/л*.

Родники из известняков наиболее обильны у массивов Букантау и Тамдытау. Следует особо отметить, что основная масса трещинных и трещинно-карстовых вод, питающих артезианские бассейны Центральных Кызылкумов, поступает из массивов охарактеризованных известняков палеозоя. Воды известняков используются для питья, для водопоя скота и для других народнохозяйственных целей. Близ массивов известняков, как источников наиболее высококачественной воды, используемой прежде всего для питья, расположено большинство населенных пунктов в Центральных Кызылкумах.

Доломиты по гидрогеологическим показателям весьма сходны с известняками. Условия образования, накопления и стока содержащихся в них трещинных, а местами и трещинно-карстовых вод в общем аналогичны. Но в них воды менее обильны и более минерализованы, содержание солей в них не менее 1,5 *г/л*.

Песчаники и конгломераты следует рассматривать как единую толщу. Так же, как известняки и доломиты, они были неоднократно дислоцированы в сложные структуры и раздроблены разломами, но в отличие от известняков и доломитов трещиноватость в них менее крупная. Пока не выявлено, где нарушения сплошности более значительны — в песчаниках или конгломератах. В этих породах содержатся трещинные воды, основное их количество так же, как в известняках и доломитах, сосредоточено ниже вреза местной гидрографической сети; значительная их часть, по-видимому, дренируется разломами и в основном по ним имеет сток. Выше эрозионных врезов обводненность песчаников и конгломератов в общем ограничена, зависит от количества инфильтрующихся атмосферных осадков, а местами в какой-то мере и от более водообильных контактирующих пород.

Водопроявления песчаников и конгломератов почти повсеместно прослеживаются по тальвегам долин, проявляясь нисходящими сравнительно малодебитными родниками, в своем режиме имеющими связь с климатическими факторами. Местное население, нуждаясь в воде для различных целей, каптирует эти родники колодцами. Вода в них сульфатно-хлоридная натриевая с содержанием солей

от 1,5 до 3 *г/л*; лишь местами она относительно пресная, пригодная для питья.

В метаморфических сланцах трещины распространяются на небольшую глубину, что исключает возможность накопления в них грунтовых вод, они содержат трещинные воды в крайне ограниченном количестве. Водоносность сланцев проявляется родниками с дебитами в доли литров в секунду, действующими только в периоды выпадения атмосферных осадков. Некоторые массивы сланцев раздроблены разломами, по которым направлен подземный сток, образованный трещинными и трещинно-карстовыми водами других пород палеозоя. Воды сланцев хлоридные с содержанием солей до 3, реже до 5 *г/л*.

Интрузивные и эффузивные породы обладают лучшей обводненностью, благодаря развитой в них трещиноватости, хотя и мелкой, но частой, распространяющейся на глубину нескольких десятков метров. Трещинные воды в интрузивных и эффузивных породах образуются только атмосферными осадками, они имеют короткий путь стока, редко выходящий за пределы массивов этих пород. Их водоносность проявляется многочисленными родниками с преобладающим дебитом 0,2—0,5 *л/сек*. По сравнению с родниками сланцев они действуют более продолжительное время. Из рассматриваемых пород по тектоническим разломам поступают более крупные, к тому же не нисходящие, а восходящие родники типа Айтыма, находящегося близ гранитного массива Алтынтау.

Вода в родниках минерализована в различной степени и содержит соли от гидрокарбонатных патриевых до сульфатно-хлоридных натриевых, в количестве от 0,4 до 0,7 *г/л*, а местами и до 2,7 *г/л*. Различная степень минерализации вод магматических пород, по-видимому, зависит от характера их слияния с грунтовыми водами, образующимися в покровных рыхлообломочных осадках, распространенных в основном по суходолам. Для более полного использования трещинных вод интрузивных и эффузивных пород местное население каптирует родники колодцами, закладывая их главным образом в тальвегах долин.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В рассматриваемых бассейнах климатические и гидрологические условия слабо влияют на процесс формирования подземных вод. Климат на описываемой территории жаркий и сухой, годовое количество выпадающих атмосферных осадков не превышает 150—200 *мм* даже в годы с наибольшим увлажнением. Атмосферные осадки могут быть более или менее существенным источником питания подземных вод лишь в зимнее время, когда температура воздуха низкая и расход воды на испарение минимальный. Возникающие под воздействием атмосферных осадков селевые водотоки весьма кратковременны; основной их сток направлен в бессточные впадины, где значительная часть воды расходуется на испарение. Селевыми водами формируются

главным образом подрусловые потоки, кроме того, они непродолжительное время могут питать и грунтовые воды на участках разлива, происходящего преимущественно в пределах плоских предгорных равнин. Атмосферные воды образуют грунтовые воды главным образом в неогеновых и четвертичных отложениях, в образовании трещинных и трещинно-карстовых вод палеозойских горноскладчатых структур они имеют второстепенное значение.

Нельзя согласиться с утверждением некоторых гидрогеологов о том, что трещинные и трещинно-карстовые воды палеозойских литологических формаций, слагающих низкогорья Центральных Кызылкумов, формируются только за счет инфильтрации местных атмосферных осадков. Если бы это было так, то все родники, выходящие из пород палеозоя, были только нисходящими, и их режим зависел бы от климатических факторов. Между тем среди родников нередки восходящие, очень обильные, с постоянными дебитами по сезонам и годам, местами превышающими 10 *л/сек.* Роль разломов как коллекторов трещинных вод палеозоя до настоящего времени освещена далеко не достаточно.

Авторы, опираясь на фактический материал, собранный по Мынбулакскому, Кенимехскому и другим малым артезианским бассейнам Центрального Кызылкума, предлагают принципиально новую схему формирования артезианских вод верхнего мела и устанавливают характер их взаимосвязи с разрывными зонами, захватывающими палеозойский складчатый фундамент и осадочный покров мезозойско-кайнозойской толщи.

Геолого-геоморфологические условия территории Центральных Кызылкумов благоприятны для формирования подземных вод. Литологические формации палеозоя, слагающие горноскладчатые структуры, в главной своей массе хорошо обнажены, трещиноваты, во многих местах состоят из закарстованных карбонатных пород, раздробленных довольно многочисленными тектоническими разломами, среди которых нередки крупные региональные. Глубина проникновения таких нарушений сплошности по различным комплексам пород пока определена в 100—800 *м*. Мезозойские отложения почти повсеместно хорошо водопроницаемы, имеют довольно постоянную мощность (до 450 *м*) и залегают главным образом в прогибах палеозойского основания, где перекрыты водоупорной глинисто-мергелистой толщей палеогена. Они обнажены на отдельных участках склонов гор и в разрушенных сводах куполообразных структур.

Водопроницаемость отложений палеогена чрезвычайно мала и проявляется далеко не везде, практически эти отложения имеют значение как водоупоры. Неогеновые и четвертичные отложения, покрывающие равнинные пространства, почти повсеместно рыхлые, на участках относительно большой мощности они благоприятны для образования и накопления грунтовых вод.

Атмосферные воды инфильтруются главным образом в неогеновые и четвертичные отложения, кроме того, они играют определенную

роль в формировании трещинных и трещинно-карстовых вод палеозоя. Наряду с этим гидростатические напоры в пределах выступов складчатого фундамента создаются благодаря наличию разрывных зон гидравлически связанных с областями питания Западного Тянь-Шаня. Если бы это было не так, то все родники, выходящие из пород палеозоя, были только нисходящими, и их режим определялся климатическими условиями. Однако среди родников нередки и очень обильные восходящие, характеризующиеся постоянством дебитов по сезонам и годам, местами превышающих первые десятки литров в секунду. Так, например, в северо-восточной части гор Тамдытау из верхнедевонских известняков выходит родник восходящего типа. Его дебит, достигающий 12 *л/сек*, совершенно не меняется в течение многих лет, это подтверждают местные жители, пользующиеся им более 50 лет. Скважиной, пробуренной в районном центре Тамды близ подножия северо-восточного склона одноименного горного массива, эксплуатируются трещинно-карстовые воды, непрерывно фонтанирующие с 1958 г. по настоящее время. Производительность этой скважины (45 *л/сек*) не снижается уже семь лет.

Напорность, обильность трещинных и трещинно-карстовых вод, устойчивость их гидродинамического, гидрохимического и температурного режима, а также другие более индивидуальные, но чрезвычайно характерные показатели совершенно нельзя объяснить местными естественноисторическими условиями. Основное питание этих вод, не прерывающееся и количественно не изменяющееся, обеспечивается трещинными трещинно-карстовыми водами, притекающими из пород палеозоя не только среднегорий, но и высокогорий Тянь-Шаня. Путями их притока, как уже отмечалось, являются сложные системы трещин, карстовых пустот и главным образом тектонических разломов.

По разрывным зонам к выходам пород палеозоя в Центральных Кызылкумах в основном поступают трещинно-карстовые воды с температурой до 22°, термальные воды со стороны западных отрогов Тянь-Шаня не поступают. Это подтверждается Нуратинской, Тамдыбулакской, Айтымской и Кулкудук-Ирлирской группами родников, температура которых не превышает 19—22°. Постоянство температурного режима родников свидетельствует о существовании устойчивого притока подземных вод по линиям разлома, что подтверждается также их химическим составом (гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 *г/л*). Вследствие наличия разрывных нарушений процессы карстообразования происходят, вероятно, ниже существующей гидрографической сети, до глубины 200—300 *м*. Этим и обусловлены постоянные температуры родников в пределах выходов складчатого фундамента. Если принять геотермический градиент 3,0—3,5° на 100 *м*, полученный нами в Мынбулакском бассейне, а температуру нейтрального слоя считать близкой к 14°, то температура родников 20—22° будет соответствовать глубине циркуляции трещинно-карстовых вод порядка 250—300 *м*.

Появление аномальных температурных зон, выявленных нами в пределах распространения подземных вод мезозойского осадочного покрова, мы объясняем следующими причинами. Трещинно-карстовые воды, циркулирующие по разрывным нарушениям в пределах выходов складчатого фундамента, погружаются вместе с оперяющими разломами под мезозойский чехол на глубину 600—800 *м*. В благоприятных структурных условиях в пределах артезианских бассейнов (при наличии положительных складок 2—3-го порядка) трещинно-карстовые воды складчатого фундамента поднимаются по разломам с больших глубин, где господствует высокая температура, которая значительно превышает нормальные геотермические условия вышележащих водоносных горизонтов мезозоя. В результате этого на участке Аксайского разлома Мынбулакского бассейна скважина в сенон-туронском водоносном комплексе вскрыла воды с температурой 37,5°, а другая скважина на участке Айтымского разлома — воды с температурой 42°.

В тех случаях, когда палеозойский фундамент с оперяющими разломами погружается под мезо-кайнозойские отложения на глубину 200—300 *м*, при наличии местных очагов разгрузки по разломам выклиниваются слабоминерализованные холодные воды (Мынбулакский разлом). Наличие вдоль разломов родников со слабоминерализованной водой и с устойчивым режимом позволило сделать заключение, что по ним непрерывно происходит движение подземных вод.

Высокое абсолютное положение уровней подземных вод в пределах выходов палеозоя в Центральных Кызылкумах также объясняется исключительно высокими напорными градиентами, которые создаются в условиях разломов в высокогорной части Тянь-Шаня. Напорные градиенты разломов передаются по сложной системе взаимосвязанных трещин и карстовых полостей подземными водами, формирующимися в карбонатных породах горных массивов.

Таким образом питание водоносных отложений мезозоя происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, вод селевых потоков, а также трещинных и трещинно-карстовых вод складчатого фундамента, циркулирующих по зонам разрывных дислокаций. Естественная разгрузка меловых водоносных горизонтов осуществляется двумя основными путями:

1. Их воды дренируются разломами и по ним переливаются в смежные бассейны не только Центрально-Кызылкумской группы; установлен перелив вод из Узункакского и Ташкуринского бассейнов в Карагатинский, из Базаубайского в Амударьинский.

2. Воды меловых горизонтов высачиваются на дневную поверхность или изливаются родниками во впадины и в них интенсивно расходуются путем испарения; лишь зимой они образуют озера, летом пересыхающие; в это время на их месте продолжают формироваться солончаки. Для впадин характерны родники — чоколаки, отличающиеся своим положением на песчаных буграх. Чоколаки впервые были описаны С. А. Кушнарем.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Отличительной чертой артезианских бассейнов Центральных Кызылкумов является закономерное изменение минерализации, солевого и газового состава подземных вод как в вертикальном разрезе, так и по площади. Благодаря этому представляется возможность выделить гидрохимические зоны, охватывающие четко ограниченные водонасыщенные толщи. В вертикальном разрезе выделяются:

1. Зона пресных (до 1 *г/л*) и солоноватых (1—3 *г/л*) подземных вод — гидрокарбонатных кальциевых, натриево-кальциевых и сульфатно-хлоридных натриевых, реже смешанного состава. Подземные воды этой зоны приурочены к областям интенсивного водообмена в пределах выходов складчатого фундамента палеозоя и в водоносном комплексе палеоцена (Тубелекский артезианский бассейн).

2. Зона пестрых по степени минерализации и химическому составу подземных вод. Воды этой зоны формируются в условиях аридного климата в толще четвертичных и плиоценовых отложений, отличающихся чрезвычайно непостоянным литологическим составом.

3. Зона сильно соленых хлоридных натриевых и натриево-магниевых вод с минерализацией 10—35 *г/л* и соленых (3—10 *г/л*) сульфатно-хлоридных натриевых. Подземные воды этой зоны приурочены к области замедленного водообмена соответственно в отложениях миоцен-олигоцена и эоцена.

4. Зона солоноватых (1—3 *г/л*) и соленых (до 10 *г/л*) подземных вод преимущественно хлоридно-сульфатного натриевого и в меньшей степени сульфатно-хлоридного натриевого состава с отдельными аномальными участками, где развиты пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией до 1 *г/л* и солоноватые (1—3 *г/л*) сульфатно-хлоридные натриевые. Подземные воды этой гидрохимической зоны формируются в условиях относительно затрудненного водообмена в отложениях верхнего и нижнего мела.

В водоносной толще верхнего мела от областей питания выделяются четыре зоны, последовательно сменяющиеся по площади (см. рис. 18, *б*).

а) пресных и солоноватых сульфатно-хлоридных вод с минерализацией от 0,5 до 3 *г/л*; в Центральных Кызылкумах эта зона прослеживается широкой полосой между горами Джетымтау и Нуратау, достигая восточных предгорий Тамдытау;

б) солоноватых хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 2 до 3 *г/л*;

в) хлоридно-сульфатных натриевых солоноватых и слабосоленых вод с минерализацией от 3 до 5 *г/л*, наиболее широко распространенная в Центральных Кызылкумах; подземные воды зоны «б», как правило, приурочены к подножиям горных массивов, а по мере удаления от последних они сменяются подземными водами подзоны «в»;

г) преимущественно слабосоленых хлоридных натриевых вод с минерализацией от 5 до 10 *г/л*, которая охватывает главным обра-

зом районы бессточных впадин, являющихся областями разгрузки напорных вод верхнего мела.

Наряду с этим отдельные скважины вскрывают хлоридные натриевые воды с минерализацией до 10 *г/л* за пределами областей разгрузки. Такие участки не имеют значительного площадного распространения и связаны, по-видимому, с резким ухудшением фильтрационных свойств водовмещающих пород.

Обращает на себя внимание повсеместное распространение хлоридно-сульфатных вод с минерализацией до 3 *г/л* в областях питания водоносного горизонта, что и предопределяет формирование химического состава вод по мере продвижения к областям разгрузки.

Выявленная закономерность горизонтальной смены гидрохимических зон от областей питания к областям разгрузки местами нарушается. Нарушение гидрохимической закономерности обнаруживается на участках, где по разрывным нарушениям происходит перелив трещинно-карстовых вод палеозойского складчатого фундамента в верхнемеловой водоносный комплекс.

В западной части Мынбулакского артезианского бассейна встречены пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 *г/л*. В центре Карагатинского артезианского бассейна, т. е. в области разгрузки, вскрыты сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 2 *г/л*.

Появление вод с различной степенью минерализации и разным химическим составом позволяет заключить, что по разломам циркулируют два типа вод:

1) сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 1 *г/л*;

2) сульфатно-хлоридные с минерализацией до 2 *г/л*.

Отличительной чертой этих вод является не только их химический состав и минерализация, но и температура. В первом случае она не превышает 22°, во втором местами достигает 42°, при этом глубина вскрытия подземных вод в обоих случаях примерно одинакова.

Правильное понимание гидрогеологических процессов, связанных с условиями формирования малых артезианских бассейнов подземных вод, позволяет более целенаправленно рассматривать другие артезианские бассейны Туранской плиты. Приведем основные выводы по гидрогеологическим закономерностям, установленные для Центральных Кызылкумов.

1. При одном и том же атмосферном увлажнении обводненность пород палеозоя неодинакова вследствие различной нарушенности сплошности трещинами, карстом, разломами, эрозией. В условиях частых и глубоких эрозионных врезов эти породы сдренированы и практически неводоносны. Трещиноватость и закарстованность пород может распространяться до глубины не менее 300 *м*. Это обусловлено, по-видимому, непрерывным дренированием трещинных и трещинно-карстовых водоносных горизонтов, а также разломами, в связи с чем до таких глубин с различной интенсивностью развиваются и процессы физико-химического выветривания рассматриваемых пород.

2. В зависимости от характера и интенсивности нарушений пород палеозоя в них формируется то или иное количество трещинных и трещинно-карстовых вод, создается местный или региональный сток, различный по обильности, скорости движения, напорности. Основными путями этого стока являются тектонические разломы, пересекающие различные по литологическому составу формации палеозоя и дренирующие заключенные в них воды. Напорность последних обусловлена гипсометрическим положением высокогорий Тянь-Шаня — как главной области зарождения и начала стока этих вод, по сложно сочетающимся трещинам, карстовым пустотам и тектоническим разломам. В направлении движения напоры постепенно погашаются, вследствие разгрузки этого стока сравнительно многочисленными восходящими родниками. О величине напорных градиентов можно судить по фонтанирующим скважинам, вкрывшим эти воды непосредственно в разломах, вблизи них, в карстовых полостях или в отдельных трещинах. Большей напорностью обладают воды из разломов и карстовых пустот, где сосредоточены основные их массы.

3. На низкогорьях Центральных Кызылкумов грунтовые воды пород палеозоя трещинные и трещинно-карстовые за очень редким исключением. Обычно они пресные, преобладают гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,4—1 *г/л*. Более высокоминерализованные воды, местами даже до 11 *г/л*, выявлены на небольших участках у подножий низкогорий, где они интенсивно расходуются на испарение.

4. До глубины распространения процессов карстообразования грунтовые воды пород палеозоя холодные с температурой от 18 до 22°. Лишь в глубоко погруженных породах палеозоя, перекрытых толщами осадков мезозоя-кайнозоя, они приобретают значительную термальность. Здесь происходит и преобразование их химического состава до сульфатно-хлоридного натриевого с повышенным содержанием гидрокарбонатов. Разумеется, в таких условиях могут возникать весьма существенные отклонения от основного гидрохимического процесса, зависящие от глубоко индивидуальных особенностей водосодержащей среды. Обильность подземного водного стока, сформированного трещинными и трещинно-карстовыми водами пород палеозоя, его непрерывность и неизменяемость по количественным и качественным показателям являются важной гидрогеологической особенностью низкогорий Центральных Кызылкумов.

5. В Центральных Кызылкумах бассейны артезианских вод разобщены до полной их обособленности. В каждом бассейне установилось гидродинамическое равновесие — питание водоносных горизонтов балансируется их разгрузкой. По основным показателям гидродинамики бассейны обладают условиями, свойственными зоне относительно затрудненного водообмена.

3. Во всех бассейнах Центральных Кызылкумов горизонты артезианских вод из палеогеновых и меловых отложений имеют различные источники питания. Для палеогеновых горизонтов определя-

ющее значение имеют атмосферные осадки и образуемые ими селевые воды. Для меловых горизонтов атмосферные осадки играют второстепенную роль, главным и преимущественно наиболее обильным источником их питания являются трещинные и трещинно-карстовые воды пород палеозоя горноскладчатых структур.

7. Во всех бассейнах напорность в меловых горизонтах значительна, благодаря резкому их заглублению и питанию источниками, имеющими высокое гипсометрическое положение. Проявление напорности, а следовательно, значения показателей пьезометрических уровней изливающихся артезианских вод, подчинены вполне определенным закономерностям, которые в бассейнах Центральных Кызылкумов обусловлены своеобразием условий питания и разгрузки.

8. Естественная разгрузка палеогеновых водоносных горизонтов происходит в солончаковых впадинах, где эти горизонты вскрываются чаще всего на полную их мощность. Водоносные горизонты меловых отложений разгружаются двумя основными путями: а) восходящими родниками с дебитами от 1 до 1,5 *л/сек*, вода которых поступает через водоупорную кровлю по разломам; б) восходящими родниками дебитом от 0,1 до 0,3 *л/сек*, в условиях обнаженности и высачивания через водоупорную кровлю в солончаковых впадинах, где воды интенсивно расходуются путем испарения. Разумеется, так разгружается лишь сенон-туронский водоносный горизонт, а напорные воды более глубоких горизонтов могут только переливаться в выше залегающие водоносные горизонты.

Впадины как очаги разгрузки водоносных горизонтов располагаются в различных условиях: 1) у разломов на участках нарушений сплошности водоупорной кровли трещинами или ее размыва до незначительной мощности; 2) в глубоко эродированных ядрах брахиантиклинальных структур, образованных меловыми осадками, осложненных флексурообразными перегибами, переходящими в разломы. Впадины первого типа обычно бессточные, их гипсометрическое положение значительно ниже пьезометрических уровней сенон-туронского водоносного горизонта. Для этих впадин характерны родники — чоколаки, отличающиеся своим высоким положением на песчаных буграх. По ним, как по поисковому признаку, можно ориентировать разведочные работы на водоносные горизонты верхнего мела. Во впадинах второго типа, образованных в ядрах меловых брахиантиклинальных структур, разгрузка водоносных горизонтов происходит более свободно. Наличие же трещин, флексурообразных перегибов и разломов обусловливает выход на дневную поверхность напорных вод. Условия питания и разгрузки артезианских вод определяют их сложное движение. Его направление отражено на схематической гидродинамической карте артезианских бассейнов Кызылкумов (см. рис. 18).

9. Химизм артезианских вод Центральных Кызылкумов, как и вообще подземных вод, определяется сложным комплексом естественноисторических факторов, его формирование тесно связано

с гидродинамическими условиями бассейнов. Химический состав подземных вод зависит прежде всего от солевого и газового состава источников их образования, водосодержащей среды, наличия в ней нерастворимых веществ, а также от наличия термальных вод и от других условий. Гидродинамика рассматриваемых бассейнов свойственна зоне относительно затрудненного водообмена, она и обусловливает развитие гидрохимического процесса, ведущего к выносу солей. Следует отметить, что минерализация источников образования верхнемеловых водоносных горизонтов, какими являются трещинные и трещинно-карстовые воды пород палеозоя, составляет от 0,5 до 1 *г/л*, а минерализация атмосферных вод, инфильтрующихся почти повсеместно через соленосные, в частности гипсоносные четвертичные отложения, покрывающие выходы водовмещающих пород на дневную поверхность, составляет 1,5—3 *г/л*. Однако последовательное преобразование компонентного состава солей зависит, как известно, не только от пределов их концентрации, в данном процессе очень важное значение имеют условия и темпы разгрузки водоносных горизонтов. Поэтому наименее минерализованные воды формируются близ источников питания водами пород палеозоя и в условиях интенсивной разгрузки их горизонтов.

10. Для артезианских вод меловых горизонтов показательна термальность. В таких бассейнах, как Мынбулакский и Карагатинский, температура воды достигает +42° С и несомненно может быть еще выше. Значения геотермической ступени составляют 18—20 *м*. Изотерма 30° проходит примерно на глубине 200—300 *м*, изотерма 36—37° — на глубине 350—450 *м*, а изотерма 45° — на глубине 550—650 *м*. Глубина залегания слоя постоянной температуры, по-видимому, не превышает 25 *м*; ниже температура воды закономерно повышается. Термальность указанных водоносных горизонтов обусловлена их питанием горячими водами, изливающимися по глубинам разломов из палеозойского основания, залегающего под толщами осадконакоплений мезозоя и кайнозоя. Термальные воды могут иметь большое значение для многих народнохозяйственных целей, прежде всего для бальнеологических, так как в их составе содержатся такие компоненты, как сероводород — в количестве от 0,5 до 8 *мг/л*, йод — до 0,0004—0,0005 *мг/л*, бром — до 2,02 *мг/л* и др. Местное население убедилось в лечебных свойствах термальных вод. Почти у каждой скважины, изливающей их, организуются (хотя и очень примитивно) водолечебницы.

11. Основными водоносными комплексами палеогеновых и меловых отложений по количественным и качественным показателям являются сенон-туронский и сеноманский. Значение первого как источника питьевых вод преобладает. О возможной производительности водоносного горизонта сенон-туронских отложений можно судить по дебитам довольно многочисленных скважин, в том числе эксплуатационных. Для них характерны величины дебита от 5 до 102 *л/сек*, практически не изменяющиеся в течение ряда лет. Их уменьшение, сопровождавшееся снижением пьезометрических

уровней, отмечалось лишь по скважинам, в которых были заилены фильтры.

К настоящему времени прогнозные естественные ресурсы сенон-туронского водоносного горизонта, как динамические, так и статические, определены только по Мынбулакскому и Карагатинскому бассейнам (табл. 2).

Таблица 2

Ресурсы подземных вод

Бассейны	Естественные ресурсы	
	динамические, тыс. $м^3/сутки$	статические, $м^3$
Мынбулакский	31,0	$31 \cdot 10^9$
Карагатинский	71,7	$72,5 \cdot 10^9$

Производительность скважин такого же диаметра, вскрывших сеноманский водоносный горизонт, повсеместно меньше, порядка 3—12 *л/сек*. Прогнозные запасы этого горизонта, как динамические, так и статические, до сих пор не определены, но они безусловно будут вполне достаточными прежде всего для проектируемых водозаборов. Опыт эксплуатации сенон-туронского и сеноманского водоносных горизонтов показывает, что для них в качестве типового каптажного сооружения следует рекомендовать скважины диаметром 140—160 *мм* с заглублением в водосодержащую толщу каждого горизонта на 10—20 *м*. Разумеется, при эксплуатации водозабор из горизонта не должен превышать его динамических запасов. В этом отношении очень показательны данные, полученные по Карагатинскому бассейну. Здесь из опытных водозаборов сенон-туронского горизонта примерно за 10 лет было отобрано количество воды, превышающее его динамические запасы, что привело к снижению пьезометрических уровней на 4,2—6,2 *м*.

2. СЫРДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Рассматриваемый бассейн занимает огромное пространство Туранской низменности. Начиная от южного и восточного побережья Аральского моря, его ограничивают: на севере Нижне-Сырдарьинское поднятие; на северо-востоке и востоке — горы Каратау, на юге — низкогорья Центральных Кызылкумов Тамдытауской и Букантауской групп, сменяющиеся к западу низкогорьем Султануиздага. Границей бассейна между Султануиздагом и Аральским морем является погребенный палеозойский Амударьинский вал, направление которого прослеживается по отдельным выходом меловых отложений, образующих на поверхности возвышенности Кызылджар, Муйнак и др.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В Сырдарьинском артезианском бассейне по условиям циркуляции подземные воды представлены следующими типами: в палеозойских породах — грунтовыми, трещинными и трещинно-карстовыми; в четвертичных и плиоценовых отложениях — грунтовыми поровыми; в миоценовых и палеогеновых отложениях — межпластовыми слабонапорными; в меловых и юрских отложениях — артезианскими.

Водоносная толща мезозой-кайнозоя в различной степени разобщена водоупорами. Наиболее мощным водоупором регионального значения являются глины и мергели палеогена; этого водоупора нет только на Каракгауской и Дорткудукской возвышенностях в пределах Амударьинского вала и на Нижне-Сырдарьинском поднятии.

В Сырдарьинском бассейне палеогеновый водоупор разделяет два гидрогеологических этажа: верхний — с водоносными комплексами в отложениях четвертичных плиоцена и олигоцен — миоцена, и средний — с водоносными комплексами в отложениях верхнего и нижнего мела и юры. Верхний и средний гидрогеологические этажи принципиально различны по условиям питания, разгрузке водоносных комплексов, а также по присущим только им гидродинамическим, гидрохимическим, гидротермальным и другим показателям.

Отличительной чертой **верхнего гидрогеологического этажа** является преобладание атмосферного питания на всей площади его распространения.

Водоносный комплекс четвертичных отложений широко распространен в современных и древних долинах рек, сложенных аллювиальными песками, гравийником и галечниками, переслаивающимися с супесями, суглинками и глинами; в предгорных равнинах, сложенных толщей аллювиальных и аллювопролювиальных галечников и песков. Крупнообломочные породы по мере удаления от горного обрамления замещаются песками, чередующимися с супесями и суглинками. Мощность водонасыщенной части аллювиальных отложений Сырдарьи, Амударьи меняется от 20 до 170 *м*.

В аллювиальных отложениях речных долин грунтовые воды образуют потоки, имеющие тесную гидравлическую взаимосвязь. В паводок они питаются водами рек, в межень дренируются реками. В направлении к древним террасам эта взаимосвязь постепенно ослабевает. Глубина залегания зеркала грунтовых вод определяется общим превышением отдельных террас над уровнем воды в реках. Но в зависимости от местных условий питания (в частности питания атмосферными водами, оросительными водами из каналов и полей, сбросными водами местного дренажа и т. д.) глубина залегания зеркала грунтовых вод относительно поверхности земли изменяется от 0,85 до 30 *м*.

По мере удаления от поймы к бортам долин в направлении стока степень минерализации грунтовых вод резко увеличивается. В этом отношении показательны результаты химических анализов грунтовых вод из аллювиальных отложений долины реки Сырдарьи:

пойма $M_{0,5}\frac{HCO_3\,64\cdot SO_4\,23\,Cl\,13}{Ca\,18\cdot Mg\,32\cdot(Na+K)\,20}$; $M_{0,5}\frac{HCO_3\,68\,SO_4\,25}{Ca\,41\,Na\,30\,Mg\,29}$;

первая надпойменная терраса $M_{0,7}\frac{SO_4\,50\,HCO_3\,34\,Cl\,16}{Ca\,44\,Mg\,28\,Na\,27}$;

вторая надпойменная терраса $M_{3,5}\frac{SO_4\,52\,Cl\,39\cdot HCO_3\,9}{Na\,73\cdot Mg\,15\cdot Ca\,12}$.

Анализы показывают, что химический состав грунтовых вод в долине Сырдарьи изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого до сульфатно-хлоридно-натриевого и кальциево-магниевого. При этом на верхних террасах в условиях замедленного стока или близкого залегания уровня к поверхности земли, где значительная часть грунтовых вод расходуется на испарение, их минерализация очень резко увеличивается (до 40—63 *г/л*) и преобладает следующее соотношение компонентов:

$$M_{40}\frac{Cl\,45\cdot SO_3\,34}{(Na+K)\,63\cdot Mg\,32}.$$

С глубиной происходит также постепенное увеличение минерализации до 70 *г/л*.

В дельте Амударьи минерализация грунтовых вод изменяется от 0,5 до 100 *г/л*. Местами вблизи оросительных каналов формируются линзы пресных вод, имеющие большое практическое значение для водоснабжения населенных пунктов. Искусственное орошение земель обусловило перераспределение водно-солевых масс. В зоне влияния реки и каналов минерализация грунтовых вод большей частью составляет 0,3—1 *г/л* и не превышает 3—4 *г/л*. По типу воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые в паводок, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые — в межень. С удалением от источников питания минерализация увеличивается до 5—10 *г/л*, а на неорошаемых площадях — до 70 *г/л* и более.

В долинах древних дельт Акчадарьи и Джанадарьи минерализация грунтовых вод меняется в зависимости от литологического состава пород зоны аэрации. В супесчано-глинистом разрезе грунтовые воды обычно соленые (8—15 *г/л*), если с поверхности залегают пески, то воды солоноватые (до 5 *г/л*), а местами пресные (до 1 *г/л*). Производительность водоносного горизонта изменяется в весьма широких пределах. В русловых отложениях, сложенных преимущественно мелко- и среднезернистыми песками, удельный дебит составляет 2—5 *л/сек*, в междуречьях в слоистых породах с преобладанием суглинистых прослоев удельный дебит изменяется от 0,1 до 0,5 *л/сек*.

Воды аллювиально-пролювиальных отложений предгорной равнины хр. Каратау распространены на правобережье Сырдарьи. В комплексе описываемых отложений вскрыто несколько разобщенных водоносных горизонтов. В верхних горизонтах, представленных тонкозернистыми песками, минерализация подземных вод почти на всей территории изменяется в пределах от 0,3 до 3 *г/л*, а на отдельных участках она превышает 5 *г/л*.

$$M_{0,3}\ \frac{HCO_3\,53\ SO_4\,25}{Ca\,41\ Mg\,30\ (Na+K)\,29};\qquad M_{8,9}\ \frac{Cl\,67\ SO_4\,27}{(Na+K)\,73\ Mg\,20}.$$

Водоносные прослои, залегающие на глубине свыше 100 *м* и приуроченные к хорошо промытым галечникам с высокими фильтрационными свойствами, содержат пресную воду.

$$M_{0,38}\ \frac{SO_4\,41\cdot HCO_3\,40\ Cl\,17}{(Na+K)\,72\cdot Ca\,26}\ SiO_2;\qquad M_{0,8}\ \frac{Cl\,36\ SO_4\,32\ HCO_3\,22}{(Na+K)\,67\ Ca\,33}.$$

Питание рассматриваемого водоносного горизонта на правобережье реки и в предгорье Каратау осуществляется за счет фильтрационных потерь многочисленных временных водотоков и р. Арыси. Разгрузка подземных вод происходит путем перелива в вышележащие водоносные горизонты. Следует отметить, что на отдельных участках скважины фонтанируют с дебитом до 5 *л/сек*. Рассматриваемый водоносный горизонт представляет очень большой интерес, однако до настоящего времени он детально не изучен.

Водоносный комплекс в плиоценовых отложениях распространен на левобережье Сырдарьи в пределах плиоценовой равнины, где он вскрывается многочисленными колодцами и скважинами под эоловыми песками, на остальной территории — под аллювиальными отложениями Сырдарьи. Водоносный горизонт приурочен к комплексу пород, представленных главным образом песчаниками, реже песками, с редкими прослоями глин, которые в тектонических прогибах фациально замещены глинами с прослоями песков и алевролитов. Глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется в зависимости от рельефа поверхности плиоценовой равнины от 12 до 45 *м*.

Источниками питания грунтовых вод являются атмосферные осадки. Кроме того, они подпитываются межпластовыми артезианскими водами, выходящими на дневную поверхность юго-западнее Каратауской возвышенности. Подземный сток имеет общее направление от предгорных равнин Центральных Кызылкумов к современным и древним долинам Сырдарьи и Амударьи. Местным базисом стока являются бессточные котловины, из которых наиболее крупная — Арнасайская — расположена на юго-востоке Сырдарьинского бассейна.

Благоприятные фильтрационные свойства водовмещающих пород зоны аэрации и их преимущественно однородный литологический состав, значительная глубина уровня грунтовых вод и благоприятные условия их питания и разгрузки создали предпосылки для формиро-

вания на огромных пространствах пустыни пресных и слабосолоноватых вод. Пресные, в основном гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и кальциево-магниевые воды, развиты на южной окраины Кызылкумов. Наиболее показательны следующие соотношения компонентов:

$$M_{0,3}\ \frac{HCO_3\ 81\ SO_4\ 17}{Ca\ 41\ Mg\ 38}.$$

В направлении к северо-западу минерализация подземных вод закономерно увеличивается до 1—1 2 *г/л*, одновременно происходит преобразование компонентного состава до следующего наиболее распространенного типа:

$$M_{1,2}\ \frac{SO_4\ 41\ Cl\ 37\ HCO_3\ 12}{Mg\ 36\ Ca\ 33\ (Na+K)\ 31}.$$

В северо-западной части равнины грунтовые воды имеют минерализацию до 3 *г/л*, а местами несколько большую; преобладает хлоридно-сульфатный тип с следующим наиболее характерным соотношением компонентов:

$$M_{3,1}\ \frac{Cl\ 42\ SO_4\ 35\ HCO_3\ 20}{(Na+K)\ 60\ Mg\ 30\ Ca\ 10}.$$

Водообильность горизонтов грунтовых вод довольно обширна. Удельные дебиты вскрывших их скважин изменяются от 0,4 до 2,5 *л/сек*; дебиты колодцев при небольших понижениях уровня составляют 0,2—0,7 *л/сек*.

Рассматриваемый водоносный комплекс имеет большое практическое значение. Он является основным источником водоснабжения пастбищ отгонного животноводства.

Водоносный комплекс миоцен-олигоценовых отложений на всем его протяжении состоит из мелкозернистых песчаников, мощность которых изменяется от 80 до 150 *м*, наименьшая мощность показательна для положительных структур, где песчаники размыты и их мощность сократилась до 20 *м*. Максимальная глубина залегания водоносного комплекса относительно поверхности земли определена в 230—250 *м*, минимальная 20—50 *м*. В глубоких прогибах в основании водовмещающей толщи залегают глины олигоцена, в сводах положительных структур глины замещены песчаниками.

Водоносный комплекс миоцен-олигоценовых отложений слабо изолирован от водоносных песчаников и песков плиоцена. Между ними установилась определенная гидродинамическая и гидрохимическая взаимосвязь. Выходы песчаников миоцен-олигоцена на дневную поверхность сосредоточены главным образом в Приташкентских чулях, на правобережье Сырдарьи. Этот район является основной областью прямой инфильтрации атмосферных осадков. На остальной территории питание водоносного комплекса осуществляется за счет перелива подземных вод из вышележащих горизонтов плиоцена.

В области свободного инфильтрационного питания воды миоцен-олигоцена имеют гидрокарбонатно-сульфатный состав, по мере удаления от этих областей химический состав сменяется сульфатно-хлоридным и хлоридно-сульфатным со следующим наиболее распространенным соотношением компонентов:

В водах колодцев правобережной части бассейна (относительно Сырдарьи)

$$M_{1,6}\ \frac{Cl\ 46\ SO_4\ 40\ HCO_3\ 14}{Na\ 59\ Ca\ 24\ Mg\ 17}$$

$$M_{1,0}\ \frac{SO_4\ 57\ Cl\ 39}{Na\ 61\ Ca\ 20\ Mg\ 19}$$

$$M_{2,1}\ \frac{SO_4\ 73\ HCO_3\ 14\ Cl\ 13}{Na\ 41\ Ca\ 31\ Mg\ 28}$$

$$M_{1,5}\ \frac{Cl\ 52\ SO_4\ 45}{Na\ 68\ Mg\ 21\ Ca\ 11}$$

В водах колодцев и скважин левобережной части бассейна

$$M_{6,5}\ \frac{SO_4\ 67\ Cl\ 29}{(Na+K)\ 64\cdot Ca\ 19\cdot Mg\ 17}$$

$$M_{1,1}\ \frac{SO_4\ 40\ Cl\ 39\ (HCO_3+CO_3)\ 21}{Mg\ 45\ Ca\ 29\ (Na+K)\ 26}$$

$$M_{3,3}\ \frac{Cl\ 53\ SO_4\ 39}{Na\ 76\ Ca\ 17}$$

$$M_{0,7}\ \frac{HCO_3\ 41\ SO_4\ 37\ Cl\ 21}{Na\ 61\ Ca\ 19\ Mg\ 18}$$

Минерализация воды меняется от 0,6 до 14,7 *г/л*. Она возрастает на участках, где в водосодержащих породах есть прослои загипсованных глин и алевролитов. Там наблюдается повышение содержания сульфатов.

Средний гидрогеологический этаж состоит из целого ряда водоносных комплексов и горизонтов артезианских вод. Систематические исследования последних лет были направлены на изучение водоносности верхнемеловых отложений, как наиболее выдержанных на всей территории Сырдарьинского артезианского бассейна и наиболее перспективных для водоснабжения и обводнения пастбищ. Разведка водоносных комплексов нижнего мела и юры специально не производилась, поэтому данных о них очень мало.

В толще верхнего мела Сырдарьинского артезианского бассейна выделяются два водоносных комплекса — в отложениях сенон-турона и в отложениях сеномана.

Водоносный комплекс сенон-туронских отложений, за исключением Приаралья, состоит главным образом из мелкозернистых песчаников, суммарная мощность которых изменяется от 130 до 200 *м*. Песчаники содержат прослои глин и мергелей, мощность которых изменяется от нескольких метров до 15—20 *м*. Только в наиболее приподнятых участках и лишь в отложениях сенона преобладают ракушники и известняки. Отмечается общее увеличение мощности водоносных сенон-туронских отложений в сторону гор Каратау и к Пританкентским чулям, где их мощность резко увеличивается, главным образом за счет глин; последние служат местным водоупором, разделяющим водосодержащие песчаники на довольно хорошо изолированные водоносные горизонты, обладающие существенно различной минерализацией. В центральной части бассейна водосодержащая толща сенон-турон-

ских отложений не разобщена водоупорными прослоями на изолированные горизонты, здесь по всему разрезу сохраняются очень близкие количественные и качественные показатели.

Водоупорной кровлей сенон-туронского водоносного комплекса является мощная толща морских глин палеогена. За исключением сводовых частей глубоко эродированных структур, они перекрывают меловые отложения повсеместно. Максимальное погружение кровли отмечается на левобережье Сырдарьи к северу от возвышенности Каратау. Здесь абсолютные отметки кровли по данным геофизики достигают 1000 *м*; на остальной территории бассейна кровля вскрывается скважинами на глубине от 200 до 600 *м*.

Как уже отмечалось, питание рассматриваемого водоносного комплекса осуществляется на периферии артезианского бассейна путем перелива трещинных и трещинно-карстовых вод из пород палеозоя на участках их трансгрессивного залегания и на тектонических контактах. Определенную роль в питании играют атмосферные осадки, поверхностные воды гидрографической сети и подземные воды, поступающие из разломов. Разгрузка сенон-туронского водоносного комплекса происходит различными путями, она обусловлена региональным стоком, направленным к Аральскому морю (см. рис. 17).

Рассматриваемый водоносный комплекс обладает значительной напорностью, во всех скважинах его пьезометрические уровни устанавливаются на 15—40 *м* выше поверхности земли. Отмечается общее снижение абсолютного положения пьезометрического уровня с востока на запад и северо-запад (от 350 до 60 *м*), по направлению регионального стока. Открытая разгрузка подземных вод установлена на склонах возвышенности Каратау в виде восходящих родников. Дебит родников, вода которых поступает здесь из известняков сенона, не превышает 0,9 *л/сек* и испытывает колебания во времени. Производительность отдельных колодцев превышает дебиты родников.

Значительную производительность имеют эксплуатационные скважины. Так, скважины, вскрывшие на глубине от 40 до 120 *м* водоносный горизонт у погружения северной периклинали Каратауской возвышенности, фонтанируют с дебитом до 21 *л/сек*, величина напора (от поверхности земли) достигает 1,5—1,8 *атм*, температура воды +25—26°. Скважина, пройденная на участке погружения восточного крыла той же возвышенности, вскрыла водоносный комплекс в интервале 49—150,3 *м*. Производительность ее составляет до 16 *л/сек* при напоре (от поверхности земли), равном 1 *атм*, температура воды +24°. Скважины, пройденные у возвышенности Дорткудук-Нурасы, вскрыли водоносный горизонт на глубине 24 *м*. Статический уровень воды установился на 17,6 *м* ниже поверхности земли, удельный дебит составлял до 0,8 *л/сек*.

В указанных районах вода в скважинах, родниках и колодцах отличается очень слабой минерализацией. Результаты химических анализов позволяют наметить основные закономерности в изменении минерализации воды сенон-туронских отложений по площади. В районе Каратау минерализация не превышает 0,6—0,7 *г/л*;

в родниках количество плотного остатка увеличивается до 0,9 *г/л*, в колодцах, расположенных вблизи источников питания водоносных сенон-туронских отложений, она уменьшается до 0,4 *г/л*. В родниках и частично в колодцах увеличение количества плотного остатка происходит и за счет повышения содержания гидрокарбонатов. Их источником являются известняки сенона, по трещинам которых вода поднимается на дневную поверхность. Таким образом, в районе Каратау на степень минерализации подземной воды существенное влияние оказывают местные условия их формирования и разгрузки. В районе Каратау вода родников и колодцев, за исключением колодцев Тастюбе и Кельте, имеет гидрокарбонатно-сульфатный и гидрокарбонатно-хлоридный состав. Лишь в единичных родниках и колодцах, например в колодце Тастюбе, вода сульфатно-гидрокарбонатная. В скважинах вода имеет преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный состав, преобладание сульфатов над гидрокарбонатами не превышает 10%. В отдельных скважинах, пробуренных также в районе Каратау, воды, как и в колодцах, по составу гидрокарбонатно-сульфатные, однако гидрокарбонатный анион преобладает над сульфатным не более чем на 4%. Содержание хлора во всех скважинах остается примерно постоянным и изменяется в среднем от 20 до 25 *мг/экв*. Процентное соотношение катионов остается неизменным, независимо от изменения соотношения анионов. В катионном составе воды родников, колодцев и скважин преобладает натрий, затем кальций и, как исключение, магний. Приведем наиболее характерные результаты химического анализа воды сенон-туронских отложений рассмотренной части бассейна.

Родник «Мурунбулак» $M_{0,6}\ \frac{HCO_3\ 44\ SO_4\ 34\ Cl\ 22}{(Na+K)\ 74\ Ca\ 16\ Mg\ 10}$;

Родник «Тузбулак» $M_{0,8}\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 41\ SO_4\ 39\ Cl\ 20}{(Na+K)\ 83\ Ca\ 9\ Mg\ 8}$;

Родник «Жалаулы» $M_{0,9}\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 48\ SO_4\ 29\ Cl\ 23}{(Na+K)\ 77\ Ca\ 12\ Mg\ 11}$;

Колодец «Кампыр» $M_{0,4}\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 70\ SO_4\ 16\ Cl\ 14}{(Na+K)\ 74\ Ca\ 17\ Mg\ 9}$;

Колодец «Тастюбе» $M_{0,8}\ \frac{HCO_3\ 62\ Cl\ 20\ SO_4\ 18}{(Na+K)\ 74\ Ca\ 14\ Mg\ 8}$;

Скважины $M_{0,6}\ \frac{SO_4\ 40\ HCO_3\ 37\ Cl\ 23}{Na\ 68\ Ca\ 15\ Mg\ 15}$;

$M_{0,7}\ \frac{SO_4\ 42\ HCO_3\ 33\ Cl\ 15}{Mg\ 55\ Ca\ 26\ Mg\ 16}$;

$M_{0,6}\ \frac{HCO_3\ 42\ SO_4\ 38\ Cl\ 20}{Na\ 63\ Ca\ 23\ Mg\ 14}$.

Разумеется, солевой состав сенон-туронских отложений наиболее достоверно отражал в химических анализах проб из скважин. Чрез-

вычайно интересные гидрохимические данные получены по району Приташкентских чулей, где скважиной в интервале 570—760 *м* вскрыты отложения сенон-турона. По данным электрокаротажа, в отдельных прослоях водоносных песчаников на глубине 574—586 *м*, минерализация составляет 3,5 *г/л*; на глубине 647—650 *м* — она снижается до 2 *г/л*; на глубине 658—663 *м* — до 1,5 *г/л*; на глубине 688—691, 692—700 и 708—713 *м* — до 1,2 *г/л*. Расход опробованной скважины составлял 40 *л/сек*, величиной напора (от поверхности земли) 5 *атм*. Необходимо отметить, что температура воды здесь достигает 39°. По химическому составу вода сульфатно-хлоридная натриево-кальциевая, с повышенным содержанием магния:

$$M_{1,4}\ \frac{SO_4\ 49\ Cl\ 40\ HCO_3\ 10}{Na\ 52\ Ca\ 28\ Mg\ 20}.$$

Различная степень минерализации воды в сенон-туронских отложениях позволяет предполагать, что в отдельных изолированных горизонтах ее движение очень замедленно. Уменьшение минерализации подземных вод с глубиной, по-видимому, объясняется положением водоносных горизонтов вблизи источников глубинного питания, которыми являются трещинные воды палеозоя, циркулирующие по тектоническим разломам. Роль тектонических разломов как проводников в толщу мезозоя пресных трещинных вод палеозоя становится очевидной, если сравнить химический состав воды сенон-туронских отложений Приташкентских чулей с водами возвышенности Каратау и учесть падение пьезометрического уровня от Приташкентских чулей и Каратау. Оба эти района находятся примерно в одинаковых структурно-геологических условиях. Следовало бы ожидать, что по мере удаления от области питания, каковой являются чули, минерализация вод верхних горизонтов сенон-турона будет повышаться, но фактически минерализация подземных вод в направлении к Каратау понижается от 3,5 до 0,7 *г/л*. Кроме того, сульфатно-хлоридные воды чулей замещаются сульфатно-гидрокарбонатными, развитыми в районе Каратау.

Степень минерализации воды сенон-туронских отложений заметно увеличивается к западу от описанного района, близ возвышенности Дорткудук-Нурасы, где величина плотного остатка составляет уже 1,7—1,9 *г/л*. Наряду с общим увеличением минерализации здесь происходит и некоторое изменение солевого состава воды. Общий тип минерализации остается прежним, т. е. сульфатным, но резко возрастает содержание хлора: гидрокарбонаты сохраняются в ничтожно малом количестве — не более 12%. Отмечается повышенное содержание натрия. Приводим результаты химического анализа воды:

из скважины $M_{1,9}\ \frac{SO_4\ 49\ Cl\ 39\ HCO_3\ 12}{Na\ 81\ Ca\ 11\ Mg\ 8}$;

из колодца Мергенбай $M_{1,7}\ \frac{SO_4\ 52\ Cl\ 36\ (HCO_3 + CO_3)\ 12}{(Na + K)\ 80\ Ca\ 13\ Mg\ 7}$.

По мере приближения к Нижне-Сырдарьинскому поднятию и Аральскому морю производительность самоизливающихся скважин в северо-западной части бассейна возрастает до 14—25 *л/сек*. Удельный их дебит составляет от 0,2 до 1,4 *л/сек*, наиболее распространенная величина удельного дебита 0,6 *л/сек*. Минерализация воды закономерно увеличивается от 1,4—2,6 *г/л* и только вблизи Амударьинского тектонического вала — до 3 *г/л*. В этой приаральской части Сырдарьинского бассейна преобладают хлоридно-сульфатные воды. Изменение степени минерализации вод характеризуют результаты анализов проб, взятых из самоизливающихся скважин:

$$M_{1,6}\ \frac{Cl\ 53\ SO_4\ 33\ HCO_3\ 14}{(Na+K)\ 91};\qquad M_{1,5}\ \frac{Cl\ 52\ SO_4\ 32\ HCO_3\ 16}{(Na+K)\ 94};$$

$$M_{1,6}\ \frac{Cl\ 39\ SO_4\ 35\ HCO_3\ 22}{Na\ 94};\qquad M_{2,6}\ \frac{SO_4\ 49\ Cl\ 39\ HCO_3\ 12}{Na\ 91};$$

$$M_{2,1}\ \frac{Cl\ 50\ SO_4\ 38\ HCO_3\ 12}{Na\ 93};\qquad M_{2,8}\ \frac{Cl\ 48\ SO_4\ 23\ HCO_3\ 9}{(Na+K)\ 91};$$

$$M_{1,4}\ \frac{Cl\ 52\ SO_4\ 32\ HCO_3\ 16}{(Na+K)\ 94};\qquad M_{2,5}\ \frac{Cl\ 45\ SO_4\ 45\ HCO_3\ 10}{(Na+K)\ 97}.$$

Своеобразны гидрохимические показатели, установленные для сенон-туронского водоносного комплекса севернее хр. Султануиздаг. В его предгорьях скважины вскрывают эти горизонты с минерализацией воды 8,2—8,4 и 7,7 *г/л*, причем в их составе хлор занимает ведущее место, а из катионов присутствует только натрий. Севернее хр. Султануиздаг минерализация воды заметно уменьшается (до 5 *г/л*) и в ее химическом составе возрастает содержание сульфат-иона, состав катионов остается прежним. С приближением к бессточной котловине Улькенкарасор, в которой воды сенон-туронского комплекса разгружаются через нарушенную по разлому водоупорную толщу глин, минерализация вод резко уменьшается, и в самом Улькенкарасоре составляет 3—2,4 *г/л*.

Таким образом, в пределах низкогорий Султануиздага формируются соленые воды. По мере движения подземных вод к очагу разгрузки — к бессточной впадине в урочище Улькенкарасор, их минерализация уменьшается вследствие опресняющего влияния вод, поступающих по зонам тектонических разломов, установленных у Султануиздага (с севера). Выявленная здесь гидрохимическая закономерность отмечается и близ северного склона Букантау, но там в минерализации воды нет такого резкого перехода.

Водоносный комплекс отложений сенон-турона по условиям залегания, минерализации подземных вод и производительности является основным в Сырдарьинском артезианском бассейне. При условии разработки научно обоснованного режима эксплуатации самоизливающихся скважин будет возможно оросить огромные массивы целинных земель и площади древнего орошения.

Водоносный комплекс отложений сеномана характеризуется главным образом по фактическим материа-

лам, полученным при полевых исследованиях Сырдарьинского бассейна в Восточно-Кызылкумской и Южно-Приаральской его частях. В прилегающей к ним центральной части бассейна водоносный комплекс сеномана залегает на значительной глубине и почти не был доступен для изучения.

Сеноманский водоносный комплекс состоит из мелко- и тонкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов. В отличие от Южно-Приаральской части бассейна, в Восточно-Кызылкумской его части эти породы разобщены прослоями не только алевролитов, но и загипсованных глин. Общая мощность водоносной толщи сеномана изменяется от 18 до 116 *м*. Водоупорной кровлей водоносных песчаников сеномана являются буро-красные алевролиты и глины. Глубина их залегания от поверхности земли обычно составляет от 450 до 1200 *м*, как исключение — 350—380 *м*. В основании песчаников залегают также буро-красные глины и алевролиты, отделяющие их от нижнемеловых (альбских) отложений.

Питание водоносного комплекса сеноманских отложений обеспечивается за счет регионального подземного притока и вод, поступающих по тектоническим разломам. Его разгрузка происходит путем перелива вод в вышележащий водоносный комплекс сенон-турона через фациальные окна и по разломам. Все скважины, вскрывшие водоносные песчаники сеномана, фонтанируют. Величина напора над поверхностью земли соответствует величина напора сенон-туронского водоносного комплекса. Снижение абсолютных отметок пьезометрических уровней происходит с юго-востока на северо-запад, как и в вышележащем водоносном комплексе. Производительность скважин изменяется от 0,2 до 20 *л/сек*, что объясняется различной водоотдачей алевролитов и песчаников. Удельный дебит большинства скважин равен 0,8 *л/сек*.

Минерализация воды сеноманских отложений в большинстве скважин превышает величину минерализации вышележащего водоносного комплекса. Так, минерализация вод сенон-туронского комплекса составляет от 1,3 до 1,6 *г/л*, сеноманского от 2,2 до 2,7 *г/л*, но в ряде участков минерализация вод сеномана почти такая же, как в водах сенон-турона. Увеличение минерализации воды на отдельных участках обусловлено наличием частых прослоев алевролитов, затрудняющих водообмен между их горизонтами и осложняющих движение содержащейся в них воды. В основном характер и степень минерализации воды сеноманских и сенон-туронских отложений весьма сходны, что нетрудно проследить по следующим достаточно показательным результатам химических анализов проб, взятых из скважин Южного Приаралья:

$$Cr_2sn\text{-}t\ \ M_{1,4}\ \frac{Cl\ 39\ SO_4\ 35\ HCO_3\ 26}{Na\ 94};$$

$$Cr_2cm\ \ M_{1,7}\ \frac{Cl\ 46\ SO_4\ 28\ HCO_3\ 26}{(Na+K)\ 97};$$

$$Cr_2sn\text{-}t\ M_{2,4}\ \frac{Cl\,47\ SO_4\,42\ HCO_3\,11}{Na\,93};$$

$$Cr_2sm\ M_{1,4}\ \frac{SO_4\,43\ Cl\,49}{(Na+K)\,91}.$$

Несколько особое положение занимает район, находящийся близ возвышенностей Каратау и Дорткудук-Нурасы, где отмечены своеобразные условия залегания водоносного комплекса сеноманских отложений, его гидродинамические и гидрохимические проявления. На прилегающей к Каратау территории бассейна водоносные песчаники сеномана вскрываются на глубине от 6,8 *м* — в колодце Кызылкудук до 24,9 — в колодце Бука и до 15 *м* — у возвышенности Дорткудук-Нурасы, где они вскрыты скважиной. Абсолютные отметки пьезометрического уровня составляют 200—205 *м* у Каратау и 185—188 *м* у Дорткудук-Нурасы. Следовательно, общее снижение пьезометрического уклона в сеноманских отложениях ориентировано в направлении с востока на запад. Несмотря на то что абсолютное положение уровней воды в колодцах у возвышенности Каратау не отвечает пьезометрическому уровню в скважинах и обычно является несколько заниженным, приведенные данные показывают полное сходство гидродинамических условий с сенон-туронским водоносным комплексом. Производительность водоносного комплекса, установленная по данным откачек из колодцев в районе хр. Каратау, составляет 1,0—2,2 *л/сек* при понижении уровня воды на 1 *м*. Химический состав подземных вод очень пестрый, причем в отдельных колодцах отмечается его изменение во времени. Это подтверждается следующими данными (полученными в 1957 г.):

Колодец Кызылкудук:

$$\begin{cases} 5.VIII & M_{3,0}\ \dfrac{Cl\,40\ SO_4\,33\ (HCO_3+CO_3)\,22}{(Na+K)\,88}; \\ 26.VIII & M_{2,9}\ \dfrac{Cl\,50\ (HCO_3+CO_3)\,32\ SO_4\,18}{(Na+K)\,86}; \end{cases}$$

Колодец Карытай:

$$\begin{cases} 5.V & M_{3,0}\ \dfrac{Cl\,43\ SO_4\,33\ (HCO_3+CO_3)\,24}{(Na+K)\,87\ Ca\,10}; \\ 18.VIII & M_{6,8}\ \dfrac{SO_4\,51\ Cl\,44\ HCO_3\,5}{(Na+K)\,88}. \end{cases}$$

Приведенные результаты анализов показывают, что в воде колодцев при постоянном составе катионов существенно изменяется содержание анионов. Характерно также, что при длительной откачке вода опресняется. В некоторых колодцах минерализация изменяется от 0,9 до 3 *г/л*. При минерализации до 1,44 *г/л* вода имеет гидрокарбонатно-сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный состав, при более значительной минерализации она сульфатно-хлоридная и хло-

ридно-сульфатная. Среди катионов первостепенное значение имеет натрий. Приводим наиболее характерные результаты анализов воды:

колодец Мырзабай $M_{0,9}\frac{(HCO_3+CO_3)\,52\,Cl\,25\,SO_4\,23}{(Na+K)\,82\,Ca\,10}$;

колодец Тамды $M_{1,2}\frac{(HCO_3+CO_3)\,52\,SO_4\,24\,Cl\,19}{(Na+K)\,66\,Ca\,18\,Mg\,16}$;

колодец Безымянный $M_{2,6}\frac{SO_4\,45\,Cl\,43\,(HCO_3+CO_3)\,12}{(Na+K)\,71\,Ca\,16\,Mg\,13}$.

Приведенные данные по колодцам могут характеризовать химический состав вод сеномана, которые формируются путем инфильтрации атмосферных осадков. Более достоверным показателем химического состава вод сеноманского водоносного комплекса являются результаты анализов вод по скважине, пробуренной в районе Дорткудук-Нурасы. Здесь распространены воды сульфатно-хлоридного типа с преобладанием среди катионов натрия:

$$M_{1,8}\frac{SO_4\,44\,Cl\,38\,HCO_3\,18}{Na\,86}.$$

Для всего верхнемелового водоносного комплекса, особенно в Южном и Восточном Приаралье, отмечается повышение температуры воды в условиях их питания из разломов. По мере удаления от разломов температура понижается от 37 до 28—24° С.

Водоносные комплексы нижнего мела. Гидрогеологические материалы, характеризующие водоносность отложений нижнего мела, имеются лишь по Южному Приаралью. Здесь в этих отложениях четко выделяются три водоносных комплекса: альбский, аптский и неокомский. Значительная глубина их залегания исключает возможность получения всесторонней характеристики.

Водоносный комплекс отложений альба состоит из переслаивающихся мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов, реже глин. В разрезах большинства скважин преобладают песчаники; алевролиты и глины залегают преимущественно в основании и в кровле этих отложений. Мощность водовмещающих пород крайне изменчива — от 28,7 до 240 *м*. Водоупорная кровля водоносного комплекса альба представлена красноцветными алевролитами и глинами мощностью до 10 *м*, которые вскрываются на глубине 450—650 *м*.

Скважины, вскрывающие водоносные песчаники альба, обычно фонтанируют. Абсолютные отметки пьезометрического уровня воды в Южном Приаралье, как и в верхнемеловом водоносном комплексе, снижаются с востока на запад от 95 до 60 *м*. Минерализация воды отложений альба несколько выше, чем в вышележащих водоносных комплексах, но более постоянная, по площади она изменяется от 2,4 до 3,8—4 *г/л*. По химическому составу воды в основном хлоридно-сульфатные, лишь в непосредственной близости к очагам разгрузки

они преимущественно хлоридные. Показательны следующие результаты химических анализов воды (по пробам из скважины):

$$M_{2,3}\ \frac{Cl\,57\ SO_4\,26\ HCO_3\,17}{(Na+K)\,95};$$

$$M_{5,4}\ \frac{Cl\,47\ SO_4\,46}{(Na+K)\,92};$$

$$M_{3,8}\ \frac{Cl\,57\ SO_4\,32}{(Na+K)\,97}.$$

Температура воды альбского водоносного комплекса по площади и глубине непостоянна и находится в прямой зависимости от расположения зон тектонических разломов с термальной водой. Максимальная температура определена в 37,5°, по мере удаления от разломов она понижается до 27—24°. Представление о водообильности альбских отложений дают самоизливающиеся скважины, их удельные дебиты составляют от 0,6 до 1 *л/сек.*

Водоносный комплекс отложений апт-неокома также представлен песчаниками, чередующимися с алевролитами и глинами. У окраин бассейна этот комплекс залегает преимущественно на палеозойском основании или отсутствует. В центральной же части бассейна, особенно в прогибах, апт-неокомские отложения залегают на юрских.

Рассматриваемый водоносный комплекс вскрыт единичными скважинами, главным образом в Южном Приаралье. По имеющимся данным, отдельные его горизонты в аптских осадках имеют мощность до 52 *м*, местами вскрываются менее мощные прослои водоносных песчаников, особенно в отложениях неокома, представленного в большей мере алевролитами и глинами. Общая мощность водовмещающих пород изменяется от 22 до 265 *м*. В этом комплексе, так же как и в вышеописанном альбском, водоносные горизонты питаются только трещинными водами палеозоя, поступающими в основном из тектонических разломов, по разломам они и разгружаются путем перелива под значительным напором в горизонты, лежащие выше. В южном Приаралье в одной из скважин величина напора воды из аптского горизонта превышала поверхность земли до 15 *м* при самоизливе 7,02 *л/сек*; удельная производительность этой скважины определена в 0,55 *л/сек.* Химический состав воды следующий:

$$M_{11,59}\ \frac{Cl\,71\ SO_4\,18}{(Na+K)\,78\cdot Ca\,14\cdot Mg\,8}.$$

Из микрокомпонентов здесь обнаружен бром в количестве до 25 *мг/л*, наличие которого позволяет предполагать, что процесс вытеснения седиментационных вод еще не закончился.

Водоносный комплекс отложений юры опробован в Южном Приаралье и на Нижне-Сырдарьинском поднятии. Водосодержащие песчаники вскрыты скважинами на глубине свыше 1000 *м*.

Отдельные пробы воды, взятые без изоляции верхних водоносных комплексов, не могут дать достаточно достоверную качественную характеристику воды, в таких пробах минерализация составляет 3,5—5,0 *г/л*; отмечено повышенное содержание йода и брома. В районе Нижне-Сырдарьинского поднятия минерализация воды юрского водоносного комплекса составила 11,3 *г/л*. На п-ове Муйнак на глубине порядка 950—1110 *м* скважиной вскрыты воды с минерализацией 90—100 *г/л*. По химическому составу воды исключительно хлоридные натриевые.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На основной части Сырдарьинского артезианского бассейна, расположенного в северной части пустыни Кызылкум, господствует внутриконтинентальный климат, который отличается жарким летом с ничтожным количеством атмосферных осадков (2—5% от общегодовой нормы, равной 100—150 *мм/год*) и холодной зимой. Одной из особенностей климата равнинных пространств Средней Азии является то, что основная масса атмосферных осадков выпадает в холодное время года, когда испарение составляет ничтожно малую величину. Вследствие этого большая часть атмосферных осадков, выпадающих в пределах пустыни, сложенной преимущественно песчаниками, инфильтруется в первый от поверхности водоносный горизонт и в известной степени способствует формированию слабоминерализованных грунтовых вод.

В районах развития аллювиальных равнин, сложенных переслаивающими песками, супесями и глинами, инфильтрация атмосферных осадков весьма затруднена, а местами она почти отсутствует, в то же время значительная часть грунтовых вод летом расходуется здесь на транспирацию растениями и испарение. Такое положение приводит к увеличению минерализации грунтовых вод аллювиальных равнин. Основную роль в питании грунтовых вод и в формировании их химического состава здесь играют инфильтрационные воды Сырдарьи и Амударьи, а в орошаемой зоне — также воды ирригационных каналов. Интенсивность питания грунтовых вод повышается в период паводков этих рек, когда водой заполняются старые русла, озера и пониженные части речных террас. Таким образом, питание грунтовых и слабонапорных вод верхнего (кайнозойского) гидрогеологического этажа в той или иной степени осуществляется на всей площади его распространения.

Совершенно иные условия питания подземных вод свойственны среднему — мезозойскому гидрогеологическому этажу. На всей территории Сырдарьинского бассейна он перекрыт водонепроницаемыми глинами и мергелями палеогенового возраста, поэтому факторы формирования межпластовых вод наиболее интенсивно проявляются в районах крупных площадных выходов водовмещающих пород на дневную поверхность. Эти районы приурочены к подножиям горных массивов северо-западных отрогов Тянь-Шаня и хр. Каратау.

Низкие горы Центральных Кызылкумов с отметками 300—900 *м*, ограничивающие артезианский бассейн с юга и юго-запада, не играют существенной роли в формировании подземных вод среднего гидрогеологического этажа, так как климатические условия, в пределах низких гор по существу не отличаются от климата окружающих их пустынных пространств Кызылкумов.

Восточное и северо-западное горное обрамление артезианского бассейна относится к району Западного Тянь-Шаня, который отличается от других горных областей наибольшим увлажнением. Количество атмосферных осадков, выпадающих за год в предгорьях, находится в пределах 500—700 *мм*, это в четыре раза больше, чем их выпадает в Кызылкумах. Бóльшая часть их инфильтруется в водопроницаемые породы мезозоя.

Значительную часть приходного баланса среднего гидрогеологического этажа составляют фильтрационные потери постоянных и временных водотоков, пересекающих при выходе из гор отложения мезозойского возраста. Мезозойские породы предгорных равнин на многих участках соприкасаются с трещиноватыми водообильными породами палеозоя по тектоническим контактам. В пределах юго-западного склона хр. Каратау в районе поселка Атабай и далее в сторону г. Туркестан вдоль долины р. Хантанги К. П. Петушков наблюдал на участках трансгрессивного залегания меловых отложений на известняках девона и карбона прямой перелив трещинно-карстовых вод из известняков в песчаники верхнего мела.

Существенная роль в питании водоносных комплексов принадлежит разломам, которые, как выше было указано, прослеживаются на значительных расстояниях от выходов складчатого фундамента к зонам его глубокого залегания. Как видно из прилагаемой схемы (см. рис. 17), региональный подземный сток Сырдарьинского артезианского бассейна направлен от западных отрогов Тянь-Шаня к Аральскому морю. Основным базисом подземного стока среднего гидрогеологического этажа является Аральское море. Разгрузка подземных вод происходит в аллювиальные отложения Амударьи и в Аральское море по крупному внутризональному разлому, ограничивающему с востока Амударьинский тектонический вал. На правобережье Сырдарьи в пределах Чимкентского прогиба, непосредственно примыкающего к подножию западного Тянь-Шаня, абсолютные отметки пьезометрического уровня превышают 350 *м*. По мере продвижения на запад наблюдается снижение пьезометрического уровня, и в пределах возвышенности Каратау отметки его падают до 240 *м*. Весьма резкое снижение пьезометрического уровня артезианских вод на сравнительно небольшом расстоянии (менее 150 *км*) обусловлено наличием местного очага разгрузки в подножии юго-западного склона возвышенности Каратау. В этом районе аллювиальные отложения Сырдарьи залегают на размытой поверхности туронских песчаников и сенонских известняков, поэтому выклинивание артезианских вод верхнего мела происходит непосредственно в грунтовые воды второй надпойменной террасы. Такие условия

разгрузки обусловливают как направление подземного стока, так и большой уклон пьезометрической поверхности.

Следует отметить, что в центральной части Сырдарьинского артезианского бассейна описанный Каратауский участок местной разгрузки является единственным, на котором отсутствует палеогеновый водоупор. Открытые очаги разгрузки подземных вод среднего гидрогеологического этажа отмечены также в низовьях Сырдарьи, где русло реки прорезает Нижне-Сырдарьинское поднятие, а также в низовьях Амударьи. Местные (внутренние) участки разгрузки усложняют гидродинамические условия рассматриваемого артезианского бассейна, деформируя фильтрационный поток. Однако это не влияет на общее направление движения межпластовых вод к Аральскому морю — региональному базису подземного стока.

Местные очаги разгрузки формируются при наличии разрывных дислокаций, либо крутых флексурообразных перегибов, резко изменяющих структуру водоупорной кровли. Флексуры, переходящие местами в разрывы, широко развиты на крыльях альпийских складок. К присводовым частям этих складок приурочены бессточные котловины, где мощность водоупорных глин сокращается до 30—80 *м*. Отметки дна котловины обычно располагаются на 40—60 *м* ниже абсолютного положения пьезометрического уровня. Совокупность этих факторов создает благоприятные условия для выклинивания напорных вод.

Разрывные зоны являются не только путями, по которым осуществляется дополнительное питание подземных вод среднего гидрогеологического этажа, но в сочетании с рельефом и структурным фактором — также и путями разгрузки. В местах разгрузки вод образуются значительные площади солончаков и пухляков. Следует отметить, что слои соли накапливаются на дне котловин частично за счет талых и дождевых вод. Однако к началу лета такие участки вполне проходимы, а те участки, где солончаки и пухляки получают непрерывное подпитывание за счет подземных вод, практически круглый год недоступны для передвижения.

В местных очагах разгрузки Южного Приаралья величины напора снижаются на 15—20 *м*. Радиус влияния местных очагов разгрузки во многом зависит от площади бессточных котловин; в районе Улькен-карасора он достигает 20 *км*, в восточных котловинах 15 и 10 *км*.

Подземные воды верхнего мела, поступающие с Приташкентского предгорного артезианского бассейна к югу от линии Каратау — Дорткудук-Нурасы, создают пьезомаксимум; вследствие наличия местных областей разгрузки (Арнасайская впадина севернее хр. Нуратау и Южно-Джетымтауская котловина) часть подземного потока направляется к югу.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В пределах Сырдарьинского артезианского бассейна установлена определенная закономерность в размещении гидрохимических зон, охватывающих различные части разреза платформенного чехла.

В вертикальном разрезе нами выделены три гидрохимические зоны (рис. 19).

I. **Зона пресных вод с минерализацией до 1** *г/л* и различных по минерализации вод — от пресных до соленых. Развита в верхнем гидрогеологическом этаже в области активного, а местами затрудненного водообмена. В этой зоне выделяются две подзоны:

а) п р е с н ы х в о д с м и н е р а л и з а ц и е й до 1 *г/л* смешанного состава от гидрокарбонатных кальциевых до

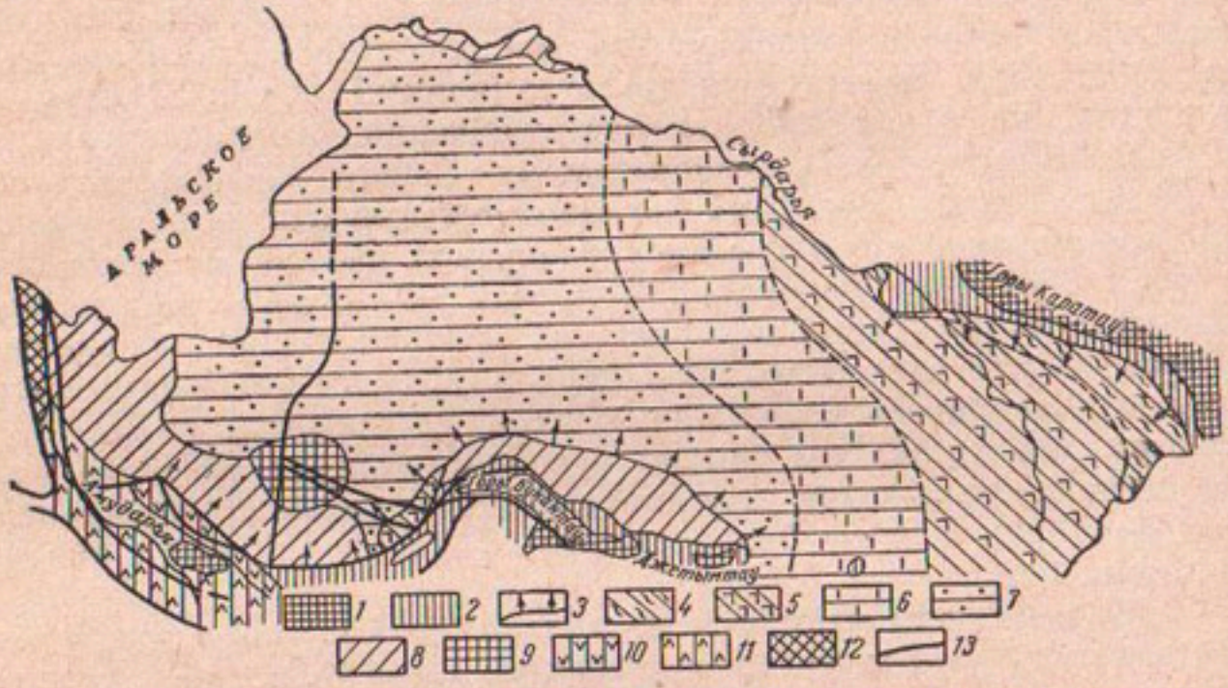


Рис. 19. Схема гидрохимической зональности верхнемелового водоносного комплекса Сырдарьинского артезианского бассейна.

1 — выходы палеозойских пород; *2* — выходы меловых пород; *3* — контуры распространения регионального водоупора палеогенового возраста. Г и д р о х и м и ч е с к а я з о н а л ь н о с т ь. Зона пресных вод с минерализацией до 1 *г/л*: *4* — подзона гидрокарбонатных кальциевых и кальциево-натриевых вод; *5* — подзона преимущественно сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых вод. Зона слабосолоноватых вод с минерализацией от 1 до 2 *г/л*: *6* — подзона сульфатно-хлоридных, натриево-кальциевых вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов; *7* — подзона хлоридно-сульфатных натриевых вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов. *8* — Зона солоноватых хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 2 до 3 *г/л*. *9* — Зона смешанных слабосолоноватых и солоноватых с минерализацией 1—3 *г/л*, сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых и натриево-кальциевых вод. Зона солоноватых и сильно солоноватых вод с минерализацией 3—10 *г/л*: *10* — подзона с минерализацией от 3 до 5 *г/л* хлоридных, реже хлоридно-сульфатных натриевых вод; *11* — подзона хлоридных натриевых вод с минерализацией 5—10 *г/л*; *12* — Зона соленых вод и рассолов исключительно хлоридных натриевых с минерализацией до 90 *г/л*; *13* — разломы

хлоридных натриевых; формируется в пределах Кызылкумской плиоценовой равнины в условиях преимущественного песчаного разреза и глубокого (от 10 до 30 *м*) залегания уровня грунтовых вод;

б) в о д с р а з л и ч н о й м и н е р а л и з а ц и е й — от пресных до соленых смешанного химического состава; эта подзона широко развита в предгорных равнинах, в долинах и дельтах рек; минерализация и химический состав вод закономерно изменяется от высоких предгорий к равнинам и от поймы к высоким террасам.

II. **Зона пресных и солеватых вод с минерализацией** 0,5—3 *г/л* смешанного состава от гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых до хлоридно-сульфатных натриевых. Распространена в области

относительно затрудненного водообмена в верхней части среднего гидрогеологического этажа (верхнемеловой и частично нижнемеловой водоносные комплексы).

III. **Зона солоноватых и соленых вод хлоридного натриевого состава с минерализацией от 3 до 35** *г/л*. Формируется в областях затрудненного водообмена на большой глубине (свыше 1000 *м*) в Сырдарьинской и Аральской впадинах (нижнемеловой и юрский водоносные комплексы).

Имеющийся гидрохимический материал по артезианским водам позволяет установить некоторые закономерности в формировании их химического состава в основном для водоносного комплекса верхнемеловых отложений. Среди этих закономерностей выявляется и вполне определенная горизонтальная зональность, лишь местами нарушаемая своеобразно протекающими гидродинамическими процессами. Наиболее ярко выражены следующие шесть зон с их подзонами, выделяемые по показателям степени минерализации артезианских вод и особенностям солевого состава (см. рис. 19).

I. **Зона пресных вод с минерализацией до 1** *г/л*: она прослеживается от юго-западных склонов гор Каратау и восточнее низкогорья Джетымтау — Букантауской группы выступов фундамента. В этой зоне выделяются две подзоны:

а) гидрокарбонатных кальциевых вод, прилегающая непосредственно к горным сооружениям;

б) гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных кальциево-натриевых вод, следующая за первой.

II. **Зона слабосолоноватых вод с минерализацией от 1 до 2** *г/л*, простирающаяся от Каратауской брахиантиклинали до Аральского моря. В ней также выделяются две подзоны:

а) сульфатно-хлоридных натриево-кальциевых вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов;

б) хлоридно-сульфатных натриевых вод с повышенным содержанием гидрокарбонатов.

III. **Зона солоноватых вод с минерализацией от 2 до 3 и, как исключение, до 5** *г/л*, по составу хлоридно-сульфатных натриевых. Прослеживается вдоль северных склонов Центрально-Кызылкумских выступов фундамента в районе, прилегающем к Амударьинскому тектоническому валу и в низовьях Сырдарьи.

IV. **Зона смешанных слабосолоноватых вод с минерализацией от от 1 до 2,5** *г/л*, по составу сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриевых и натриево-кальциевых с повышенным содержанием гидрокарбонатов. Она формируется в местах перелива подземных вод по тектоническим разломам, удаленным от выступов складчатого фундамента.

V. **Зона солоноватых и сильносолоноватых вод** с минерализацией от 3 до 10 *г/л*, расположена к северу от хр. Султануиздаг. В этой зоне выделяются две подзоны:

а) солоноватых хлоридных, реже хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 3 до 5 *г/л*;

б) сильносолоноватых хлоридных натриевых вод с минерализацией от 5 до 10 *г/л*.

VI. **Зона соленых вод и рассолов с минерализацией от 10 до 50** и до 70 *г/л*, по составу хлоридных натриевых. Распространена в пределах Амударьинского тектонического вала.

Нарушение нормальной гидрохимической зональности наблюдается в Южном Приаралье на участках, где по тектоническим разломам происходит перелив трещинных вод палеозоя в водоносные горизонты мела. Наиболее благоприятные условия для перелива трещинных вод палеозоя создаются на участках тех водоносных комплексов мезозоя, которые характеризуются наиболее активным водообменом и обладают лучшими фильтрационными свойствами; в большей мере они показательны для верхнемелового водоносного комплекса. Гидродинамические условия этого водоносного комплекса обусловили также процесс вытеснения седиментационных и метаморфизованных вод из его толщи.

В горизонтах нижнемелового, а тем более юрского водоносного комплекса, несмотря на сравнительно пониженную минерализацию, не превышающую 30 *г/л*, частично еще сохранились древние воды, что подтверждается высоким содержанием брома (до 25 *мг/л*). В пределах Амударьинского тектонического вала на п-ове Муйнак вскрыты крепкие хлоридные натриевые рассолы, типичные для условий застойного водного режима.

Для Сырдарьинского артезианского бассейна остаются неразрешенными следующие вопросы:

1) какое время потребовалось для вытеснения седиментационных вод из меловой и юрской толщи;

2) почему наиболее пресные воды с минерализацией до 2 *г/л* сосредоточены преимущественно в центральной полосе Сырдарьинского артезианского бассейна вплоть до области региональной их разгрузки в Аральском море;

3) чем объяснить хлор-сульфатный состав слабо минерализованных вод (до 2 *г/л*), распространенных на основной части этого бассейна.

Для выяснения первого вопроса необходимо произвести расчет скорости водообмена артезианских вод по горизонтам верхнего мела между областью питания, находящейся в горах Каратау, и Аральским морем. Если допустить, что с момента появления очагов разгрузки артезианских вод их гидродинамические условия не изменялись, то можно считать, что движение оставалось относительно постоянным во времени. В таком случае расчет скорости этого движения можно произвести по закону Дарси:

$$V = KI,$$

где V — скорость фильтрации воды;

K — коэффициент фильтрации, *м/сутки*;

I — пьезометрический уклон.

Однако величина V не отражает фактической скорости движения воды. Действительная ее скорость в порах U рассчитывается путем деления V на пористость n:

$$U = \frac{V}{n} = \frac{K \cdot I}{n}.$$

Скорость движения рассматриваемых вод следует рассчитывать для участка от гор Каратау до Амударьинского тектонического вала на расстоянии 900 *км*. Принимая средний коэффициент фильтрации равным 3 *м/сутки*, получим, что среднее значение величины пьезометрического уклона составит 0,00034, а пористость, определенная лабораторным путем, не превышает 0,1. Исходя из таких данных, имеем:

$$U = \frac{3 \cdot 0{,}00034}{0{,}1} = 0{,}01 \text{ } м/сутки, \text{ или } 3{,}65 \text{ } м/год.$$

На полный период законченного движения артезианских вод от области формирования до области разгрузки потребуется:

$$T_{об} = \frac{l}{U} \frac{900 \text{ } км}{3{,}65 \text{ } м/год} = \frac{9 \cdot 10^5 \text{ } м}{3{,}65 \text{ } м/год} = 246\,500 \text{ лет}.$$

Если принять, что образование основных очагов разгрузки завершилось в среднечетвертичное время, т. е. примерно 500 000 лет тому назад, то период времени полного водооборота артезианских вод оказывается вполне достаточным. С учетом роли тектонических разломов, которые еще больше способствовали вытеснению седиментационных вод из рассматриваемых отложений, становится понятным наличие слабоминерализованных вод (до 2 *г/л*) на участках их региональной разгрузки.

Ответ на второй вопрос можно получить путем анализа общих гидрогеологических условий Сырдарьинского артезианского бассейна. На составленной для него по фактическим данным гидродинамической схеме (см. рис. 17) отмечаются шесть местных очагов разгрузки артезианских вод по пути их стока в Аральское море. В соответствии с рассмотренным выше эти очаги имеют весьма существенное значение в расходной статье баланса бассейна в целом. Благодаря этим местным очагам разгрузки хорошо промыта центральная его часть, в которой распространены слабоминерализованные воды.

В местных областях питания, таких, как горы Букантау, Джетымтау и другие, формируются преимущественно слабосолоноватые хлоридные воды, которые в известной степени накладывают отпечаток на солевой состав и на степень минерализации воды в краевых частях бассейна. Они оттесняют границу распространения пресных вод к центральной части, где преобладают сульфатные и гидрокарбонатные воды.

Увеличение общей минерализации артезианских вод от 0,5 до 2 *г/л*, начиная от области питания и до области разгрузки, происходит исключительно за счет повышения содержания хлора и натрия. Такая активность этих двух ионов, типичных для районов распространения рассолов, характерна для аридных зон всех континентов земного шара, что обусловлено палеогидрогеологическими условиями. Важно также, что весовое содержание гидрокарбонатов остается неизменным от области питания до области разгрузки артезианских вод. Такое постоянство отмечается и для сульфатного иона, за исключением мест с аномальными гидрохимическими условиями.

Как уже отмечалось, артезианские воды Сырдарьинского бассейна термальные. Такие воды были изучены главным образом в Южном Приаралье, при проводившихся здесь детальных гидрогеологических исследованиях. В других районах бассейна термальные артезианские воды специально не изучались. По тектоническим разломам изливаются не только холодные, но и термальные воды. Воды зон разломов существенно опресняют артезианские воды, причем в последних увеличивается содержание сульфатов.

В Южном Приаралье приближенно установлена величина геотермического градиента, составляющая 4,5° на 100 *м*. Но на участках влияния разломов, где палеозойское основание залегает на глубине 600—800 *м*, а палеогеновая кровля водосодержащей мезозойской толщи — на глубине 200—230 *м*, наблюдается резкое возрастание этой величины до 7,5—9° на 100 *м*. Выявленные изменения величины геотермического градиента позволяют предполагать, что непосредственно у разломов температура воды верхнемелового водоносного комплекса составит 50—60°, а на контакте с палеозойским основанием, на глубине порядка 500—800 *м*, она может достигать 80—90°. В некоторых самоизливающихся скважинах вода из верхнемеловых отложений имела температуру до 37° (рис. 20).

Значение разломов в питании водоносных комплексов мезозоя отчетливо выявляются при оценке естественных ресурсов верхнемеловых вод Южного Приаралья. Используя для этой цели балансовый метод, учитываем приходные статьи (рис. 21):

1) подземный приток за счет регионального стока артезианских вод $Q_{прит}$;

2) подземный приток со стороны местных очагов питания артезианских вод $Q_{мест}$;

3) подземный приток по тектоническим разломам $Q_{разл}$.

Затем выделяем расходные статьи:

1) подземный отток к региональной области разгрузки артезианских вод вдоль Амударьинского тектонического вала $Q_{от}$;

2) выклинивание артезианских вод в местных очагах разгрузки — бессточных котловинах $Q_{котл}$.

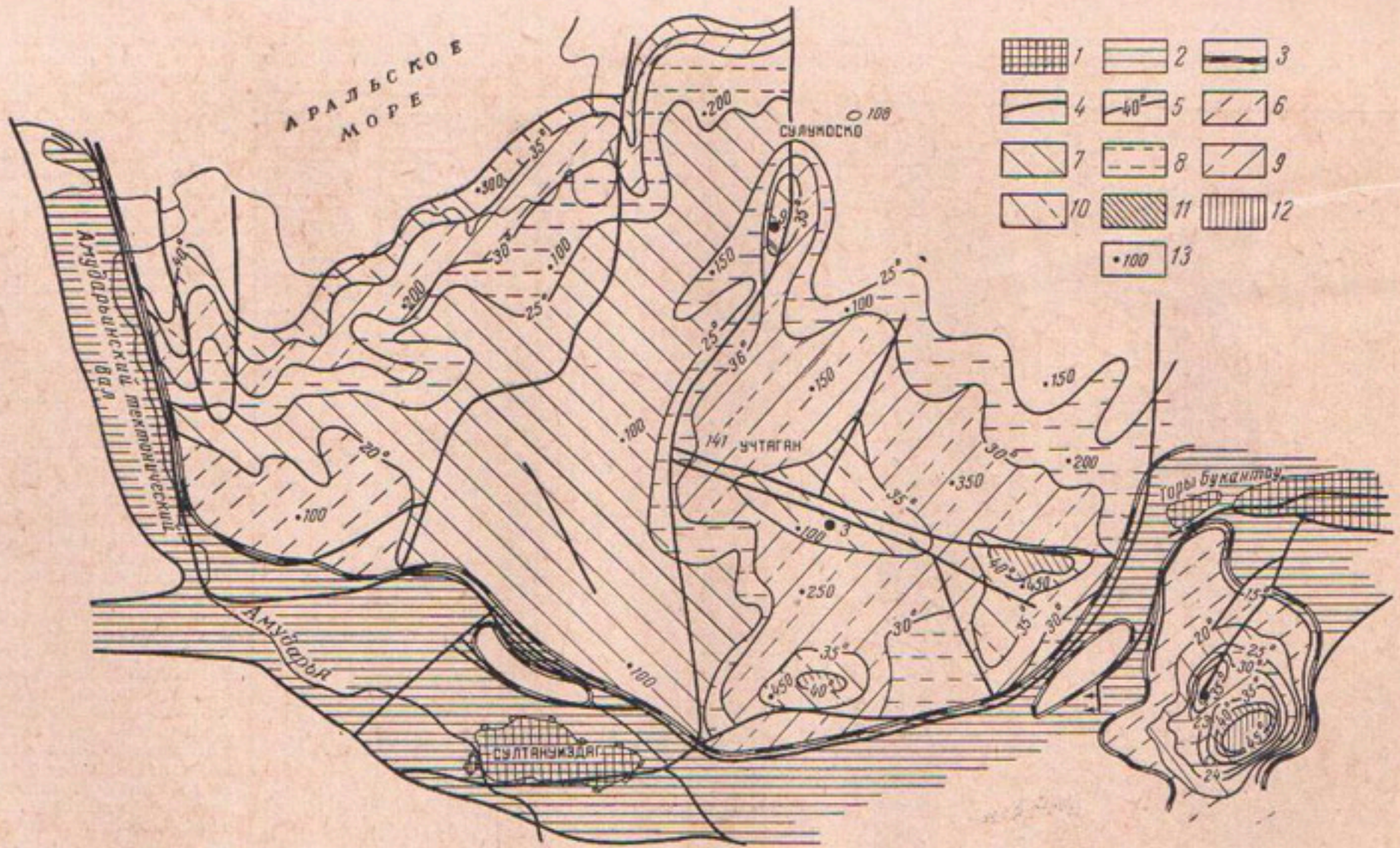


Рис. 20. Карта термальных вод по кровле верхнемелового водоносного комплекса Южного Приаралья и Мынбулакского артезианского бассейна Центральных Кызылкумов

1 — выходы на поверхность складчатого фундамента палеозойского возраста; *2* — выходы на поверхность отложений верхнего мела; *3* — контур распространения палеогенового водоупора; *4* — тектонические разрывные зоны; *5* — изотермы по кровле верхнемелового водоносного комплекса. Температурные зоны: *6* — до 20°; *7* — от 20 до 25°; *8* — от 25 до 30°; *9* — от 30 до 35°; *10* — от 35 до 40°; *11* — от 40 до 45°; *12* — от 45 до 50°; *13* — абс. отметки кровли верхнемеловых отложений

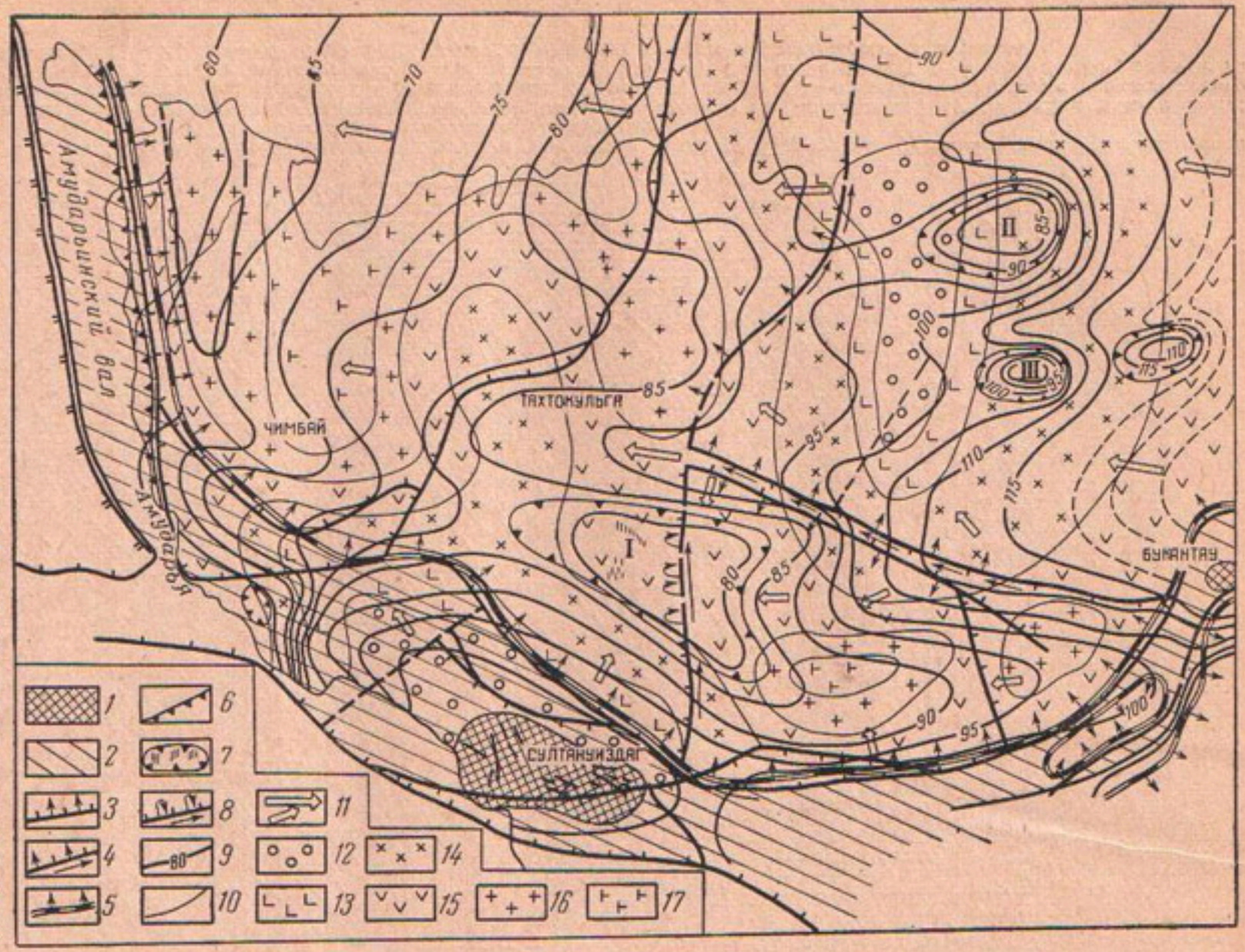


Рис. 21. Гидродинамическая карта верхнемелового водоносного комплекса Южного Приаралья

Области питания подземных вод: I — зоны площадного питания: *1* — ходы на поверхность складчатого фундамента палеозойского возраста; питание за счет инфильтрации атмосферных осадков; *2* — выходы на поверхность водопроницаемых песчаников и известняков верхнемелового возраста; питание за счет инфильтрации атмосферных осадков и подземного стока с палеозойских массивов. II — зоны линейного питания: *3* — тектонические разрывы с восходящим и горизонтальным потоком подземных вод; водоносный комплекс на отдельных участках питания за счет перелива термальных вод из палеозойского складчатого фундамента; *4* — тектонические разрывы с горизонтально циркулирующим потоком подземных вод, водоносный комплекс питается путем интенсивного притекания холодных вод по зонам разломов, обусловленного разностью гидростатических напоров в условиях неглубокого залегания складчатого фундамента; *5* — области напора подземных вод. Области разгрузки верхнемелового водоносного комплекса: *6* — зоны региональной разгрузки, район отсутствия регионального водоупора в пределах Амударьинского тектонического вала; *7* — зоны выклинивания напорных вод через размытую водоупорную кровлю на дне бессточных котловин; *8* — зоны дробления, по которым происходит разгрузка подземных вод в вышележащие породы неогенового и четвертичного возраста или на дне бессточных котловин. Гидродинамические показатели: *9* — гидроизопьезы верхнемелового водоносного комплекса; *10* — изопахиты отложений верхнего мела; *11* — направление подземного стока: *а* — регионального, *б* — местного. Районы с различными значениями коэффициента водопроводимости пород (km): *12* — до 800; *13* — от 800 до 1000; *14* — от 1000 до 1200; *15* — от 1200 до 1400; *16* — от 1400 до 1600; *17* — свыше 1600

Общий баланс рассматриваемой части Сырдарьинского артезианского бассейна в Южном Приаралье получает следующее выражение:

$$Q_{прит} + Q_{мест} + Q_{разд} = Q_{от} + Q_{кота}.$$

Подземный приток за счет регионального стока артезианских вод рассчитывается по линии гидроизопьезы с отметкой +110 *м* и вычисляется по формуле

$$Q = KFI,$$

где K — коэффициент фильтрации, равный 5 *м/сутки*;
I — напорный градиент потока;
F — площадь поперечного сечения, равная ml,
где m — мощность водосодержащей толщи,
l — длина линии сечения.

По гидродинамической карте определяется приток для различных значений km:

$$Q_{пр} = 191{,}2 \cdot 10^3 \ м^3/сутки.$$

Подземный сток направлен из местных областей питания, находящихся у гор Султануиздаг и Букантау, где количество выпадающих атмосферных осадков составляет в среднем 70—90 *мм* в год. Для всей территории Кызылкумов средняя величина инфильтрации атмосферных осадков не превышает 10%. Но учитывая, что водосодержащая толща верхнего мела неоднородна по водопроницаемости, в расчетах величина инфильтрации атмосферных осадков принята равной 4 *мм*, т. е. $h = 4$ *мм* или $4 \cdot 10^{-3}$ *м*. Площадь выходов водосодержащих пород $S = 2000$ *км*^{2}, отсюда

$$Q_и = S \cdot h = 2000 \ км^2 \cdot 4 \cdot 10 \ м^{-3}$$

$$Q_м = 2 \cdot 10^9 \ м^2 \cdot 4 \cdot 10^{-3} \ м = 8 \cdot 10^6 \ м^3/год;$$

$$Q_{мест} = \frac{8 \cdot 10^6}{3{,}65 \ сутки} = 22 \cdot 10^3 \ м^3/сутки = 270 \ л/сек.$$

Подземный приток по тектоническим разломам устанавливается после определения всех статей баланса. Суммарная величина приходной статьи баланса $\sum Q_{пр}$ составит:

$$\sum Q_{пр} = (Q_{прит} + Q_{мест} + Q_{разд})$$

$$\sum Q_{пр} = 191{,}2 \cdot 10^3 + 22 \cdot 10^3 + Q_{разд} = 213{,}2 \cdot 10^3 + Q_{разд}.$$

Суммарная величина расходной статьи баланса подсчитывается по изопьезе с отметкой +75 *м*:

$$Q_{от} = kFI = kmlI.$$

Площадь поперечного сечения потока подсчитывается для каждого сектора kt отдельно:

$$\sum F = 327{,}65 \cdot 10^6,$$

$$I = \frac{80-75}{20\,000} = \frac{5}{2 \cdot 10^4} = 2{,}5 \cdot 10^{-4};$$

$$Q_{от} = 327{,}65 \cdot 10^6 \cdot 2{,}5 \cdot 10^{-4} = 81{,}692 \cdot 10^3 \ м^3/сутки.$$

Одной из весьма существенных статей расхода артезианских вод является их выклинивание в бессточных впадинах (как в местных очагах разгрузки), среди которых наиболее значительна Улькенкарасорская; другие впадины расположены на различных расстояниях от нее. Артезианские воды поступают в Улькенкарасорскую впадину через водоупорную кровлю. Количество поступающих вод можно рассчитывать двумя вариантами: первый заключается в расчете по замкнутой гидроизопьезе с отметкой +80 *м*; второй сводится к подсчету суточной величины разгрузки, которая соответствует площади солончаков. Расчеты по первому и второму вариантам показали полную сходимость результатов, поэтому приводим лишь первый.

1 вариант, котловина 1 (Улькенкарасор). $Q_{мест} = KF_1I$. Таким образом, в Улькенкарасорской впадине горизонты артезианских вод верхнемелового комплекса разгружаются в количестве $Q_{котл.\ 1} = 146 \cdot 10^3\ м^3/сутки$. По другим местным очагам разгрузки поступление артезианских вод составляет $Q_{котл.\ 2} = 105 \cdot 10^3\ м^3/сутки$ и $Q_{котл.\ 3} = 75 \cdot 10^3\ м^3/сутки$. Эти данные получены при расчетах по линиям изопьез 90 и 100 *м*.

Суммарный расход артезианских вод в местных очагах разгрузки по первому варианту составил

$$\sum Q_{котл.} = 146 \cdot 10^3\ м^3/сутки + 105 \cdot 10^3\ м^3/сутки + 75{,}6 \cdot 10^3\ м^3/сутки = 326 \cdot 10^3\ м^3/сутки.$$

Суммарный приток в горизонты подземных вод верхнего мела по разломам вычислен из следующего уравнения баланса:

$$Q_{прит.} + Q_{разл.} + Q_{мест} = Q_{от} + Q_{кот};$$

$$Q_{разл.} = (Q_{отд} + Q_{котл}) - (Q_{прит.} + Q_{мест});$$

$$Q_{разл.} = (81{,}82 \cdot 10^3 + 326 \cdot 10^3) - (191{,}2 \cdot 10^3 + 22 \cdot 10^3) = 194{,}7 \cdot 10^3\ м^3/сутки.$$

Таким образом, на территорию Южного Приаралья по разломам поступает $194{,}7 \cdot 10^3$ *м³/сутки* воды, или 2000 *л/сек*.

Следует отметить, что наиболее обильное поступление трещинных и трещинно-карстовых вод палеозоя происходит по разломам, обновленным альпийским орогенезом. Поэтому во всех областях, охваченных альпийскими тектоническими процессами (особенно в предгорьях), необходимо выявлять гидрогеологическое значение таких разломов.

* * *

Рассмотрев основные закономерности формирования подземных вод Сырдарьинского артезианского бассейна, представляется возможным сделать следующие выводы:

1. К началу инфильтрационного этапа четвертого гидрогеологического цикла в отложениях юры и нижнего мела всюду были распространены подземные воды с преобладающей минерализацией 20—30 *г/л*, исключая северо-западную краевую часть артезианского бассейна, где захоронялись воды нормального морского бассейна. В отложениях верхнего мела были развиты рассолы с минерализацией 100—150 *г/л*.

2. Основной поток артезианских вод был направлен от хр. Каратау в сторону Аральского моря — регионального базиса стока.

3. Дополнительное питание артезианских вод осуществлялось по зонам разломов, развитых в пределах наиболее тектонически мобильных участков.

4. Величина притока подземных вод по разломам, рассчитанная для Южного Приаралья, превышала 2000 *л/сек*. Приведенные расчеты не претендуют на точность, однако они дают представление о порядке цифр.

5. За весь инфильтрационный этап четвертого гидрогеологического цикла рассолы были полностью вытеснены, и на большей части территории бассейна распространились пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией 0,5—2 *г/л*.

3. АМУДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Амударьинский артезианский бассейн расположен в южной части Туранской плиты. Он занимает огромную депрессию, открытую в сторону Аральского моря и ограниченную на севере и северо-востоке выступами складчатого фундамента Центральных Кызылкумов, Западного и Южного Тянь-Шаня, а также горными системами, сложенными преимущественно мезозойскими и кайнозойскими породами — на востоке Таджикской виргацией, на юге — Копетдагом,

Большим Балханом и Туаркыром. Благодаря сложному структурному плану складчатого фундамента и литолого-фациальным особенностям мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, в Амударьинском артезианском бассейне выделяются следующие артезианские бассейны второго порядка:

1) Бухаро-Каршинский,
2) Заунгузский,
3) Центрально-Каракумский,
4) Бадхыз-Карабильский.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В пределах Амударьинского артезианского бассейна, как и всей территории Туранской плиты, в толще мезозой-кайнозоя многие исследователи выделяют четыре водоносных комплекса и разделяющие их водоупоры, прослеженные по всей площади, либо ограниченные в пределах артезианских бассейнов второго порядка. Схема гидрогеологического расчленения приведена в табл. 3.

Гидрогеологические условия Амударьинского артезианского бассейна или его отдельных частей с точки зрения перспективности на нефть и газ рассмотрены в работах В. Н. Корценштейна, Л. Е. Михайлова, Я. А. Ходжакулиева и др. В этих работах можно найти более детальную характеристику Бухаро-Каршинского артезианского бассейна второго порядка, Каракумского свода и Пятнякского поднятия. Поэтому в данной главе мы поставили своей целью рассмотреть Амударьинский артезианский бассейн в аспекте его сравнительной гидрогеологической характеристики с другими бассейнами Туранской плиты и не претендуем на его исчерпывающую характеристику.

Артезианский бассейн находится в краевой части Туранской плиты. На северо-востоке он граничит с орогенической областью, а на юге — с геосинклиналью, что обусловливает исключительно сложные фациальные условия накопления осадочного чехла. Именно поэтому многие водоносные толщи не выдержаны по литологическому составу и по мощности. Наиболее благоприятная гидравлическая связь существует в водоносном комплексе нижней и средней юры, а также в толще верхнего мела и альба.

Водоносный комплекс четвертичных отложений

Четвертичные отложения широко развиты в центральной части Амударьинского артезианского бассейна, где они прослеживаются с востока на запад от Амударьи до бессточных котловин Прикаспия. На севере и северо-западе распространение четвертичных отложений ограничено Туаркыром и Заунгузской равниной, на юго-востоке Бадхиз-Карабильской равниной и на северо-востоке — Амударьей. Водосодержащими породами служат разнозернистые пески с прослоями гравия, суглинков, супесей. Мощность этих отложений в

Таблица 3

Схема гидрогеологического расчленения Амударьинского артезианского бассейна

Водоносные комплексы и водоупоры	Гидрогеологические районы		
	Бухаро-Каршинский	Заунгузский	Центрально-Каракумский Бадхыз-Карабильский
1	2	3	4
Четвертичные водоносные комплексы	PlQ_{I-IV} alQ_{III-IV}	alQ_{III-IV} в долине Амударьи	alQ_{I+II} alQ_{III+IV}
Водоносные комплексы неогена	N_2	N_2 N_1	$N-Q$
Водоносный комплекс верхнего палеогена и нижнего неогена	N_1-Pg_3 Pg_3	—	Pg_3
Водоупорные отложения палеогена	Pg_2	Pg_{1-2}	Водоносные горизонты спорадического распространения Pg_2
Водоупорные отложения сенона	Cr_2sn+t	Cr_2sn	Cr_2sn частично
Водоносный комплекс отложений палеоцена и верхнего мела	Pg_1+Cr_2sn+t		Cr_2cm
Водоносные комплексы отложений верхнего мела		Cr_2t+cm	Cr_2sn Cr_2t
Водоупорные отложения нижнего турона	Cr_2t_1		Cr_2t_1
Водоносные комплексы отложений верхнего и нижнего мела	Cr_2 $Cr_1alb+cm$	Cr_1alb	Cr_2 $Cr_1alb+cm$
Водоупорные породы нижнего альба	Cr_1alb_1	Cr_1alb_1	Cr_1alb_1
Водоупорные комплексы нижнего мела	Cr_1nc+ap Cr_1alb	Cr_1alb_1 Cr_1nc+ap	Cr_1nc+ap
Водоупорные породы юры	I_3^3 частично I_3^2	I_3	I_3^3
Водоносные комплексы юры	I_{1-2}	Спорадически I_3 I_3	Сведения отсутствуют
Водоносный комплекс пермо-триаса		$P+T$	T_{1-2}

центральной части бассейна превышает 300 *м*, к периферии бассейна она уменьшается.

Глубина залегания зеркала грунтовых вод в среднем составляет 20—30 *м*, в бессточных котловинах она уменьшается до 1—3 *м*. Общее направление движения потока грунтовых вод происходит с восток-юго-востока на запад-северо-запад, от рек Амударьи, Мургаба и Теджена в сторону Каспийского моря. Местными областями разгрузки грунтовых вод часто являются бессточные котловины, днища которых заняты солончаками.

Минерализация грунтовых вод по мере удаления от Амударьи изменяется от 0,5 до 10—15 *г/л* и т. д. В том же направлении отмечается и изменение химического состава от сульфатно-гидрокарбонатного и сульфатно-хлоридного кальциевого и магниевого до хлоридного натриевого. На большей части территории распространения четвертичного водоносного комплекса вскрыты соленые воды с плотным остатком от 15 до 30 *г/л*. В вертикальном разрезе с глубиной происходит резкое увеличение минерализации до 50 *г/л*, а местами до 80 *г/л*. По химическому составу наиболее широко распространены хлоридные натриевые воды.

В междуречье Теджена и Мургаба, Амударьи и Мургаба, на границе с юго-восточным Заунгузьем, в подгорной равнине Копетдага и на крайнем западе Низменных Каракумов развиты значительные по площади линзы пресных вод, не имеющие в настоящее время иных источников питания, кроме атмосферных осадков. Минерализация воды в линзах от центра линзы к периферии увеличивается от 0,8 до 3 *г/л*. По данным И. Г. Шевченко и В. Д. Бабушкина, мощность линзы с минерализацией до 1 *г/л* изменяется от 30 до 80 *м*.

Кроме отмеченных крупных линз пресных вод, в Центральных Каракумах встречаются многочисленные небольшие подтакырные линзы, мощность которых достигает 20 *м*.

В аллювиальных отложениях современных долин Амударьи — Теджена, Мургаба, Зеравшана и Кашкадарьи формируются грунтовые воды, режим которых полностью зависит от поверхностного водотока. Глубина залегания грунтовых вод увеличивается от 0,5 *м* в пойме до 10—15 *м* на террасах. В том же направлении происходит увеличение минерализации — от 0,5 *г/л* в прирусловой зоне до 20—30 *г/л* в некотором удалении от нее. В пределах оазисов существенное влияние на глубину залегания и минерализацию грунтовых вод оказывают оросительные каналы и коллекторно-дренажная сеть. На участках постоянного орошения уровень грунтовых вод залегает в интервале 0,5—3 *м*, на целинных землях — в интервале 20—50 *м*. Орошаемые территории отличаются весьма пестрым солевым составом как в количественном, так и в качественном отношении.

В подгорных равнинах Копетдага, Западного Тянь-Шаня и Гиссара, сложенных аллюво-пролювиальными отложениями (конусов выноса), развиты преимущественно пресные грунтовые воды. Глубина их залегания изменяется от 100 *м* в предгорьях до 1—5 *м* на равнине. От гор к равнинам прослеживается постепенная смена галечников

песками и глинами и выдерживается закономерная гидрохимическая зональность. При этом зоны с минерализацией до 1 и до 3 *г/л* обычно занимают наибольшие площади. Переход к высокоминерализованным водам порядка 50—80 *г/л* происходит на сравнительно небольшом промежутке. Химический состав меняется от гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до хлоридного натриевого. Питание подземных вод подгорных равнин осуществляется за счет фильтрационных потерь временных водотоков.

Водоносный комплекс неогена

Отложения верхнего и нижнего неогена в пределах Амударьинского артезианского бассейна, в отличие от других районов запада Средней Азии, представлены наиболее полно, однако их гидрогеологическая изученность не отличается полнотой. В настоящее время материалы гидрогеологических съемок позволяют охарактеризовать водоносный комплекс плиоцена, слагающий Заунгузскую неогеновую равнину и юго-западные Кызылкумы. Для остальной части территории лишь установлено, что под четвертичными отложениями низменных Каракумов в песчаниках плиоцена распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией от 10—20 *г/л*, возрастающей на востоке района до 60 *г/л*, а на крайнем его западе — до 120 *г/л*.

На всей территории водоносный комплекс приурочен к пескам и песчаникам, разделенным известковистыми глинами и алевролитами. В Кызылкумах в разрезах встречаются прослои конгломератов, состоящих из глинистой гальки. Мощность водовмещающих пород изменяется от 40—80 *м* на западе района до 300—350 *м* в долине Кашкадарьи. По данным Н. Г. Шевченко, глубина залегания грунтовых вод на левобережье Амударьи изменяется от 10 до 70 *м*, увеличиваясь с севера на юг в сторону Унгузских бессточных котловин. Непосредственно в котловинах уровень воды залегает на глубине 0—10 *м*. На правобережье Амударьи глубина залегания зеркала грунтовых вод в среднем изменяется от 10 до 20 *м*, на водораздельных участках и в повышениях рельефа она увеличивается до 80 *м*. Подземный сток направлен от горных возвышенностей Западного Тянь-Шаня в сторону общей дрены, каковой является Амударья.

В пределах Заунгузских Каракумов на крайнем востоке описываемого района Амударья питает грунтовые воды, а ниже по течению горизонты, заключающие грунтовые воды неогена, дренируются долиной реки. Общее направление движения подземных вод западсеверо-западное, величина гидростатического уклона изменяется от 0,0003 до 0,0005. Минерализация и химический состав грунтовых вод не отличаются постоянством. Наибольшим распространением пользуются воды с минерализацией от 10 до 50 *г/л*, преимущественно хлоридного натриевого состава.

В пределах Восточного Заунгузья имеется огромная линза пресных вод, площадь ее составляет 4968 *км*^{2}, мощность изменяется от 2 до 30 *м*. По характеру минерализации воды гидрокарбонатные

натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. В северной части Заунгузья известна несколько меньшая по размерам Балкуинская линза пресных вод.

В бассейне р. Кашкадарьи работами Кашкадарьинской гидрогеологической экспедиции установлен азональный вертикальный гидрохимический разрез от четвертичных до неогеновых пород. Площадь распространения пресных (до 1 *г/л*) глубокозалегающих (250—300 *м*) вод неогена значительно больше площади верхних водоносных горизонтов. Как и в Заунгузских Каракумах, здесь преобладают карбонатные кальциевые и карбонатно-сульфатные натриевые воды, состав более минерализованных (до 3 *г/л*) вод обычно сульфатно-карбонатно-хлоридный кальциево-магниевый и хлоридно-сульфатный магниевый.

Основными источниками питания плиоценового водоносного горизонта являются атмосферные осадки и подземный сток, направленный с горного обрамления. Линзы пресных вод формируются и пополняются только за счет атмосферных осадков. Водоносный комплекс отложений нижнего неогена и олигоцена практически не изучен. Лишь по отдельным скважинам установлено, что подземные воды этих отложений хлоридные натриевые с минерализацией свыше 25 *г/л*.

Водоносный комплекс палеоцен-верхнетуронских отложений

Палеоцен-верхнетуронские отложения весьма широко распространены на территории Амударьинского артезианского бассейна. Выходы их на поверхность прослеживаются по склонам палеозойских возвышенностей Кызылкумов, западного Тянь-Шаня, юго-западных отрогов Гиссара, на юге Бадхыза, а также в сводах глубокоэродированных положительных структур, в пределах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна и Центрально-Каракумского свода.

В кровле водоносного комплекса залегают плотные глины и мергели эоцена, в подошве — нижнетуронские глины. Такой разрез прослеживается в восточной части Амударьинского артезианского бассейна. Исключение составляют известняки палеоцена, водоносность которых установлена только в пределах Бухаро-Каршинского бассейна. По мере удаления к югу трещиноватость — раскарстованность карбонатных пород палеоцена резко падает. Известняки становятся плотными и монолитными, и в Бадхыз-Карабильском артезианском бассейне они служат водоупорной кровлей для верхнемелового водоносного комплекса. В западной части бассейна сенонские отложения представлены плотными известняками и мергелями практически безводными. Однако здесь отсутствуют нижнетуронские водоупорные глины, а туронские и сеноманские отложения образуют единую толщу.

Из изложенного следует, что только отложения туронского яруса являются связующими во всем артезианском бассейне и дают возможность рассматривать весьма сложную толщу осадков верхнего мела как единый водоносный комплекс.

Высокое положение областей питания в сочетании с условиями залегания создало предпосылки для формирования пьезометрических напоров. Отмечается общее падение пьезометрического уровня от горного обрамления на запад-юго-запад к центральной части бассейна. Абсолютные отметки изменяются от 800 *м* — в юго-западных отрогах

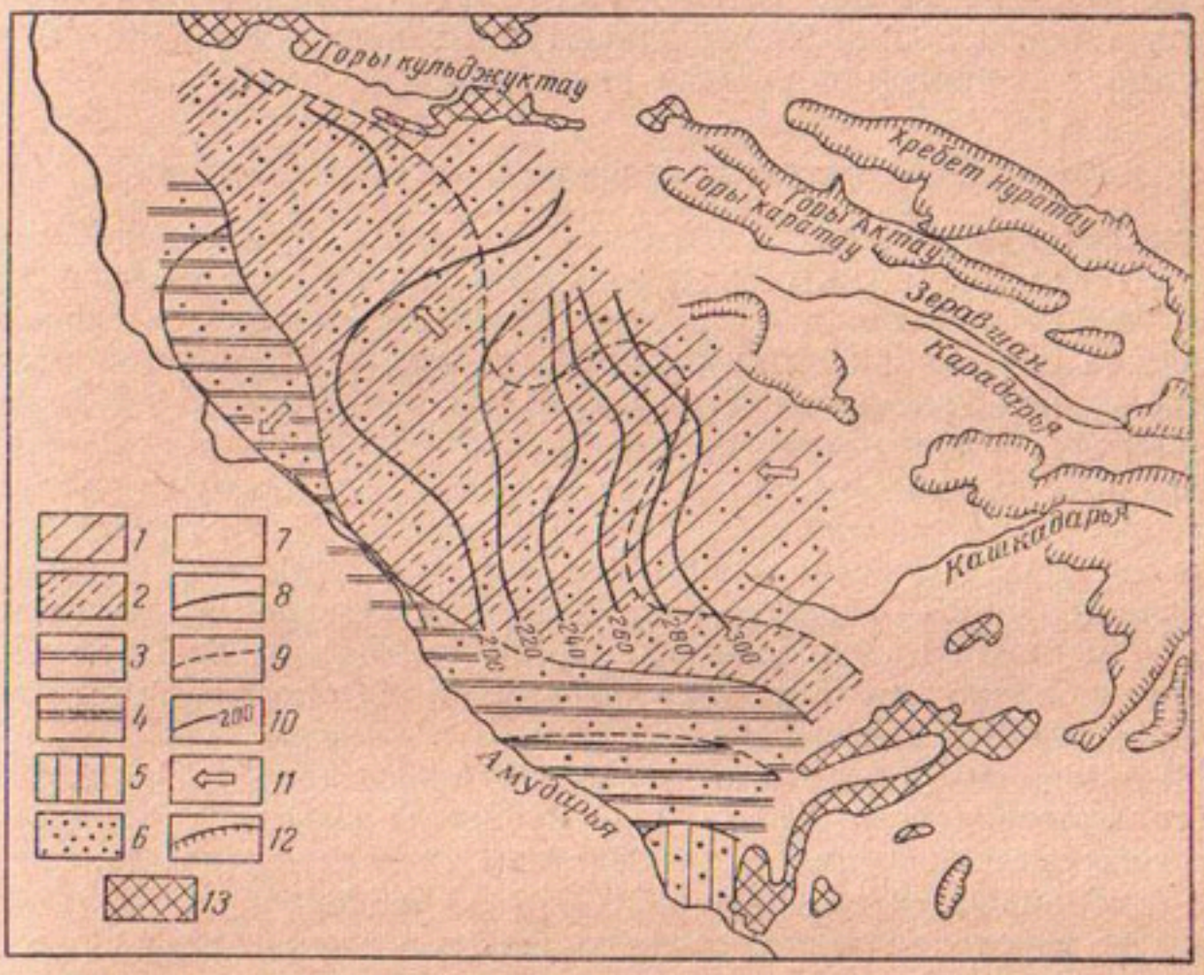


Рис. 22. Схематическая карта гидрогеохимических зон и гидродинамических условий палеоцен-верхнетуронского водоносного комплекса Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. Составил Л. Е. Михайлов

Состав и минерализация подземных вод: *1* — слабосолоноватые (1—3 *г/л*) смешанные по составу воды с повышенным содержанием гидрокарбонатного иона; *2* — сильно солоноватые (3—10 *г/л*) сульфатные натриевые воды; *3* — слабосоленые (10—20 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *4* — сильно соленые (20—50 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *5* — слабые хлоридные натриевые рассолы (50—100 *г/л*). Состав растворенных в воде газов: *6* — азотные; *7* — углекисло-азотные; *8* и *9* — границы вод различной минерализации и химического состава; *10* — гидроизопьезы; *11* — направление движения подземных вод; *12* — границы выходов доюрского складчатого фундамента; *13* — выходы на поверхность водовмещающих пород

Гиссара до 300 *м* в районе Зиаетдин-Зирабулакских гор в Бухаро-Каршинском бассейне и от 80 до 40 *м* в Центральном Каракумском своде (см. рис. 17).

Минерализация подземных вод палеоцена — верхнего мела изменяется по направлению подземного стока: от 1—3 *г/л* — в предгорьях Западного Тянь-Шаня до 25—50 *г/л* — в Бадхыз-Карабильском бассейне (район Байрам-Али) и от 24 до 38 *г/л* в Центрально-Каракумском своде. При повышении минерализации отмечается и изменение солевого состава подземных вод (рис. 22). В краевых частях артезианского бассейна распространены смешанные по составу

гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые и в меньшей степени кальциевые воды. В центральной части территории ведущее место принадлежит хлоридным натриевым водам. Указанное закономерное изменение минерализации и химического состава подземных вод от областей питания к центральной части бассейна не наблюдается в Гаурдак-Кугитангском районе. Здесь минерализация верхнемеловых вод превышает 100 *г/л*, что связано с наличием в разрезе хемогенных осадков.

Водоносный комплекс сеноман-альбских отложений

Воды сеноман-альбских отложений, согласно приведенной схеме (расчленения) водоносных комплексов Амударьинского артезианского бассейна, обнажены в восточной части территории. Отложения сеномана и в меньшей степени альба обнажаются главным образом в предгорьях Центрально-Кызылкумского свода, Зиаетдин-Зирабулакских гор и в юго-западных отрогах Гиссара. Кровлей водоносного комплекса служат нижнетуронские глины, в подошве залегает нижнеальбская алевролито-глинистая толща. В восточной части артезианского бассейна отложения верхнего альба представлены двумя пачками — верхней песчано-алевролитовой, мощностью 130 *м*, и нижней алевролито-глинистой, мощностью от 70 до 90 *м*. Нижняя пачка по существу изолирует водоносные горизонты, содержащиеся в образованиях верхнего и нижнего альба.

В толще сеноман-альбских отложений в пределах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна в процессе разведки Газлинского газового месторождения были выделены три водоносных горизонта: два в сеноманских отложениях (IX и X) и один в альбских (XI). Все три водоносных горизонта хорошо прослеживаются по всему району. Сеноманские водоносные горизонты представлены песчаниками с прослоями глин, известняков и алевролитов. В разрезах альба преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями глин и алевролитов. Количество крупнообломочного материала в западном и юго-западном направлении уменьшается.

Наличие разделяющих водоупоров не отражается на гидродинамических условиях всего водоносного комплекса. Отдельные аномальные напоры и депрессии связаны с различной газонасыщенностью подземных вод. Пьезометрические уровни снижаются от 300 до 200—180 *м* с востока на запад-юго-запад. При этом В. Н. Корценштейн проводит минимальную изопьезу по Газлинскому месторождению. По данным Л. Е. Михайлова, падение пьезометрических уровней от 300 *м* до 0 происходит с северо-востока на юго-запад.

Анализируя характер изменений пьезометрических уровней (рис. 23) различных горизонтов, В. Н. Корценштейн (1964) пришел к выводу, что все они гидравлически связаны между собой. В соответствии с этим вся мезозойская водоносная толща должна обладать общими гидродинамическими закономерностями при незначительной разнице в величине абсолютного напора по мере увеличения глубины

залегания. По данным Я. А. Ходжакулиева (1965), в пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия (Каракумский свод) уровень подземных вод устанавливается (с учетом минерализации) на отметках 40—60 *м*. Неточность, допущенную Л. Е. Михайловым (1962), можно объяснить наличием аномально низких уровней в пределах

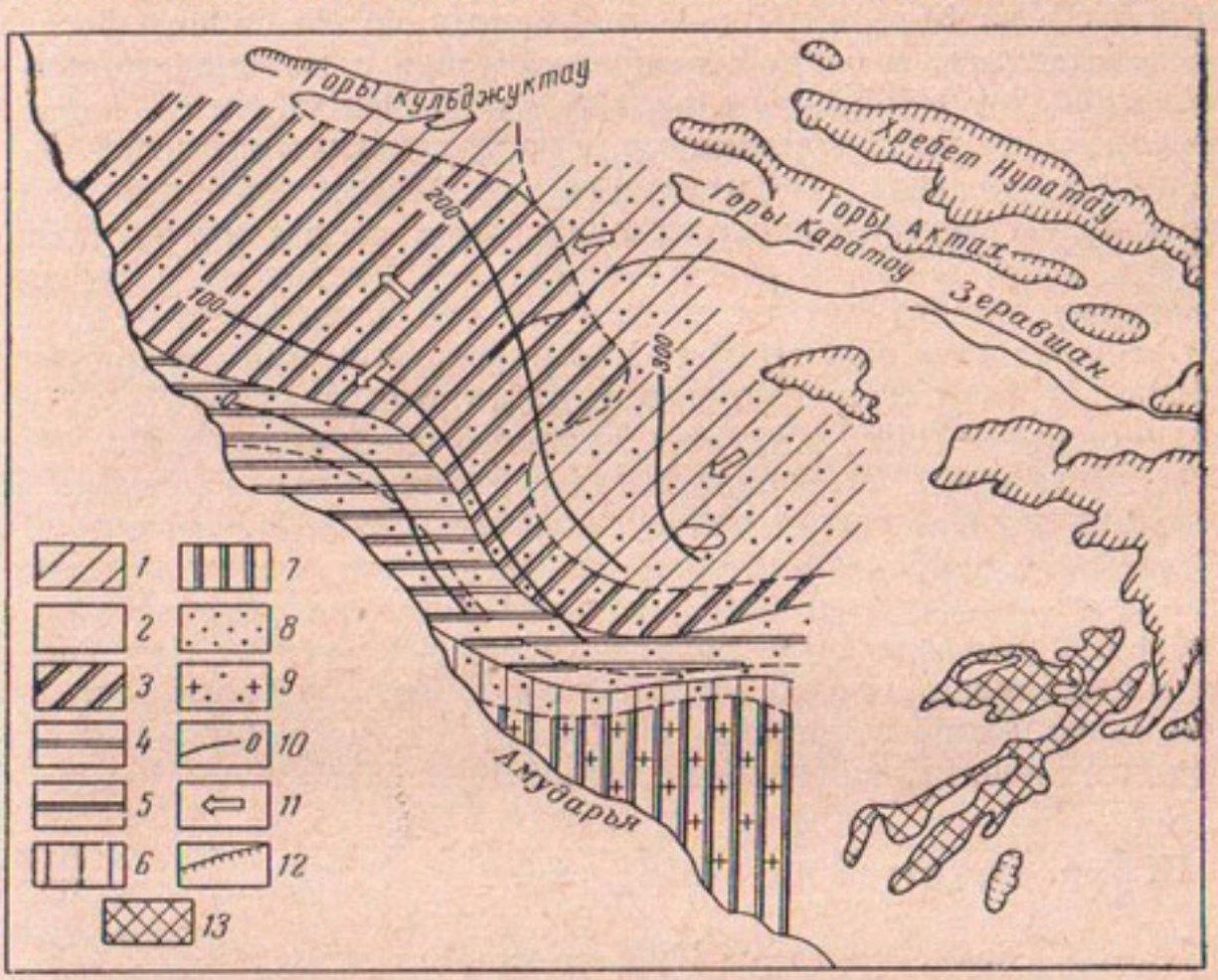


Рис. 23. Схематическая карта гидрогеохимических зон и гидродинамических условий сеноманских отложений (X проницаемый горизонт) Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. Составил Л. Е. Михайлов

Состав и минерализация подземных вод: *1* — слабосолоноватые (1—3 *г/л*) смешанные по составу воды с повышенным содержанием гидрокарбонатного иона; *2* — сильносолоноватые (3—10 *г/л*) смешанные по составу воды с повышенным содержанием гидрокарбонатного иона; *3* — сильносолоноватые (3—10 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *4* — слабосоленые хлоридные натриевые воды (10—20 *г/л*) и рассолы (50—100 *г/л*); *5* — сильносоленые (20—50 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *6* — слабые хлоридные натриевые рассолы (50—100 *г/л*); *7* — крепкие хлоридные натриевые иногда кальциево-натриевые рассолы (100—270 *г/л*). Состав растворенных в воде газов: *8* — азотные; *9* — метаново-азотные; *10* — гидроизопьезы; *11* — направление движения подземных вод; *12* — границы выходов доюрского складчатого фундамента; *13* — выходы на поверхность водовмещающих пород

отдельных изолированных тектонических блоков Чарджоуской ступени.

Пренебрегая нулевой изопьезой, можно считать, что общее направление подземного стока сеноман-альбского водоносного комплекса будет совпадать с направлением вышележащего водоносного комплекса. Минерализация и солевой состав подземных вод закономерно изменяются от областей питания (Центральных Кызылкумов и Западных отрогов Тянь-Шаня) к юго-западу. Характерно, что в области создания максимальных напоров (в юго-западных

отрогах Гиссара), превышающих, по-видимому, 600 *м*, в непосредственной близости к выходам водовмещающих пород, минерализация подземных вод не опускается ниже 30 *г/л*, а в районе Керкитага она составляет 153,5 *г/л*. Судя по смене гидрохимических зон, которая нашла отражение на картах Л. Е. Михайлова, основной поток идет из Зеравшанского межгорного артезианского бассейна. Важно отметить, что гидрохимическая зона с минерализацией 1—3 *г/л* проходит значительно дальше на юго-запад, чем в палеоцен-туронском водоносном комплексе, а зона с минерализацией 3—10 *г/л* уходит в пределы Заунгузского гидрогеологического района. Наибольшим распространением пользуются воды с минерализацией от 1 до 5 *г/л*, исключение составляют лишь отдельные структуры, в которых минерализация подземных вод повышается до 35 *г/л*.

Солевой состав подземных вод по мере увеличения минерализации изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатно-хлоридного натриевых до сульфатно-хлоридного и хлоридного натриевого. Л. Е. Михайлов установил весьма интересную закономерность в изменении химического состава подземных вод. Повышение содержания гидрокарбонатного иона в подземных водах смешанного состава он объясняет процессами восстановления сульфатов за счет окисления углеводородов вблизи газовых залежей. При увеличении минерализации до 10 *г/л* и выше в химическом составе преобладают ионы хлора и натрия. Приводим наиболее типичный состав подземных вод, выраженный формулой Курлова:

IX гор. структура Кара-Баир, скв. 2	$M_{1,3}$	$\frac{SO_4 40 HCO_3 34 Cl 25}{Na 97}$
IX гор. Газли, структура Курбан-Али, скв. 1	$M_{2,4}$	$\frac{SO_4 37 HCO_3 32 Cl 31}{Na 96}$
X гор. структура Майдаджой, скв. 1	$M_{1,4}$	$\frac{SO_4 46 HCO_3 28 Cl 26}{Na 80 Mg 12 Ca 8}$
X гор. Фараб, скв. 3	$M_{51,8}$	$\frac{Cl 97}{Na 85 Ca 11}$
XI гор. Южный Мубарек, скв. 22	$M_{1,5}$	$\frac{HCO_3 41 Cl 30 SO_4 28}{Na 97}$
IX гор. структура Караул-Базар, скв. 1	$M_{2,088}$	$\frac{SO_4 41 Cl 36 HCO_3 33}{Na 87}$
XI гор. Там же	$M_{4,4}$	$\frac{Cl 83 HCO_3 11}{Na 96}$

В Бадхиз-Карабильском артезианском бассейне рассматриваемый водоносный комплекс приурочен к песчано-известковой толще. Минерализация подземных вод здесь изменяется с глубиной от 26 до 77 *г/л*. Соответственно происходит смена сульфатно-хлоридных натриевых вод хлоридными натриево-кальциевыми. В пределах Заунгузского артезианского бассейна, по данным Я. А. Ходжакулиева (1965), минерализация подземных вод сеномана изменяется от 35 до 38 *г/л*, а минерализация подземных вод альба — от 60

до 80 *г/л*. При общем устойчивом хлоридном натриевом составе с глубиной происходит заметное обогащение ионом кальция.

Особо следует отметить, что сеноман-альбский водоносный комплекс всей территории артезианского бассейна является перспективным на газ и нефть, что подтверждается присутствием таких компонентов, как йод, бром и метан. Максимальное содержание йода составляет 24 *мг/л*, брома 510 *мг/л*. Повышение содержания микрокомпонентов происходит одновременно с увеличением минерализации, при этом отмечается уменьшение коэффициентов отношения $\frac{Na}{Cl}$ от 2,5 в области питания до 0,67 в зоне замедленного водообмена.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений имеет повсеместное распространение. Северо-восточная его граница проходит значительно южнее области распространения вышележащих водоносных комплексов. Отмеченное на отдельных участках сокращение его общей мощности до 120 *м* происходит за счет выпадения из разреза отложений неокома и частично апта. Наиболее полная гидрогеологическая характеристика выделенного водоносного комплекса получена по Бухаро-Каршинскому артезианскому бассейну, менее подробная — по другим бассейнам.

В пределах Бухаро-Каршинского бассейна в осадочной толще нижнего альба — неокома выделяют три водоносных горизонта (XII, XIII и XIV), согласно расчленению, принятому при разведке на нефть и газ (рис. 24). Первый водоносный горизонт представлен конгломератами и гравелитами, которые по мере удаления от горного обрамления сменяются песчаниками и известняками с прослоями глин. Мощность водоносного горизонта 50—80 *м* (по данным Л. Е. Михайлова). Второй водоносный горизонт сложен известняками и ракушняками, фациально замещающимися песчано-алевролито-глинистыми породами. Мощность его изменяется от 110 до 140 *м*. Третий водоносный горизонт представлен песчаниками с прослоями глин, максимальная его мощность 200 *м*.

Подобный разрез вскрыт и в Центрально-Каракумском своде Я. А. Ходжакулиевым, здесь также выделяются три водоносных горизонта, из них опробованы только два нижних. В Бадхиз-Карабильском бассейне выделяется апт-неокомский водоносный комплекс, в кровле которого залегает водоупорная алевролито-глинистая толща среднего или нижнего альба. В подошве повсеместно прослеживается выдержанная мергелисто-глинистая пачка верхней юры. Глубина залегания ее колеблется в пределах от 800 до 1600 *м*. Фациальное замещение одних литологических разностей другими в толще альба создает условия для гидравлической взаимосвязи между водоносными горизонтами нижнего и верхнего мела.

На отдельных участках артезианского бассейна интенсивный водообмен, вероятно, отсутствует, но гидродинамическая взаимосвязь

существует. Это положение, высказанное В. Н. Корценштейном в 1962 г., подтверждается схематическими картами гидроизопьез, составленными В. Н. Корценштейном и Л. Е. Михайловым для Бухаро-Каршинского артезианского бассейна.

Постепенное снижение пьезометрического напора с 400 до 200 *м* происходит с восток-северо-востока на запад-юго-запад, по мере

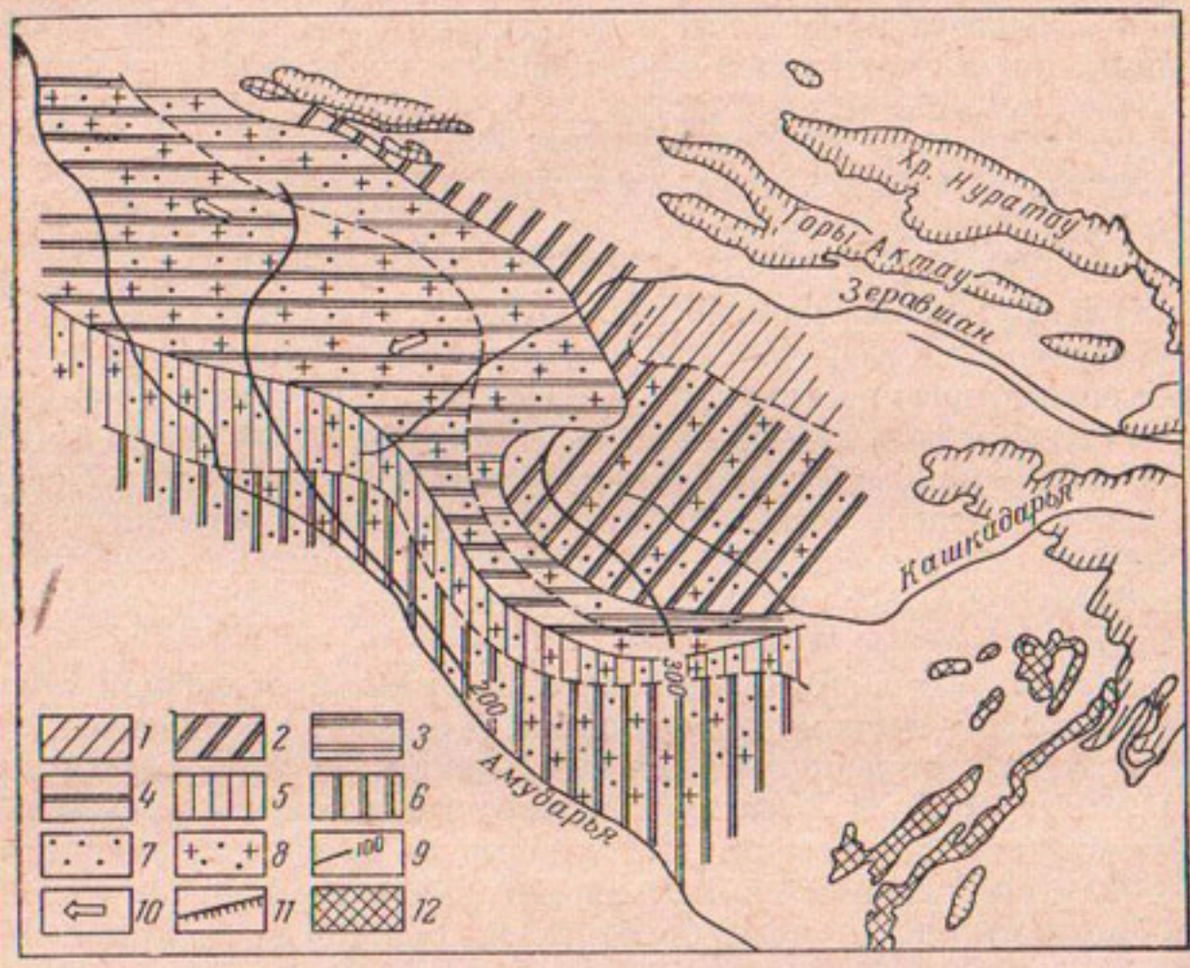


Рис. 24. Схематическая карта гидрогеохимических условий нижнеальбских, аптских и неокомских отложений Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. Составил Л. Е. Михайлов

Состав и минерализация подземных вод: *1* — слабосолоноватые (1—3 *г/л*) смешанные по составу воды, с повышенным содержанием гидрокарбонатного иона; *2* — сильносолоноватые (3—10 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *3* — слабосоленые (10—20 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *4* — сильносоленые (20—50 *г/л*) хлоридные натриевые воды; *5* — слабые хлоридные натриевые рассолы (50—100 *г/л*); *6* — крепкие хлоридные натриевые, иногда кальциево-натриевые рассолы (100—270 *г/л*). Состав растворенных в воде газов: *7* — азотные; *8* — метаново-азотные; *9* — гидроизопьезы; *10* — направление движения подземных вод; *11* — границы выходов доюрского складчатого фундамента; *12* — выходы на поверхность водовмещающих пород

удаления от основных областей питания, расположенных в подножье западных отрогов Тянь-Шаня. Абсолютное положение пьезометрического уровня в Центрально-Каракумском своде 80—100 *м*. Общее направление движения подземного потока с несколько повышенными пьезометрическими уровнями, по-видимому, совпадает с указанным на гидродинамической схеме (см. рис. 17), построенной для верхнемелового водоносного комплекса.

Минерализация подземных вод нижнего мела изменяется от 1,5—3 до 200 *г/л*. В Бухаро-Каршинском гидрогеологическом

районе преобладающая минерализация нижнемеловых вод составляет 4—20 *г/л*. Увеличение минерализации, как видно из гидрохимической схемы Л. Е. Михайлова (см. рис. 24), происходит с северсеверо-востока на юго-запад. В солевом составе ведущее место принадлежит хлоридным натриевым водам, а близ отрогов Западного Тянь-Шаня — смешанным сульфатно-хлоридным и хлоридно-сульфатным. Приводим наиболее типичные химические анализы подземных вод, выраженные по формуле Курлова:

XII гор. структура Кара-Баир, скв. 2 $M_{1,7}\frac{SO_4 41 Cl 37}{Na 89}$;

XII гор. Курбан-Али, скв. 1 $M_{1,5}\frac{Cl 95}{Na 89}$;

XIII гор. Мубарек, структура Майдаджойское поднятие, скв. 1 $M_{2,8}\frac{Cl 61 SO_4 23}{Na 90}$;

XIII гор. Яншказганское поднятие, структура Дауд-Тепе, скв. 1 $M_{49,3}\frac{Cl 96}{Na 74 Ca 17}$;

XIII гор. Камашн, скв. 5 $M_{116,5}\frac{Cl 98}{Na 92}$;

XIV гор. Кара-Кыр, скв. 3 $M_{25}\frac{Cl 91}{Na 79}$;

XIV гор. Уч-Кыр, скв. 16 $M_{129}\frac{Cl 99}{Na 73 Ca 22}$.

В Заунгузском гидрогеологическом районе нижнемеловой водоносный комплекс был вскрыт многими скважинами в интервале 1000—1600 *м*. Исключением является Питнякское поднятие, где комплекс вскрыт на глубине порядка 210—220 *м*. По данным Я. А. Ходжакулиева, минерализация подземных вод альбского водоносного горизонта составляет 45—80 *г/л*, аптского 80—120 *г/л*, неокомского 120—160 *г/л*. По химическому составу воды исключительно хлоридные натриево-кальциевые, содержание кальция увеличивается с ростом общей минерализации по глубине.

В Бадхыз-Карабильском артезианском бассейне (район Байрам-Али) в неокомских отложениях вскрыты хлоридные кальциевые воды с минерализацией 92,8 *г/л*, здесь нижнемеловой водоносный комплекс по своим гидрохимическим условиям является перспективным на нефть и газ. На многих участках вскрыты воды с повышенным содержанием брома (до 200 *мг/л*) и йода (до 11 *мг/л*). По мере повышения минерализации коэффициент отношения $\frac{Na}{Cl}$ уменьшается от 1,25 до 0,68.

Водоносный комплекс юрских отложений

Юрские отложения распространены на всей территории Амударьинского артезианского бассейна, однако в пределах Бухаро-Каршинского бассейна площадь их распространения значительно меньше, чем вышележащих пород мела. Кроме того, севернее Бухарского

регионального разлома мощность осадков резко сокращается, и из разреза выпадают отдельные стратиграфические горизонты. Заунгузский гидрогеологический район отличается почти полным отсутствием отложений верхней юры.

В разрезе юрских отложений четко выделяются три резко отличные толщи: нижняя — терригенная, средняя — карбонатная,

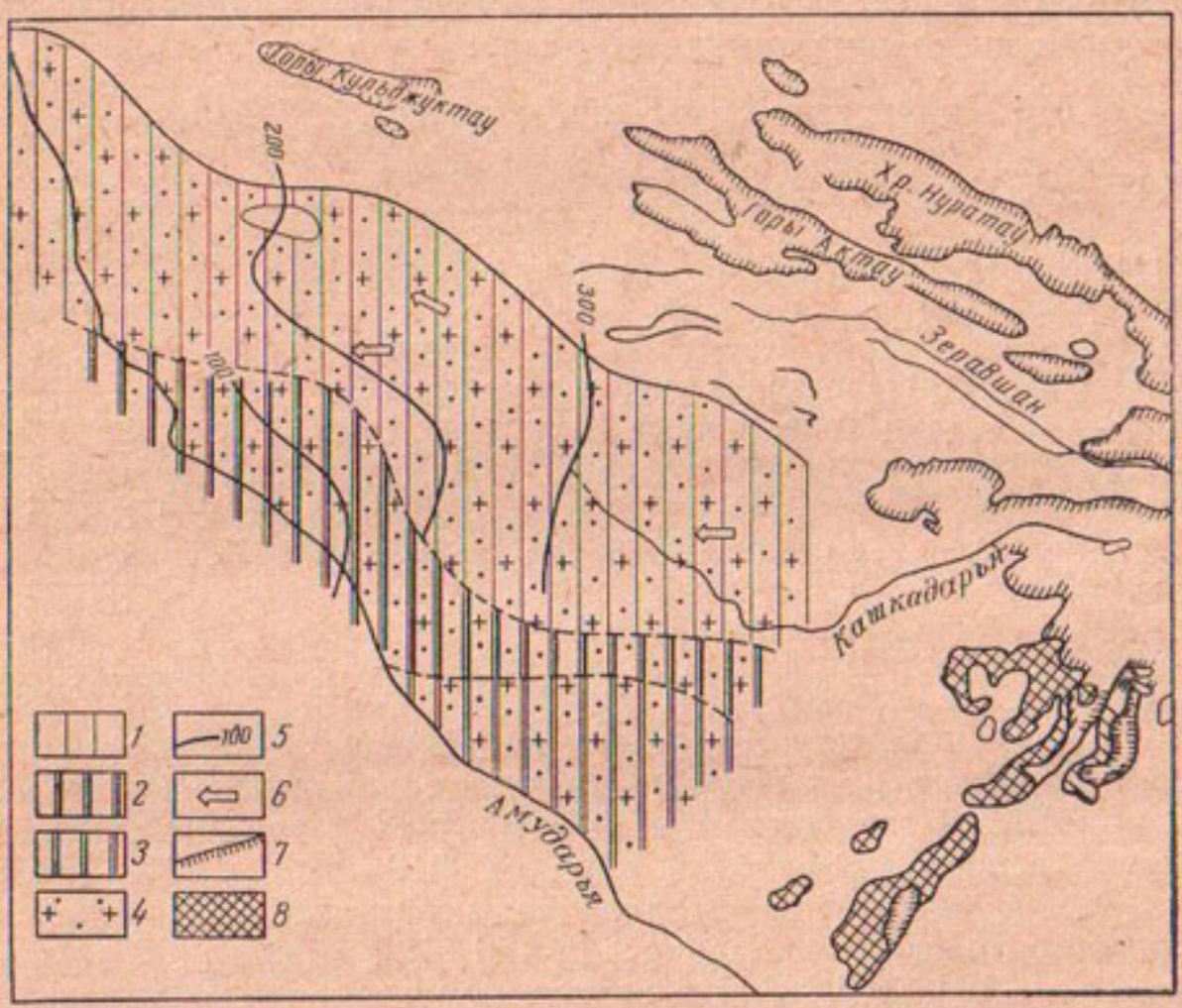


Рис. 25. Схематическая карта гидрогеохимических зон и гидродинамических условий верхнеюрских отложений (XV проницаемый горизонт Бухаро-Каршинского артезианского бассейна). Составил Л. Е. Михайлов

Состав и минерализация подземных вод: *1* — слабые хлоридные натриевые рассолы (от 50 до 100 *г/л*); *2* — крепкие хлоридные натриевые, иногда кальциево-натриевые рассолы (от 100 до 270 *г/л*); *3* — весьма крепкие хлоридные магниево-кальциевые рассолы с минерализацией более 270 *г/л*. Состав растворенных в воде газов: *4* — азотно-метановые; *5* — гидроизопьезы; *6* — направление движения подземных вод; *7* — границы выходов доюрского складчатого фундамента; *8* — выходы на поверхность водовмещающих пород

верхняя — хемогенная и карбонатно-хемогенная. Водоносными породами служат песчаники нижней и средней юры, переслаивающиеся с глинами, известняками и алевролитами. Известняки и соленосные отложения верхней юры по существу являются водоупорами.

Такой вывод справедлив для центральной части артезианского бассейна, поскольку в Бухаро-Каршинском бассейне в известняках развиты подземные воды. По мнению А. Г. Бабаева (1959), трещино-

ватость и кавернозность известняков возникла в период постюрского континентального этапа.

В кровле водоносного комплекса юры независимо от местоположения разреза залегают водоупорные глины и алевролиты. Глубина залегания юрских отложений увеличивается от периферии артезианского бассейна к его центру от 1000 до 3500 *м*. В Бухаро-Каршинском бассейне геологи-нефтяники выделили пять водоносных горизонтов — XV, XVI, XVII, XVIII и XIX; все они опробованы. Мощность каждого водоносного горизонта изменяется от 6 до 30 *м*. Многие исследователи отмечают сокращение мощности нижних проницаемых горизонтов за счет их выклинивания в западном и юго-западном направлениях. Общее направление подземного потока выдерживается с восток-северо-востока на запад-юго-запад. Абсолютные отметки пьезометрических уровней уменьшаются от 300 *м* — на северо-восточной окраине бассейна (структура Сеталан-Тепе) до 214 *м* — в районе Газлинского выступа и до 113 *м* — на Уч-Кырской структуре (рис. 17 и 25). Л. Е. Михайлов (1962 г.) отмечает, что первоначальное западное направление подземного потока перед Газлинским выступом изменяется и далее он следует на юго-запад. По мнению Л. Е. Михайлова, это происходит вследствие резкой смены литологического состава водоносной толщи.

Пьезометрические уровни всех водоносных горизонтов во всех скважинах устанавливаются примерно на одной отметке. Сравнивая пьезометрические уровни в отдельных структурах, можно отметить весьма неравномерное снижение напоров. По данным В. Н. Корценштейна (1962), средний градиент снижения напоров составляет 0,9—1 *м/км*. Расчеты И. В. Кушнирова и Р. Я. Бойко показывают скачкообразное падение напоров, изменяющиеся от 0,3 до 1,5 *м/км*. За последние годы на структурах Зеварды и Нишан, расположенных в Бешкентском прогибе, ограниченном с востока западными отрогами Гиссара, под хемогенной толщей юры на глубине 2800 *м* вскрыты крепкие рассолы с избыточным давлением, достигающим 114 (Зеварда) и 250 (Нишан) *атм*. Температура воды соответственно составляет 90 и 100° С. Такие аномальные напоры не связаны, разумеется, с современными областями инфильтрации.

Значительная глубина залегания, достигающая 3000 *м* и более, в условиях полного отсутствия выходов на дневную поверхность в Западном Тянь-Шане и на западных склонах юго-западных отрогов Гиссарского хребта создает весьма затрудненные условия для внедрения инфильтрационных вод. Поэтому на всей территории Амударьинского артезианского бассейна развиты высокоминерализованные воды хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого состава. Относительное понижение минерализации до 50—70 *г/л* отмечено лишь в северо-восточной части Бухаро-Каршинского бассейна. Граница этой гидрохимической зоны проходит по Бухарскому региональному разлому.

В трещиноватых известняках юры встречены воды с минерализацией 42 *г/л* (структура Газли и др.), в тех же структурах, но в более

глубоких водоносных горизонтах минерализация повышается соответственно до 82 и 107 *г/л*. Таким образом, влияние четвертого инфильтрационного этапа находит отражение лишь в верхнем водоносном горизонте XV. По мере увеличения минерализации подземных вод повышается содержание в них иона кальция. Приводим характерный компонентный состав, выраженный формулой Курлова:

XV	гор. Мубарекское поднятие, структура Майдаджой, скв. 1	$M_{40,6}\frac{Cl85}{Na61Ca25}$;
XV	гор. Структура Дауд-Тепе, скв. 1	$M_{113,8}\frac{Cl99}{Na67Ca25}$;
XVI	гор. Структура Ходжакудук, скв. 1	$M_{74,8}\frac{Cl97}{Na74Ca18}$;
XVII	гор. Структура Ходжакудук. скв. 1	$M_{80,6}\frac{Cl97}{Na72Ca20}$;
XVII	гор. Западный Маймак, скв. 1	$M_{146,6}\frac{Cl98}{Na83Ca15}$;
XVIII	гор. Западный Маймак, скв. 1	$M_{171,6}\frac{Cl99}{Na55Ca33}$;
XV	гор. Там же	$M_{540}\frac{Cl\,100}{Ca55Mg44}$.

В Бадхыз-Карабильском артезианском бассейне в пределах Байрамалинской структуры на глубине 3362 *м* в гаурдакской свите вскрыты крепкие рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 443,7 *г/л*. Южнее этого района в пределах Майской структуры на глубине 3546 *м* вскрыты воды с минерализацией 348,2 *г/л*. Л. Е. Михайлов и В. Н. Корценштейн (1962 г.) отмечают наличие в юрских водах высоких концентраций микроэлементов. В Бухаро-Каршинском бассейне эти воды содержат от 2 до 30 *мг/л* йода и до 717 *мг/л* брома, чаще 100—250 *мг/л*. В структурах Нишан и Зеварда содержание брома в тех же водах превышает 1300 *мг/л*. Кроме того, здесь появляется калий (до 418 *мг/л*).

Заунгузский артезианский бассейн отличается значительно меньшей максимальной концентрацией солей в подземных водах юры. По данным Я. А. Ходжакулиева, в районе Дарганаты минерализация этих вод на глубине 1800—2000 *м* составляет 117 *г/л*, в Пятнякском поднятии воды, взятые с глубины 600—800 *м*, показали 151—200 *г/л*.

В пределах Каракумского свода вскрыты воды с минерализацией, изменяющейся с глубиной от 133 до 195 *г/л*; по химическому составу воды хлоридные натриево-кальциевые с содержанием брома от 75 до 413 *мг/л*. Содержание йода достигает 11,4 *мг/л*, брома — 160 *мг/л*. Коэффициент отношения $\frac{Na}{Cl}$ изменяется в пределах 0,6—0,8 и уменьшается до 0,08 одновременно с повышением концентрации иона кальция.

Амударьинский артезианский бассейн расположен в пределах крупной тектонической депрессии, усложненной отдельными положительными и отрицательными складками второго и третьего порядка, особое место среди которых занимают Предкопетдагский и Центрально-Каракумский прогибы, Амударьинская и Мургабская впадины, а также Каракумский свод. Депрессия со всех сторон ограничена горными массивами или складчатыми областями, исключая северо-запад, где она сочленяется с Ассакеауданской впадиной.

По геологическому строению Амударьинский артезианский бассейн имеет много общего с Сырдарьинским, исключая особенности фациальных условий накопления отдельных частей разреза мезозойской и кайнозойской толщи. Эти отличительные черты в сочетании с особенностями тектонического строения и определяют условия формирования подземных вод рассматриваемого бассейна.

Инфильтрационный этап четвертого гидрогеологического цикла для глубоких водоносных комплексов проявлялся преимущественно по периферии артезианского бассейна в пределах палеозойских возвышенностей Центральных Кызылкумов, хр. Султануиздаг, Кульджуктау, Западного и Южного Тянь-Шаня (Зеравшанский и Гиссарский хребты с юго-западными отрогами), Копетдагской системы дислокаций и Туаркырской складчатой зоны.

Следует при этом учесть, что пустынность климата на всей территории бассейна в наибольшей степени проявляется в пределах низменных Каракумов и Южного горного обрамления. Чтобы получить полное представление об условиях формирования подземных вод мезозойского гидрогеологического этажа, рассмотрим особенности инфильтрации атмосферных вод в районах выходов водовмещающих пород на дневную поверхность. При этом будем рассматривать лишь те складчатые области и гидрогеологические массивы, которые непосредственно ограничивают Каракумский артезианский бассейн.

Складчатая область Копетдага представляет собой систему антиклинальных складок, образующих северную горную цепь Туркмено-Хорасанской горной системы, простирающейся вдоль южной границы Каракумского бассейна на расстоянии 500 *км*. Максимальная отметка гор достигает 2900 *м*, средняя высота составляет 1800—2000 *м*. Всю горную систему вместе с Предкопетдагским прогибом многие авторы относят к альпийской геосинклинальной зоне, которая отличается от эпигерцинской платформы как по характеру отложений мезозойской и кайнозойской толщ, так и по мощности. Наиболее древними породами здесь являются карбонатные и реже хемогенные накопления верхней юры, мощность которых составляет 430 *м*. Отложения неокома представлены известняками мощностью до 1500 *м*, лишь в верхнем барреме появляются мергели. Отложения апта представлены переслаивающимися известняками, песчаниками, алевролитами, реже глинами. Мощность этой толщи непостоянна и увеличивается с востока на запад от 300 до 1200 *м*.

Толща осадков, отнесенная к альбскому ярусу, развита в западной части Копет-Дага и характеризуется исключительно терригенными отложениями. Нижняя и верхняя части разрезов представлены глинисто-алевролитовыми породами, средняя часть — песчаниками. Мощность этих отложений колеблется в пределах 800—900 *м*.

Отложения верхнего мела характеризуются двумя резко отличными толщами. Нижняя толща — сеноманский ярус — представлена преимущественно песчаниками и глинами мощностью до 570 *м*, верхняя туронский и сенонский ярусы — известняками и глинами мощностью до 1000 *м*. На отложениях верхнего мела залегает мощная (до 2200 *м*) толща гипсованных глин и мергелей палеогена, особенно широко развитых в пределах Западного Копетдага. В подножье хребта широко распространены кирпично-красные песчаники, конгломераты и глины неогенового возраста, общая их мощность 400—500 *м*.

Исходя из гипсометрического положения, условий залегания и площади распространения, наибольший интерес представляют трещинные воды, формирующиеся в карбонатных осадках альб-неокома. Водоносная толща альб-неокома получает питание в Центральном Копетдаге путем прямого поступления атмосферных осадков (количество которых в среднем составляет 300—350 *мм* — в год) в систему трещин крупных разрывных нарушений, ориентированных в северо-западном направлении — вкрест простирания основных структур. На севере эти разрывы достигают линии главного взброса-надвига.

М. Р. Милькис (1964) отмечает, что в пониженных частях рельефа вдоль диагональных разрывов происходит выклинивание — промежуточная разгрузка — на поверхность пресных подземных вод, которые дают начало всем крупным рекам Копет-Дага. Конечным пунктом движения трещинных вод по разломам является главная тектоническая линия взброса-надвига. Здесь происходит окончательная разгрузка трещинных вод в виде источников или перелив их в обломочные породы предгорного шлейфа. П. И. Калугин (1945) считает, что по линии надвига происходит разгрузка всех водоносных толщ, начиная от юры и кончая верхним мелом. Таким образом, со стороны Копет-Дага в Амударьинский артезианский бассейн молодые инфильтрационные воды атмосферных осадков не поступают.

На западе рассматриваемый артезианский бассейн ограничен Туаркырской складчатой областью. Абсолютные отметки возвышенностей складчатой области невелики (до 460 *м*), вследствие чего сохраняются климатические условия, присущие всей территории пустыни Каракум. Среднемноголетняя сумма атмосферных осадков за последние 20 лет не превышает 75—80 *мм/год*, максимум достигает 110 *мм/год*, минимум 63 *мм/год*. Такое количество атмосферных осадков не может служить достаточным источником питания подземных вод мезозоя. В этом нетрудно убедиться, рассмотрев гидрогеологические условия этой территории.

В геологическом строении Туаркыра принимают участие породы, начиная от палеозоя и кончая современными четвертичными отложениями. Складчатый фундамент палеозоя обнажается на ограниченных по площади участках, его общая видимая мощность составляет 200 *м*. В обнажениях вскрыты аргиллиты и глинисто-кремнистые сланцы с линзами кварцитов, эти породы практически безводные. Выше по разрезу залегает весьма значительная по мощности толща пермских пород: переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, аргиллитов и туфов. Мощность их составляет 387,0 *м*. Водообильность трещинных вод очень низкая, по данным Н. Г. Шевченко она не превышает 0,5 *л/сек*. Минерализация изменяется от 2 до 10 *г/л*. По химическому составу воды сульфатно-хлоридные натриевые. Водоносность переслаивающихся песчаников, конгломератов и глин триаса, мощностью 727 *м*, не установлена.

В отложениях юрского возраста четко выделяются две обособленные толщи: первая нижне- и среднеюрская, терригенно-угленосная, вторая — верхнеюрская, карбонатно-хемогенная. Мощности этих толщ соответственно равны 648 и 46 *м*. Водоносный комплекс отложений нижней и средней юры вскрывается отдельными колодцами на глубине порядка 10 *м*, производительность колодцев достигает 10 *л/сек*. Минерализация по данным Н. Г. Шевченко изменяется в весьма широких пределах — от 5 до 34 *г/л*, и лишь на участках, благоприятных для инфильтрации атмосферных осадков, она составляет 1,7 *г/л*. По химическому составу воды исключительно хлоридные натриевые. Трещинные воды известняков верхней юры отличаются весьма низкой производительностью. Воды, как правило, горько-соленые хлоридные натриевые по составу, с минерализацией 48 *г/л*.

В отложениях неокома, представленного преимущественно глинами с прослоями известняков и песчаников, сплошной водоносный горизонт не выделен. Н. Г. Шевченко отмечает, что воды, приуроченные к отдельным прослоям песчаников, отличаются высокой минерализацией. Водообильность отдельных горизонтов водоносного комплекса очень низкая. Общая мощность отложений неокома составляет 80 *м*. Отложения апта отличаются значительной мощностью песчанистых глин и глинистых песчаников, включающих невыдержанные по мощности прослои песков и песчаников, насыщенных водой. Аптский водоносный комплекс вскрыт отдельными колодцами на глубине порядка 5 *м*. Водообильность, установленная по колодцам, составляет 0,07—0,1 *л/сек*. Минерализация воды изменяется от 8 до 16 *г/л*. По химическому составу воды хлоридные натриевые. Общая мощность отложений аптского яруса 400 *м*.

Толща отложений альб-сеноманского возраста характеризуется преимущественно слабыми песчаниками и песками с редкими прослоями глин и алевролитов. Глубина залегания уровня грунтовых вод не превышает 20 *м*. Скважина, пройденная до глубины 375 *м*, по данным Н. Г. Шевченко, вскрыла воды хлоридного натриевого

состава с минерализацией более 13 *г/л*. Водоносные горизонты более верхней части мезозоя не изучены.

Анализируя данные по отдельным водоносным горизонтам и комплексам, нетрудно убедиться, что инфильтрационные воды оказывают влияние лишь на верхнюю обнаженную часть водовмещающих пород. Особый интерес здесь представляет относительно низкая (13 *г/л*) минерализация вод альб-сеноманского комплекса. Это легко объяснить, если учесть, что путь фильтрационного потока от области инфильтрации до области региональной разгрузки в бессточные впадины составляет 40—60 *км*.

Район гор Султануиздага, как указывалось ранее, весьма неблагоприятен для аккумуляции атмосферных осадков. Если в предгорьях и происходит незначительное питание водоносных комплексов, то почти весь подземный сток дренируется Амударьей и бессточными впадинами. Наиболее благоприятные условия для формирования гидродинамических напоров и усиленного вытеснения древних седиментационных вод более молодыми сложились в пределах южных и западных отрогов Тянь-Шаня.

Горные возвышенности Тянь-Шаня, обрамляющие Бухаро-Каршинский район с севера и северо-востока, сложены породами складчатого фундамента. Они представлены сильно метаморфизованными песчаниками, сланцами, мраморизованными известняками, интрузивными и эффузивными породами на всей территории, исключая юго-западные отроги Гиссарского хребта, где обнажаются преимущественно мезозойские и кайнозойские отложения. Абсолютные отметки возвышенностей увеличиваются с запада на восток с 485 *м* (хр. Султануиздаг) до 2000 *м* (хр. Бахильтау). Абсолютные отметки предгорных равнин изменяются от 200 до 400 *м*.

Западные отроги Тянь-Шаня резко отличаются по климатическим условиям от прилегающих равнин. Здесь на северо-западных склонах горных хребтов, обращенных к влажным воздушным течениям, атмосферных осадков выпадает до 500 *мм*, реже 800 *мм/год*. Центральная часть Тянь-Шаня покрыта вечными снегами и ледниками, которые дают начало р. Зеравшан. На своем пути русло реки проходит через различные стратиграфические горизонты мезозоя и кайнозоя, обусловливая прямую инфильтрацию поверхностных вод реки в водовмещающие породы в пределах Зеравшанского межгорного артезианского бассейна.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта по морфологическому положению и степени обнаженности водовмещающих пород наиболее благоприятны для прямой инфильтрации атмосферных осадков. Однако литологический состав пород и сравнительно небольшое (до 300 *мм/год*) количество атмосферных осадков отрицательно сказывается на формировании пресных подземных вод. Значительная часть подземных вод здесь дренируется многочисленными глубоко врезанными руслами временных водотоков, пресные воды выявлены только в зоне трещиноватости и раскарстованности известняков верхней юры. На остальной территории мине-

рализация подземных вод мезозойских отложений изменяется от 3 до 20 *г/л*.

За пределами территории СССР, в Северном Афганистане, условия формирования подземных вод фактически не отличаются от юго-западных отрогов Гиссара. От юго-восточного и южного обрамления кровля мезозойских отложений погружается в Мургабскую впадину на глубину более 1000 *м*. Таким образом, наиболее благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков в водовмещающие породы мезозоя существуют лишь в районе Западного Тянь-Шаня.

Верхние водоносные горизонты кайнозоя, залегающие на глубине 100—150 *м*, находятся под постоянным воздействием существующих физико-географических факторов, и малейшее изменение установившегося природного равновесия приводит к резкому нарушению общих гидрогеологических закономерностей. Вместе с тем следует отметить, что зона активного водообмена сравнительно невелика, поэтому здесь встречаются воды весьма пестрые как по химическому составу, так и по степени минерализации. Подземные воды с минерализацией до 1 *г/л* преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, реже кальциевые, воды с минерализацией от 1 до 3 *г/л* сульфатно-хлоридные натриевые или магниевые, воды с минерализацией от 3 до 10 *г/л* хлоридно-сульфатные натриевые. На глубине неоген-четвертичный водоносный комплекс отличается более устойчивым и выдержанным солевым составом и устойчивой минерализацией, здесь преобладают хлоридные натриево-магниевые воды с минерализацией 50—70 *г/л*, как исключение 10—35 *г/л*.

Рассматривая палеогидрогеологические схемы неогенового периода, нетрудно убедиться, что накопление осадочной толщи происходило за счет временных или постоянных водотоков, стекающих с молодых альпийских сооружений Гиндукуша, Копет-Дага и Тянь-Шаня. Вместе с обломочным материалом захоронялись преимущественно пресные, либо слабоминерализованные воды. Засоление грунтовых вод в тот период могло происходить за счет аридности климата, растворения солей, переносимых с породой, а также разгрузки высокоминерализованных вод мезозоя в сводах глубокоэродированных положительных структур. В современных низменных Каракумах решающую роль в формировании высокоминерализованных вод сыграла трансгрессия апшеронского моря.

В четвертичное время потоки воды Приамударьи, заполнявшие низменные Каракумы, оказывали слабое опресняющее действие на подземные воды. Прогрессирующее прогибание Центрального Каракума и постоянный подпор со стороны реки создавали благоприятные условия для сохранения многочисленных остаточных озер и высокого стояния уровня грунтовых вод, что при отсутствии подземного стока приводило к интенсивному испарению и повышению концентрации солей.

В противоположность Низменным Каракумам, высокое гипсометрическое положение Бадхызской и Карабильской равнин

благоприятно сказывалось на интенсивности движения фильтрационного потока и способствовало сохранению значительной глубины залегания зеркала грунтовых вод. Вследствие этого в настоящее время здесь сохранились огромные линзы пресных вод. Заунгузские Каракумы продолжительное время служили районом сброса вод р. Зеравшана, о чем свидетельствуют россыпи гальки палеозойских пород, обнаруженные нами к югу от сел. Дарган-Ата. Почти вся вода, заполнявшая межгрядовые понижения неогеновой равнины Заунгузья, расходовалась на питание грунтовых вод и на испарение. Появление участков с гидродинамическим напором привело к некоторому подъему уровня подземных вод и интенсивному движению их в сторону базиса подземного стока, какими являлись бессточные котловины Унгуза. Низкое гипсометрическое положение этих котловин препятствовало повышению уровня грунтовых вод до критической глубины. В этих условиях испарение не оказывало заметного влияния на минерализацию подземных вод. По мере разгрузки древних соленых вод линза пресных вод увеличивалась в глубину и по площади.

После прекращения поступления вод из Зеравшана уровень грунтовых вод постепенно снижался, уклоны уменьшались до 0,0003—0,0005, и общий поток грунтовых вод изменил направление на северо-западное, в сторону нового базиса поверхностного и подземного стока, какими являлись долина Амударьи и Сарыкамышское озеро.

Линзы пресных вод формировались главным образом в условиях наличия базиса подземного стока, расположенного на 100—200 *м* ниже области распространения грунтовых вод. Все изменения, связанные с поворотом рек и перемещением базисов подземного и поверхностного стока, были обусловлены проявлением новейших тектонических движений. В настоящее время для выяснения происхождения линз пресных вод необходимо определять древние базисы стока, которые могут быть изолированы от площади, занятой линзой, новейшими структурами (Чильмамедкумская и Ясханская линзы).

Второй гидрогеологический этаж — мезозойский имеет непосредственное соприкосновение с инфильтрационными водами только на периферии артезианского бассейна. Анализ гидрогеологических условий складчатых областей показал, что наиболее благоприятные условия для формирования гидродинамического напора имеют место в пределах Бухаро-Каршинского гидрогеологического района.

Юго-западные отроги Гиссара и Гиндукуша являются районом создания гидростатического напора, в Предкопетдагском районе геостатический напор, по-видимому, преобладает над гидростатическим, так как главный взброс-надвиг полностью изолирует прогиб от инфильтрационных вод горного Копетдага. В пределах Бухаро-Каршинского бассейна в период накопления осадочной толщи мезозоя основной питающей провинцией служили Центральные Кызылкумы и Тянь-Шаньская горная страна. Обломочный материал, сносимый с суши в южном направлении, распределялся в соответ-

ствии с гравитационным законом, т. е. в непосредственной близости от области питания накапливались крупнообломочные осадки, далее они замещались песчаниками, а ближе к области максимального погружения в разрезах преобладали алевролито-глинистые и карбонатные отложения. Такое фациальное замещение одних литологических разностей другими не исключает присутствие в краевых зонах седиментационных бассейнов алевролитов и глин. Следовательно, фильтрационные свойства водовмещающих пород ухудшаются в соответствии со сменой литологического состава в горизонтальном плане и за счет уплотнения осадочных пород по мере увеличения глубины.

Рассматриваемый бассейн охватывает территорию, которая лишь с юрского времени постепенно вовлекалась в область седиментации осадков за счет сокращения суши. Поэтому на палеозойском складчатом основании по мере продвижения на север залегают различные стратиграфические горизонты мезозоя. В тектоническом плане Бухаро-Каршинский бассейн приурочен к двум наиболее высоким ступеням складчатого фундамента. Ступени ограничены крупными глубинными разломами герцинского заложения, обновленными в киммерийский и альпийский тектонические этапы. А. Г. Бабаев (Бабаев и др., 1963) выделяет здесь Предкызылкумский, Бухарский и Амударьинский разломы, которые протягиваются от Султануиздагского поднятия в виде пучка на юго-восток. Анализируя большой фактический материал, полученный в результате разведки нефтегазовых месторождений, А. Г. Бабаев подразделяет разломы по времени и активизации. Так, Амударьинский разлом контролирует с севера распространение пермо-триасовых отложений; вдоль Бухарского разлома отмечается значительный (более 1000 *м*) перепад мощностей юрских отложений; Предкызылкумский разлом ограничивает распространение нижнемелового седиментационного бассейна, этот разлом прослеживается вдоль южного выступа фундамента, слагающего горы Кульджуктау (см. рис. 17). Последние два разлома особенно активизировались в неогене.

В пределах северной Бухарской ступени, расположенной между Центрально-Кызылкумскими возвышенностями (Зирабулак-Зиаетдинским поднятием на севере и Бухарским разломом на юге), мощность мезозойско-кайнозойской толщи изменяется от 1200 до 1800 *м*, достигая максимума в синклинальных прогибах. В южной ступени, названной Каракульской впадиной, мощность меняется от 2700 до 3000 *м* и более. Южнее Амударьинского разлома мощность покрова в положительных структурах остается неизменной, но в разрезе появляются отложения пермо-триаса. По направлению к Мургабскому и Предкопетдагскому прогибам мощность отложений мезозой-кайнозоя увеличивается до 8000 *м*. В южном направлении нарастание мощности происходит преимущественно за счет алевролитов, глин и известняков. Водоносные комплексы, выделенные в Бухаро-Каршинском гидрогеологическом районе, в основном прослеживаются на территории всего Амударьинского артезианского бассейна,

однако проследить отдельные водоносные горизонты не представляется возможным.

Наиболее характерной особенностью Амударьинского региона является увеличение в разрезах положительных структур песчаников, которые фациально замещают алевролиты и глины, развитые в прогибах. Этот фактор сыграл определяющую роль в направленности основных путей фильтрации мезозойских водоносных комплексов. Особенно это касается Бухаро-Каршинского артезианского бассейна, где повышенная тектоническая активность, проявлявшаяся на протяжении всей истории накопления осадочной толщи, и непосредственный контакт водовмещающих пород мезозоя с выходами складчатого фундамента в Центральных Кызылкумах и в западных отрогах Тянь-Шаня, в отличие от других районов Амударьинского артезианского бассейна, создавали весьма благоприятные условия для внедрения инфильтрационных вод.

На гидродинамической схеме Средней Азии (см. рис. 17) и схемах других водоносных комплексов для Бухаро-Каршинского артезианского бассейна, составленных Л. Е. Михайловым (см. рис. 22—25) и В. Н. Корценштейном (1962 г.), видно, что основной поток напорных вод направляется с востока, от Гиссарского хребта, на запад и юго-запад. Однако смена гидрохимических зон происходит с север-северо-востока на юг-юго-запад. Выходы водовмещающих пород в юго-западных отрогах Гиссарского хребта являются областью создания напоров. Огромные перепады пьезометрических напоров на коротком расстоянии — от 800 до 300 *м* — объясняются весьма низкими фильтрационными свойствами водовмещающих пород. Выполаживание пьезометрической поверхности фильтрационного потока верхнемелового комплекса происходит в районе Карши. Далее к западу резкая деформация потока обусловлена переливом пресных вод из Зеравшанского межгорного артезианского бассейна. Ширина зоны слабоминерализованных вод (1—3 *г/л*), которая прослеживается вдоль выходов складчатого фундамента, значительно больше, чем это показано на схемах Л. Е. Михайлова.

Основной областью инфильтрации являются выходы складчатого фундамента в Гиссарском и Зеравшанском хребтах, а также в Центральных Кызылкумах, от которых на юго-запад происходит постепенное повышение минерализации подземных вод. Интенсивность внедрения инфильтрационных вод в Бухаро-Каршинском артезианском бассейне определяется как благоприятными фильтрационными свойствами водовмещающих пород, так и определенными гидродинамическими особенностями. По данным Л. Е. Михайлова (1962), величина скорости фильтрационного потока изменяется от 2,94 до 0,81 *м/год* для сеноманского водоносного горизонта и до 0,0043—0,11— для юрского, т. е. с глубиной скорость движения резко уменьшается.

Наши расчеты, произведенные для верхнемелового водоносного комплекса Бухаро-Каршинского района, показали, что в непосредственной близости к Зеравшанскому артезианскому бассейну ско-

рость движения составляет 2,1 *м/год*, а на остальной площади она изменяется от 1,4 до 0,9 *м/год*. Значительное превышение скорости фильтрации верхнемелового комплекса над скоростью нижележащих водоносных горизонтов обусловлено наличием местных областей разгрузки (см. рис. 17), приуроченных к глубокоэродированным положительным структурам и бессточным котловинам. Эти местные области разгрузки обеспечили закономерную смену гидрохимических зон по мере удаления от области питания. За пределами влияния местных очагов разгрузки минерализация верхнемеловых вод увеличивается до 20 *г/л*.

На юге территории, в районе Бадхыза, пресные и слабоминерализованные воды (от 0,8 до 3 *г/л*) развиты лишь в пределах выходов водовмещающих пород на поверхность. К северу, в зоне погружения, минерализация резко возрастает (до 35 *г/л* и более). Воды верхнего мела из приподнятого Бухаро-Каршинского района минуют сравнительно небольшой Заунгузский прогиб. Они продвигаются преимущественно по структурно приподнятым участкам артезианского бассейна, обходят с севера области замедленного движения, приуроченные к зонам максимального погружения, и поступают в Каракумский свод (рис. 26). Здесь их минерализация составляет от 24 до 38 *г/л*, а на участке серного завода —15 *г/л* (рис. 27, 28).

Некоторые исследователи (Соколовский, Давыдов, 1963 г.) считают, что на этом участке, осложненном разрывными нарушениями, происходит перелив слабоминерализованных грунтовых вод неогена в более глубокие водоносные горизонты. Я. А. Ходжакулиев опровергает это положение, базируясь на несовпадении значений коэффициента метаморфизации $\frac{Na}{Cl}$, который в глубоких водах составляет 0,75—0,80, а в грунтовых водах равен 1 и более. Я. А. Ходжакулиев объясняет аномальную минерализацию, исходя из данных палеогидрогеологического анализа; он считает, что в предпеогеновое время в некоторых блоках сернозаводской зоны имелись выходы на поверхность проницаемых пород туронского возраста, которые могли служить зоной инфильтрации атмосферных осадков, а также озерных и речных вод. На основании этого опреснение подземных вод в сернозаводской зоне Я. А. Ходжакулиев склонен объяснить разбавлением их водами преднеогеновой инфильтрации, а не проникновением потока грунтовых вод. Далее он отмечает, что с появлением в сернозаводском районе областей питания началась их разгрузка.

Как первое, так и второе объяснение мы считаем мало убедительным. В случае проникновения грунтовых вод в глубокие водоносные горизонты опресняющее действие будет проявляться лишь в верхнем водоносном горизонте турона, а по площади опресненная зона должна прослеживаться в западном направлении. Фактически относительно низкая минерализация подземных вод отмечена до глубины 300—400 *м*, в толще верхнего мела и частично в образованиях альба, ограничена восточной частью сернозаводской зоны. Поэтому в этом отношении нельзя согласиться с Я. А. Ходжакулиевым, так как

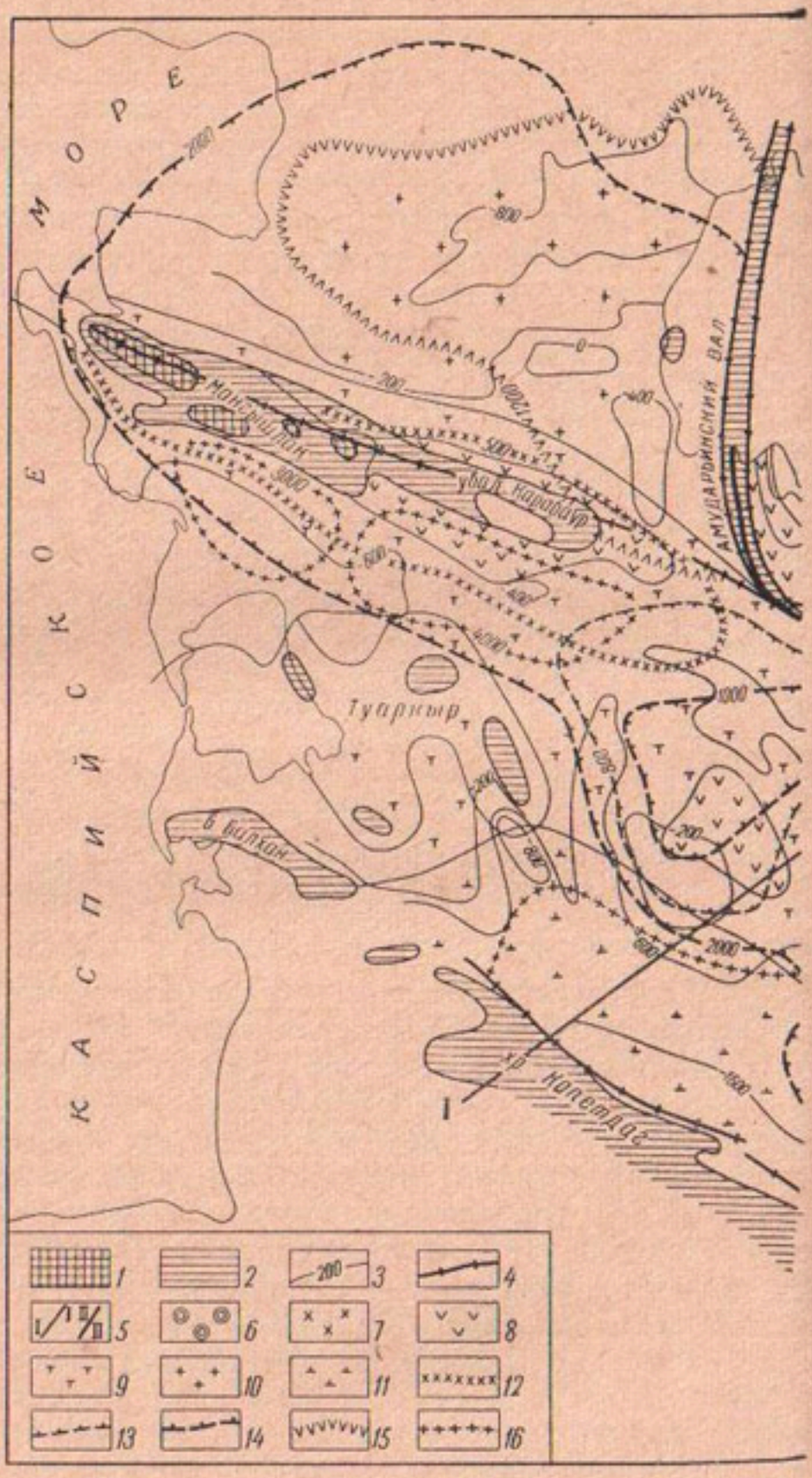
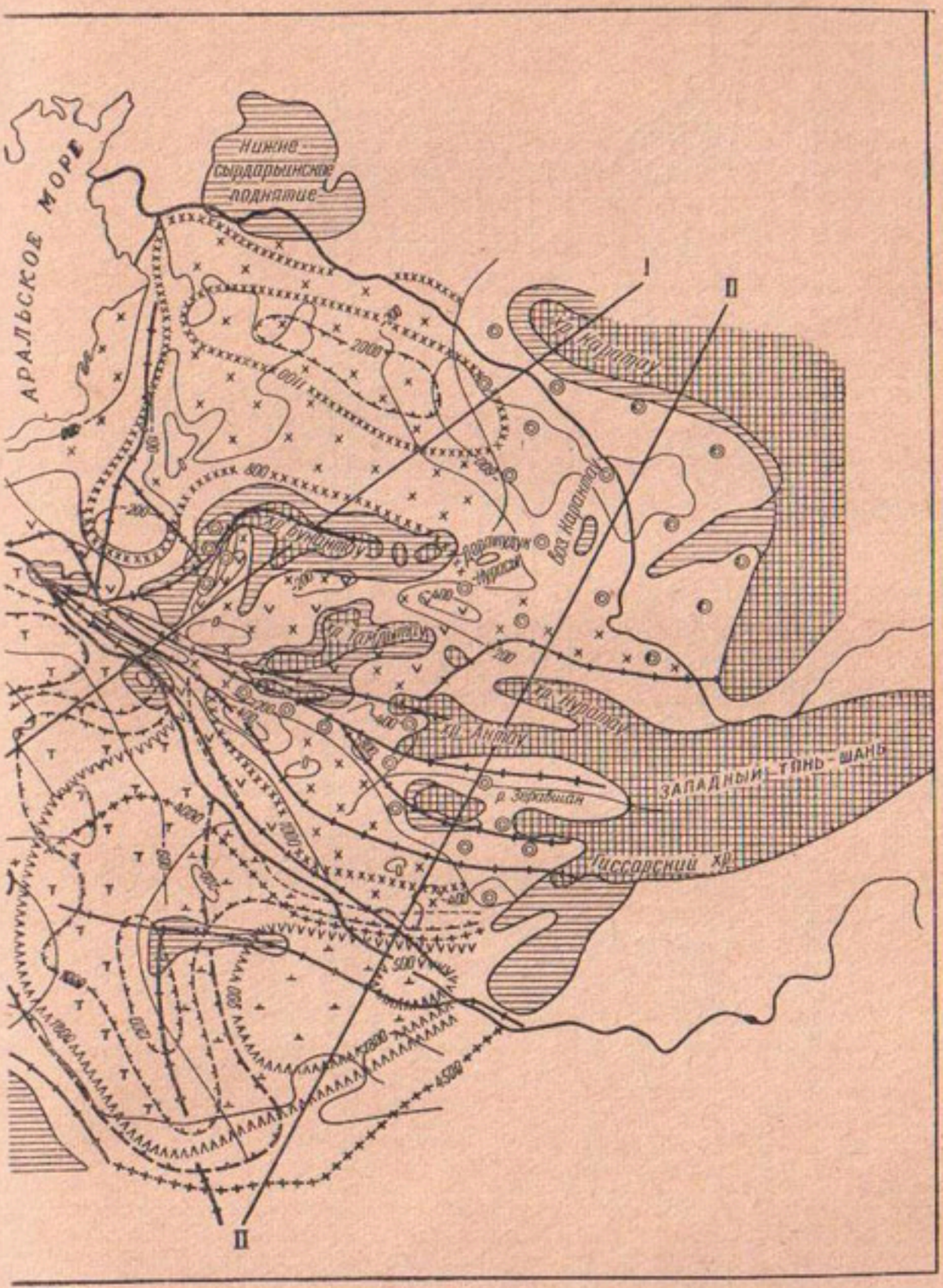


Рис. 26. Гидрохимическая схема под

1 — выходы складчатого фундамента на поверхность; *2* — выходы отложений мезозоя ния регионального водоупора. Минерализация верхнемелового водо *9* — от 10 до 35 *г/л*; *10* — от 35 до 70 *г/л*; *11* — от 70 до 140 *г/л*. Минерализация от 10 до 35 *г/л*; *15* — от 35 до 70 *г/л*; *16* — от 70 до 140 *г/л*. *17* — линии разрезов (см. рис. 27 соответствующего знака, цифра в контуре указывает нижний


АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
Нижне-Сырдарьинское поднятие
I
II
Кызылкумы
Бух-Карачиру
Ак-Тау
Ак-Тау
Ак-Тау

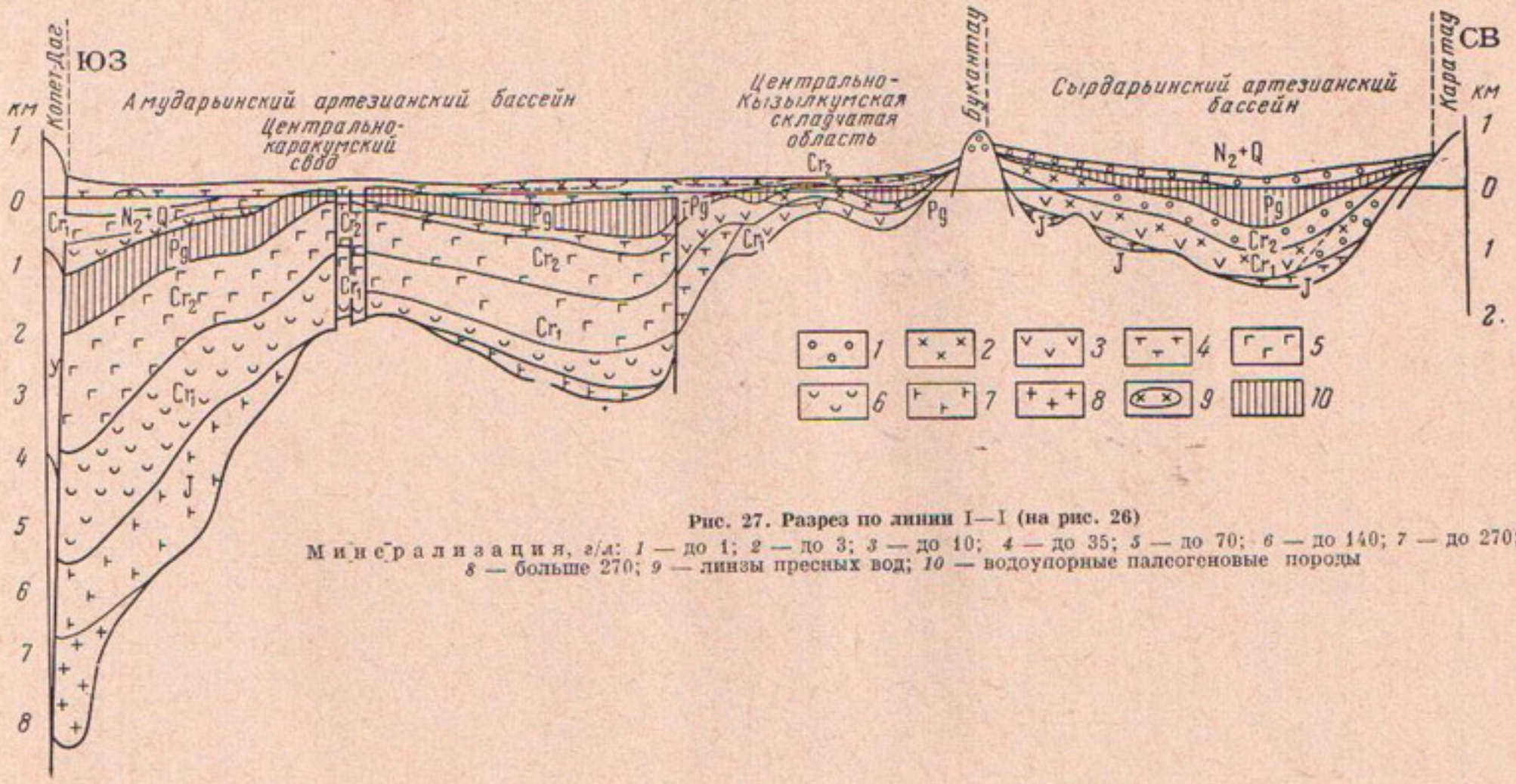


Рис. 27. Разрез по линии I—I (на рис. 26)

Минерализация, *г/л*: *1* — до 1; *2* — до 3; *3* — до 10; *4* — до 35; *5* — до 70; *6* — до 140; *7* — до 270; *8* — больше 270; *9* — линзы пресных вод; *10* — водоупорные палеогеновые породы

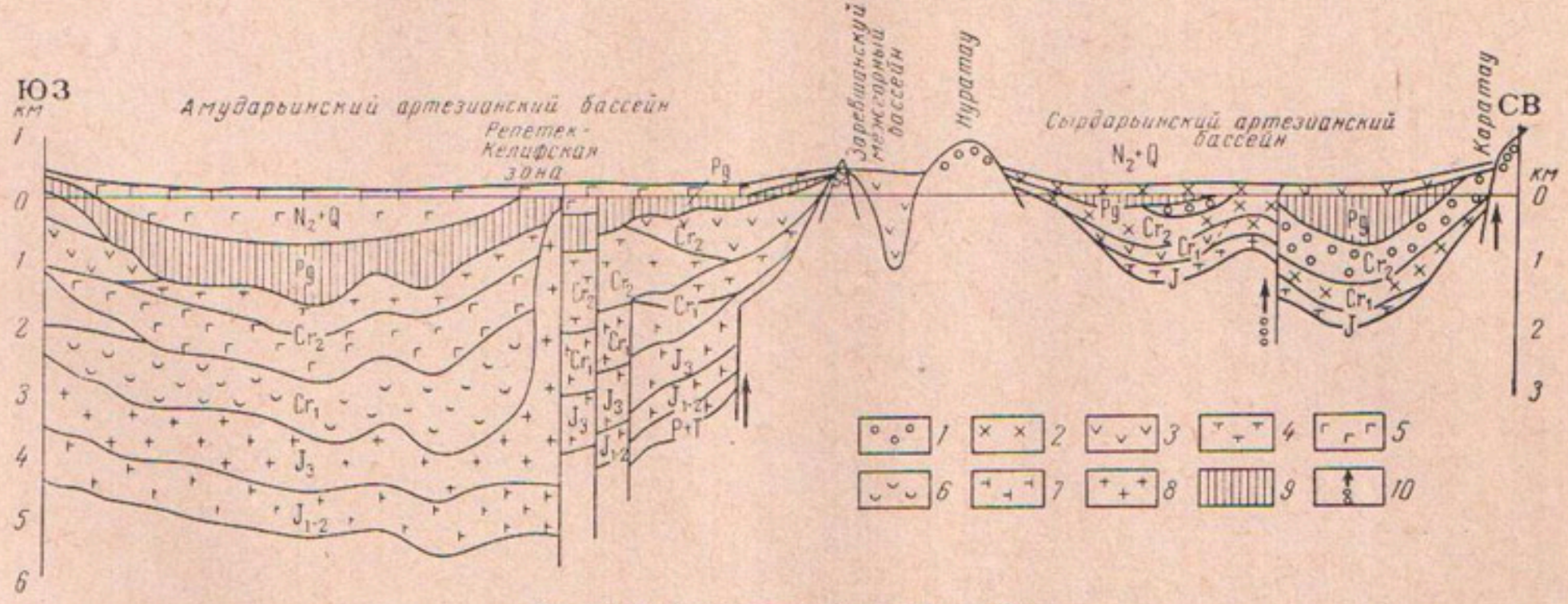


Рис. 28. Разрез по линии II—II' (на рис. 26)

Минерализация, *г/л*: *1* — до 1; *2* — до 3; *3* — до 10; *4* — до 35; *5* — до 70; *6* — до 140; *7* — до 270; *8* — более 270; *9* — водоупорные палеогеновые породы; *10* — приток пресных вод по разломам

проникновение инфильтрационных вод на значительную глубину возможно лишь при наличии дрены, в которую вытеснялись бы седиментационные воды.

В преднеогеновое время, как следует из палеогидрогеологической схемы (см. рис. 10), своды глубокоэродированных антиклинальных структур служили очагами разгрузки верхнемеловых вод, движение которых осуществлялось за счет геостатического напора. Наличие вод с минерализацией 20 *г/л* и более не противоречит общим гидрохимическим условиям, присущим верхнемеловому водоносному комплексу. Недостаточная геологическая изученность Заунгузского гидрогеологического района не позволяет в настоящее время сделать какие-либо выводы о роли разрывных нарушений в питании и разгрузке подземных вод. Вероятность разгрузки глубоких вод разломов в Центральнокаракумском своде пока является вопросом спорным. Если она и имеет место, то не вносит существенных изменений в динамику фильтрационного потока, так как в рассматриваемом районе сказывается влияние регионального базиса подземного стока, но влияет на минерализацию вод верхнего мела. Этим базисом служат бессточные котловины Туаркырской складчатой зоны и бессточная Сарыкамышская впадина, поэтому в пределах Центральнокаракумского свода абсолютные отметки пьезометрической поверхности изменяются от 100 *м* на востоке до 20 *м* на западе.

Таким образом, верхнемеловой водоносный комплекс находится в наиболее благоприятных гидродинамических условиях как в области питания и транзита, так и в области разгрузки. Гидродинамические, а следовательно, и гидрохимические условия, выявленные для сеноман-альбского водоносного комплекса, почти не отличаются от условий вышележащего, несмотря на весьма ограниченные площади выходов водовмещающих пород на дневную поверхность. В Бухаро-Каршинском бассейне отмечаются существенные отличия в солевом составе подземных вод. В верхнемеловом водоносном комплексе при почти одинаковой минерализации развиты сульфатные натриевые воды, а в нижнемеловом — смешанные по составу воды с повышенным содержанием гидрокарбонатов. Уменьшение содержания сульфатов и повышение концентрации гидрокарбонатов Л. Е. Михайлов объясняет процессом восстановления их за счет окисления углеводородов в непосредственной близости к газовым залежам. В более глубоких водоносных горизонтах сеноман-альба распространены преимущественно хлоридные натриевые воды с минерализацией от 3 до 10 *г/л*.

Все исследователи Бухаро-Каршинского артезианского бассейна имеют единое мнение в отношении расположения областей питания. Однако при этом не было сверено соотношение площадей выходов водовмещающих пород альб-сеномана с количеством инфильтрационных вод, поступающих в водоносный комплекс. Это соотношение практически несоизмеримо, поэтому мы считаем, что обнажения сеноман-альбских отложений не могут обеспечить фактический приток вод.

Перетекание подземных вод из вышележащего водоносного комплекса мало вероятно, так как абсолютное положение его пьезометрического уровня ниже уровня сеноман-альбского водоносного комплекса. Наиболее вероятно, что слабоминерализованные воды поступают по разлому, проходящему вдоль западной оконечности Гиссарского хребта и из Зеравшанского межгорного артезианского бассейна. Со стороны Кульджуктау молодые воды могут внедряться только по Предкызылкумскому разлому, который служит дреной для вод Гиссарского хребта и Зеравшанского артезианского бассейна. Других путей поступления воды в сеноман-альбский водоносный комплекс нет.

Геологи Сарымайской партии, проводившие исследования в районе к северо-западу от Пятнякского поднятия, установили гидрогеологическую роль региональных разломов, направленных от Кульджуктау к Султануиздагскому выступу фундамента, как проводников слабоминерализованных вод. В туронских отложениях вскрыты воды следующего состава:

на основной территории $M_{8,7}\frac{Cl69SO_427}{Na81Mg11}$;

в зоне влияния разлома $M_{4,7}\frac{Cl63SO_432}{(Na+K)78Mg12Ca10}$;

непосредственно на линии разлома $M_{3,5}\frac{SO_448Cl45}{Na89}$.

Гидрогеологическое значение Предкызылкумского разлома как основного проводника пресных и слабоминерализованных вод становится более очевидным при анализе условий формирования подземных вод нижнего мела. Как в Центральных Кызылкумах, так и в подножье Зеравшанского и Гиссарского хребтов отложения нижнего мела не обнажаются. На гидрохимической карте, составленной Л. Е. Михайловым (см. рис. 24), поток подземных вод направлен от палеозойских возвышенностей. Значительная глубина залегания водоносного горизонта до известной степени затрудняет водообмен, чем объясняется сокращение площади распространения гидрохимической зоны с минерализацией от 3 до 10 *г/л*. Эта зона наиболее широко распространена в районе влияния Зеравшанского артезианского бассейна. Необходимо отметить, что в этом бассейне водоносный комплекс нижнего мела отсутствует. В юго-западном направлении происходит последовательная смена гидрохимических зон с минерализацией от 10 до 20 *г/л* зонами с более высокой минерализацией — от 20 до 50 и от 50 до 100 *г/л*. Общая гидродинамическая схема нижнемеловых вод полностью совпадает с приведенной для верхнего мела, однако скорость фильтрационного потока рассматриваемого водоносного комплекса сравнительно невелика, и процесс вытеснения древних вод протекает весьма медленно. Здесь скорее несколько происходит повышение концентрации солевого состава воды на участках контакта водоносного горизонта с гаурдакской

соленосной толщей. Поэтому в Каракумском своде минерализация увеличивается до 120—150 *г/л*, соответственно повышается содержание кальция, брома и йода, что весьма характерно для вод юрского водоносного комплекса.

В настоящее время существуют две точки зрения на гидродинамические условия юрского водоносного комплекса. Одни исследователи отрицают возможность движения подземных вод, другие считают, что движение существует, о чем свидетельствует падение пьезометрических уровней с северо-востока на юго-запад. По нашим представлениям, движение существует, но не повсеместно, причем вертикальное движение, по-видимому, преобладает над горизонтальным. На площади распространения соленосных отложений юрский водоносный комплекс обладает большими избыточными напорами (структуры Зеварда и Нипан) и высокой минерализацией вод. Ни напоры, ни рассолы (до 400—600 *г/л*) не встречены в направлении регионального стока. Максимальная минерализация юрских вод в районе Центральнокаракумского свода достигает 200 *г/л*. За пределами распространения гаурдакской соленосной свиты движение безусловно имеет место. От Бухаро-Каршинского гидрогеологического района поток направлен на запад-северо-запад в сторону Пятнякского поднятия, где происходит интенсивный перелив в вышележащие водоносные комплексы, которые разгружаются в виде источников в бессточных котловинах.

В заключение необходимо отметить следующие основные положения:

1. Основная область питания подземных вод Амударьинского артезианского бассейна расположена в западной оконечности Гиссарского хребта и на участке перетекания подземных вод из Зеравшанского межгорного артезианского бассейна.

2. Пресные и слабоминерализованные подземные воды поступают в артезианский бассейн из области питания Зеравшанского и Гиссарского хребтов по Предкызылкумскому региональному разлому.

3. Наиболее интенсивное внедрение инфильтрационных вод происходит в водоносные горизонты верхнего мела. С глубиной водообмен ухудшается, чем и обусловлена вертикальная гидрохимическая зональность. В горизонтальном плане происходит последовательная смена гидрохимических зон с восток-северо-востока на запад-юго-запад.

4. Основным базисом подземного стока Амударьинского артезианского бассейна является Сарыкамышская впадина, местными областями разгрузки служат бессточные впадины и котловины.

4. УСТЮРТСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Плато Устюрт выделено в данной работе в единый артезианский бассейн. Степень изученности гидрогеологического разреза плато далеко не одинакова. Наиболее хорошо изучены воды неогеновых

и четвертичных отложений, составляющих верхний гидрогеологический этаж, значительно хуже воды меловых и юрских отложений — нижний гидрогеологический этаж и практически не изучены воды складчатого фундамента.

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Воды неогеновых и четвертичных отложений, первый водоносный комплекс

Неогеновые и четвертичные отложения на большей части территории содержат ряд водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой. Это — грунтовые воды, образующие самую верхнюю часть гидрогеологического разреза плато. Региональным водоупором для них является мощная толща палеогеновых мергелей и глин, а также сенонских мергелей.

При гидрогеологических исследованиях в водоносном комплексе нами были выделены четыре водоносных горизонта, приуроченных к плиоцен-четвертичным, сарматским, тортонским и четвертичным коллювиальным отложениям.

Воды плиоцен-четвертичных отложений (первый водоносный горизонт). Плиоцен-четвертичные отложения водоносны лишь в центральных частях бессточных впадин: на севере района — это солончаки Жаурынкудук и Самский песчаный массив; в центре плато — это обширные солончаковые понижения Барсакельмес и Жиес; на юго-востоке — это Сарыкамышская котловина. Таким образом, распространение первого водоносного горизонта совпадает с областями разгрузки грунтовых вод, развитых на плато. На остальной, большей части территории плиоцен-четвертичными отложениями сложена лишь зона аэрации.

Водовмещающие породы представлены главным образом серыми и зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми карбонатно-кварцевыми песками с прослоями суглинков, глин, илов и солей — гипса, хлористого натрия и бисульфита. Мощность водоносного горизонта в краевых частях солончаков составляет 0,6—1,5 *м*, в центральных 8—10—20 *м*. Из-за отсутствия выдержанных водоупорных слоев в породах миоцена, подстилающих плиоцен-четвертичные отложения, водоносный горизонт гидравлически связан с нижележащими горизонтами — сарматским и тортонским. Водообильность отложений первого водоносного горизонта в силу литологического состава водовмещающих пород незначительна. Расходы скважин, вскрывших воды этого горизонта в северной части плато, изменялись от долей литра до 3 *л/сек* при понижениях уровня на 1—5 *м* (удельные дебиты составляют 0,007—1,4 *л/сек* на 1 *м*). Коэффициенты фильтрации песков изменялись от 1,5—2 до 5—8 *м/сутки*.

Глубина залегания зеркала вод плиоцен-четвертичных отложений колеблется от 0—10 до 30 *м*. Наибольшие глубины отмечены в южной

части плато, прилегающей к Сарыкамышской котловине, наименьшие — в солончаковых понижениях Северного Устюрта и западной периферийной части солончака Барсакельмес. В соответствии с этим поверхность первого водоносного горизонта расположена на абс. отметках от 10 *м* до 0 в районе Сарыкамыша и от 50 до 20 *м* — в районах Барсакельмеса и Жауранкудука. Отметки зеркала снижаются к центральным, наиболее пониженным участкам солончаков. Судя по уклонам зеркала водоносного горизонта, не превышающим 0,0001—0,0002, скорость движения грунтовых вод невелика.

Застойный характер вод плиоцен-четвертичных отложений и интенсивное испарение обусловили исключительно высокую минерализацию грунтовых вод, достигающую 35—50 *г/л* на периферии солончаков и 80—100 *г/л* — в их центре. Выклиниваясь, эти воды образуют соленые озера с концентрацией солей от 180 до 350 *г/л*. Исключение составляют воды, приуроченные к барханным и грядово-ячеистым пескам Самского массива, где вскрыты пресные воды с минерализацией 1,5—2 *г/л*, а местами 0,3—0,8 *г/л*. Характер зеркала водоносного горизонта в этом районе плато (наличие «куполов») свидетельствует, что здесь формируются линзы пресных вод, плавающих на соленых. Формированию линз способствует литологический состав пород в зонах аэрации и насыщения, небольшая глубина залегания водоносного горизонта, наличие водоупоров во вмещающих породах.

По химическому составу воды плиоцен-четвертичных отложений хлоридные натриевые с содержанием хлоридов натрия до 75—90 *экв-%*. Характерно несколько повышенное содержание ионов $SO_4^{''}$ и $Mg^{''}$.

Воды песчаных массивов несколько отличны по химическому составу. Если величина общей минерализации воды не превышает 1 *г/л*, то преобладают гидрокарбонаты кальция (или натрия); если же минерализация возрастает до 2 *г/л*, то химический состав воды заметно меняется, первое место среди анионов занимают ионы $SO_4^{''}$, а среди катионов $Na^{'}$. Воды приобретают сульфатный натриевый состав.

Воды сарматских отложений, второй водоносный горизонт. Отложения сарматского яруса почти повсеместно водоносны. Исключение составляют сводовая часть Центрально-Устюртской зоны поднятий, восточное окончание Актумсумского вала (Кассарма), а также размытые своды отдельных брахиантиклинальных структур — Шорджи, Аксаймака, Шахпахты и др. Здесь сарматские отложения сдренированы, на остальной части Устюрта сарматский водоносный горизонт залегает первым от дневной поверхности.

Водовмещающими породами этого водоносного горизонта являются органогенно-детритусовые известняки-ракушечники с прослоями доломитизированных известняков, рыхлых мергелей и слабо загипсованных глин, преобладающих в нижних частях разреза. Они отличаются интенсивной трещиноватостью и сильно закарстованы,

скважинами были вскрыты полости глубиной от 2 до 20 *м*. Состав водовмещающих пород невыдержан как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. В связи с этим можно считать, что второй водоносный горизонт состоит из серии этажно расположенных водоносных слоев, гидравлически связанных между собой посредством литологических окон, карстовых трещин и полостей.

Второй водоносный горизонт в наиболее приподнятых частях района (на северных и южных крыльях Центрально-Устюртской и Актумсукской зон поднятий) и на участках, где верхняя часть разреза сарматских отложений уничтожена денудацией (Ассакеауданская впадина, приосевые части впадин на севере плато), приурочен к нижнесарматским отложениям. Мощность водоносного горизонта здесь изменяется от 12—14 до 30—36 *м*. На остальной территории по мере погружения водовмещающих пород водоносными оказываются и среднесарматские отложения. Мощность водоносного горизонта увеличивается от 37—40 *м* на юге плато, до 48—57 *м* в его центральной и северной частях.

Водообильность сарматских отложений неодинакова. Расходы скважин изменяются в очень широких пределах — от десятых и даже сотых долей литра в секунду при понижениях уровня на 7—12 *м* до 10—14 *л/сек* — при понижениях на 2—5 *м*.

Водообильность пород второго водоносного горизонта увеличивается в направлении погружения водовмещающей толщи, вследствие улучшения коллекторских свойств последней.

Особое положение занимают карстовые долины, широко распространенные на плато (Тузельбай, Каракидыр, Караколка и др.), в какой бы части плато они не располагались — повсюду наблюдалась высокая водообильность пород. Получены предварительные данные, свидетельствующие о том, что водообильность пород и значения коэффициента фильтрации по простиранию долин либо остаются неизменными, либо несколько увеличиваются к устью долины. По направлению к бортам происходит резкое уменьшение как водообильности пород, так и значений коэффициентов фильтрации. Коэффициенты фильтрации пород, подсчитанные по результатам пробных откачек, изменяются в широких пределах для водонасыщенных сарматских известняков от 1,5—1,9 до 35—60 *м/сутки*, для мергелей от 0,8 до 9 *м/сутки*.

Зона аэрации сложена преимущественно морскими отложениями среднего сармата: известняками-ракушечниками, оолитовыми и оолитово-органогенными известняками. Подчиненное значение имеют рыхлые и трещиноватые мергели и глины, залегающие в виде прослоев. Известняки зоны аэрации сильно трещиноваты и кавернозны, что обусловливает их значительную проницаемость. Глубина залегания зеркала второго водоносного горизонта изменяется в соответствии с гипсометрическим положением. Воды сарматских отложений наиболее глубоко (51—61 *м*) залегают в присводовых частях, наименьшая глубина (2—8 *м*) установлена в погруженных

частях плато, на участках, прилегающих к бессточным котловинам (Барсакельмес и др.).

Промежуточное положение зеркало водоносного горизонта занимает на крыльях положительных структур. Абсолютные отметки зеркала снижаются от +165—150 до +80—50 *м* к северо-востоку и юго-востоку от Центрально-Устюртского поднятия по направлению к котловинам Барсакельмес и Сарыкамыш. Аналогичное положение наблюдается и в районе Актумсукского поднятия, где абсолютные отметки зеркала уменьшаются в сторону Самских солончаков (на северо-западе плато) и шора Барсакельмес. Уклоны поверхности второго водоносного горизонта незначительны и не превышают 0,001—0,002.

На фоне постепенного снижения гидрорельефа сарматского водоносного горизонта на отдельных участках наблюдаются его повышения, что связано с местными очагами питания атмосферными водами. Такие очаги зафиксированы в ряде колодцев, имеющихся в центральной и северной частях плато.

Воды сарматских отложений обладают наименьшей минерализацией, по сравнению с водами других отложений. Наиболее пресные воды с минерализацией до 3 *г/л* развиты в сводовой части Актумсукского поднятия и на северном крыле Центрально-Устюртского поднятия. По мере погружения водовмещающей толщи минерализация грунтовых вод возрастает до 4—5 *г/л*, иногда достигая 8—10 *г/л*. Наиболее минерализованные (до 15 *г/л*) воды этого водоносного горизонта развиты на участках, прилегающих к областям разгрузки.

Рассматривая значения общей минерализации, можно заметить, что по мере уменьшения количества выпадающих атмосферных осадков в направлении с севера на юг общая минерализация воды возрастает. Так, в северной части плато воды с минерализацией до 3—5 *г/л* занимают значительно большие площади, чем в центральной, а на Южном Устюрте воды с такой минерализацией отсутствуют. Здесь по направлению движения грунтовых вод минерализация изменяется от 7—10 *г/л* в приподнятых частях плато (южное крыло Центрально-Устюртского поднятия) до 19—25 *г/л* — в погруженных. При этом смена вод с различной минерализацией происходит резко, на коротких расстояниях, в отличие от северной половины плато, где минерализация повышается постепенно.

Указанные закономерности резко нарушаются лишь на участках, где находится ряд колодцев. Результаты химического анализа вод, отобранных из этих колодцев, вскрывших воду в сарматских породах, свидетельствуют о чрезвычайно низких значениях общей минерализации, достигающей в отдельных случаях 0,3—0,5 *г/л*. В большинстве колодцев на плато наблюдается значительное уменьшение минерализации по сравнению с общим фоном.

Необходимо отметить еще одну особенность распределения минерализации грунтовых вод сарматских отложений, которая, по-видимому, определяется влиянием регионального разлома, осложня-

ющего присводовую часть северного крыла Центрально-Устюртского поднятия.

Как уже говорилось выше, минерализация вод сарматских отложений изменяется (увеличивается) по направлению движения потока. Эта закономерность для всех водоносных горизонтов неоген-четвертичного водоносного комплекса нарушается в зоне разлома. Здесь в наиболее приподнятой части плато в отложениях сармата вскрыты воды с минерализацией 8—10,5 *г/л*. Далее по направлению движения вод минерализация снижается до 2,6—3 *г/л*, а затем по мере приближения к областям разгрузки опять увеличивается в соответствии с указанной выше зависимостью.

С глубиной минерализация вод довольно быстро нарастает и колеблется в пределах от 4 до 30 *г/л*. При этом в северной половине плато отмечается постепенное увеличение минерализации с глубиной, но наибольшие значения ее не превышают 15—20 *г/л*, в южной части общая минерализация изменяется быстрее и достигает больших значений.

В Центральном и Северном Устюрте воды сарматских отложений относятся преимущественно к классу сульфатных (по О. Алёкину). При сравнительно небольшой величине общей минерализации (до 5 *г/л*) из анионов в воде преобладают сульфаты (содержание SO_4 достигает 57—70 *экв*-%). Второе место среди анионов занимает хлор (10—30 *экв*-%). Из катионов в водах с минерализацией до 3 *г/л* на первом месте находится кальций, натрий и магний остаются примерно в равных количествах. При увеличении минерализации до 5—9 *г/л* соотношение анионов остается прежним, но среди катионов первое место занимает натрий. При дальнейшем повышении минерализации (более 9—10 *г/л*) первые места занимают соответственно хлор (60—65 *экв*-%) и натрий (до 70 *экв*-%).

Таким образом, довольно хорошо прослеживается смена различных типов минерализации: сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые (натриевые) воды переходят в сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые, а последние — в хлоридные натриевые.

Для химического состава вод сарматских отложений характерно отсутствие или очень низкое содержание гидрокарбонатного иона. Исключение составляют воды отдельных колодцев, в составе которых иногда преобладают гидрокарбонаты.

Воды тортонских отложений, третий водоносный горизонт. Водоносность отложений тортонского яруса нижнего неогена установлена на большей части плато Устюрт. Третий водоносный горизонт отсутствует только в своде Центрально-Устюртского поднятия, где тортонские отложения либо отсутствуют, либо сдренированы. В Северном и Центральном Устюрте (кроме участков Кассарминской и Аламбекской брахиантиклиналей) тортонский водоносный горизонт является вторым от дневной поверхности; в присводовых частях Центрально-Устюртского поднятия и на большей части территории Южного Устюрта залегает первым.

Третий водоносный горизонт приурочен к конкским, караганским и чокракским отложениям. Тортонские породы, как и сарматские,

характеризуются довольно сильной фациальной изменчивостью в вертикальном и горизонтальном направлениях, но в отличие от вышележащих все они без исключения загипсованы.

Водовмещающими породами третьего водоносного горизонта являются в основном гипсы, образующие пласты 15—20 *м* мощностью, и трещиноватые слабопрочные загипсованные мергели; меньшее значение в разрезе водовмещающей толщи имеют загипсованные известняки и песчаники, развитые, как правило, в верхней части разреза, особенно на структурно приподнятых участках; чаще известняки и песчаники залегают в виде прослоев среди гипсов, мергелей и глин. Пестрота состава отложений тортонского яруса и наличие в разрезе частых водоупорных прослоев обусловили этажное строение водоносного горизонта, состоящего из ряда водоносных слоев, гидравлически связанных между собой. Наиболее выдержанными, по-видимому, являются водоносные слои гипсов и трещиноватых мергелей, реже — известняков.

Отсутствие регионального водоупора между сарматским и тортонским водоносными горизонтами (на участках, где тортонский водоносный горизонт является вторым от дневной поверхности) обеспечивает гидравлическую связь водоносных слоев последнего с сарматским водоносным горизонтом на всей территории плато. Оба горизонта имеют единую гидравлическую поверхность, общую с поверхностью первого водоносного горизонта. Взаимосвязь водоносных горизонтов подтверждается при откачке воды из сарматских отложений, в результате происходит срезка уровня тортонского водоносного горизонта.

Уровень тортонского водоносного горизонта в скважинах не превышает статического уровня сарматского и в большинстве случаев плиоцен-четвертичного водоносных горизонтов. Лишь в наиболее погруженных частях плато воды тортонских отложений приобретают местный напор и в скважинах наблюдается превышение уровня тортонского горизонта над сарматским на 1,5—3,0 *м*.

Водообильность тортонских отложений значительно ниже сарматских в силу гораздо худших коллекторских свойств пород конкского (особенно) и чокракского горизонтов. Расходы скважин в подавляющем большинстве случаев не превышали 0,15—0,85 *л/сек* при понижениях уровня от 2 до 21 *м*. Несколько бóльшей водообильностью отличаются слои гипсов и песчаников; при их опробовании расходы скважин повышались до 1,15—2,6 *л/сек* (в отдельных случаях до 6—7 *л/сек*) при понижениях уровня на 1—5 *м*. Коэффициенты фильтрации известняково-гипсовой толщи, содержащей прослои песчаников, изменяются от 2 до 9 *м/сутки*; загипсованных мергелей и мергелей, переслаивающихся с гипсами и известняками,— от 0,13—0,6 до 3,7 *м/сутки*.

На южной половине плато Устюрт, где тортонский водоносный горизонт является первым от поверхности, зона аэрации представлена оолитовыми и оолитово-органогенными известняками, ракушечниками с прослоями мергелей и глин сарматского яруса (рис. 29).

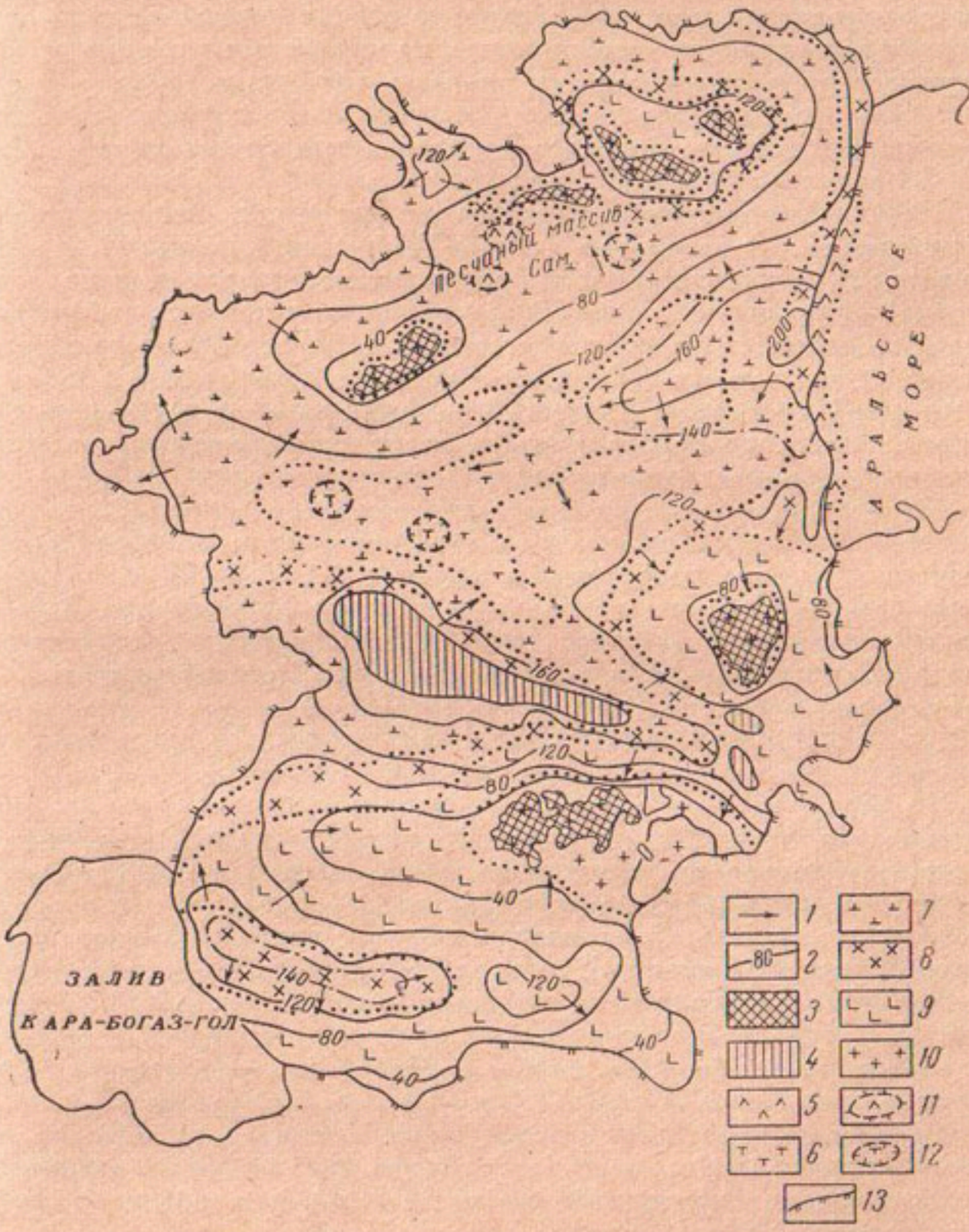


Рис. 29. Гидрогеологическая карта грунтовых вод неоген-четвертичных отложений плато Устюрт. Составили В. Н. Соколов и А. С. Вишняков

Гидродинамические показатели: *1* — направление движения грунтовых вод; *2* — гидроизогипсы; *3* — местные области разгрузки (бессточные котловины и впадины); *4* — сдренированные породы. Состав и минерализация подземных вод: *5* — хлоридные натриевые, до 1 *г/л*; *6* — сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, от 2 до 3 *г/л*; *7* — сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые, от 3 до 8 *г/л*; *8* — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, от 8 до 15 *г/л*; *9* — хлоридно-сульфатные натриево-магниевые, от 15 до 30 *г/л*; *10* — хлоридные натриевые, от 30 до 60 *г/л*; *11* — линзы пресных вод; *12* — подгакырные линзы слабосолоноватых вод; *13* — чинк Устюрта. Примечание. Районы развития грунтовых вод в оползневой зоне и линзы пресных вод выражены вне масштаба

Нижнюю часть разреза зоны аэрации на отдельных участках слагают мергелисто-известково-глинистые осадки конкского горизонта. Породы зоны аэрации трещиноватые, на поверхности широко распространены карстовые воронки и провалы, глубина которых в отдельных случаях достигает десятков метров. Здесь глубина залегания зеркала третьего водоносного горизонта колеблется от 10—20 до 70—88 *м*.

Наибольшая глубина отмечена на участках, непосредственно примыкающих к своду Центрально-Устюртского поднятия, на южном крыле, в восточной части Актумсукского поднятия и на Алам-бекской брахиантиклинали. Наиболее близко к поверхности уровень третьего водоносного горизонта залегает на восточном замыкании Ассакеауданского прогиба и на участках, примыкающих к Сарыкамышской котловине. Глубина залегания зеркала уменьшается до широты Ассакеауданского прогиба, затем наблюдается резкое ее увеличение и выполаживание по направлению к котловине Сарыкамыша.

На северной половине плато тортонский водоносный горизонт залегает под сарматским. Здесь глубина залегания кровли водоносного горизонта колеблется в пределах от 55 до 70 *м*, увеличиваясь по направлению погружения пластов. Абсолютные отметки кровли изменяются от плюс 140—150 *м* на приподнятых участках плато до плюс 45—60 *м* — на опущенных. Отметки зеркала 3-го водоносного горизонта (на юге Устюрта) изменяются от плюс 160—120 до 10—0 *м* абс. высоты. Нижняя граница этого водоносного горизонта установлена с достаточной точностью.

На большей части площади распространения описываемого водоносного горизонта его подошвой служит мергелисто-глинистая толща палеогена; на структурно приподнятых участках подошву слагают мергели сенонского надъяруса верхнего мела и лишь на отдельных участках, возвышающихся над плато, водоупор отсутствует и третий водоносный горизонт залегает на песчаниках туронского яруса. Эрозионный рельеф домиоценовой поверхности обусловил достаточно резкие колебания подошвы тортонского горизонта, в связи в этим мощность третьего водоносного горизонта варьирует в широких пределах — от 18—22 до 75—80 *м*, увеличиваясь в направлении общего погружения пород тортонского яруса. Однако эта закономерность часто нарушается из-за появления в различных частях разреза водоупорных прослоев и неравномерного размыва водоупорного ложа.

В соответствии с общим погружением пород миоценовой толщи и местоположением естественных дрен происходит движение грунтовых вод тортонских отложений. На севере плато поток движется в северо-западном направлении; на участке от Актумсукского поднятия по направлению к Самским солончакам и чинкам плато в его центральной части воды направлены к Барсакельмесской котловине; на юге они направляются от Центрально-Устюртской зоны поднятий и Гокленкуюсинского вала к Ассакеауданской впадине и затем к Сарыкамышу. Уклоны поверхности третьего водоносного горизонта

на большей части площади незначительны и составляют 0,002—0,005, в присводовой части Центрально-Устюртского поднятия они возрастают до 0,05. Уклоны кровли и подошвы тортонских отложений, судя по перепаду абсолютных высот, незначительны и составляют по кровле 0,001—0,0015, по подошве — 0,0008—0,002. В присводовых частях поднятий уклоны возрастают до 0,01—0,05.

Глубокое залегание грунтовых вод и значительная загипсованность водовмещающих пород предопределили высокую минерализацию вод третьего водоносного горизонта. При этом отмечается следующая закономерность. По мере погружения водовмещающей толщи изменяется минерализация и химический состав грунтовых вод тортонских отложений. На наиболее приподнятых участках плато (Центрально-Устюртской и Актумсукской зонах поднятий и на Гокленкуюсинском валу) воды этих отложений наименее минерализованы (от 5,2—6,3 до 7,6—12,1 *г/л*). Далее по направлению движения грунтовых вод происходит быстрое повышение минерализации и на большей части площади распространения тортонского водоносного горизонта минерализация их составляет 15—20 *г/л* (в южной половине плато даже 30—33 *г/л*). Резкое увеличение минерализации наблюдается в пределах Ассакеауданского прогиба и Сарыкамышской впадины, где ее значения нередко превосходят 100 *г/л* (Островский, 1964).

При описании второго водоносного горизонта мы указывали на отклонения в характере распределения вод различной минерализации в пределах разлома, осложняющего северное крыло Центрально-Устюртского поднятия. Аналогичные условия (обратная зависимость) имеют место и в описываемом горизонте. На этом участке воды в тортонских отложениях имеют минерализацию 10—11,5 *г/л* при хлоридном натриевом составе. Севернее разлома развиты воды сульфатного натриевого типа с минерализацией несколько более 5 *г/л*. Далее при приближении к области разгрузки происходит увеличение минерализации этих вод. Наименее минерализованы (3,2—6,0 *г/л*) воды колодцев (Кахбахты, Тассюк), вскрывших третий водоносный горизонт на Южном Устюрте.

В вертикальном разрезе наблюдается следующая закономерность. На приподнятых участках происходит сравнительно постепенный переход от менее минерализованных вод к более минерализованным. Так, в одной из скважин, пройденной в присводовой части Центрально-Устюртского поднятия, минерализация вод на глубине от 53 до 73 *м* увеличивалась с 9,3 до 9,6 *г/л*, а на глубине от 83 до 113 *м* она возрастала с 10,8 до 24,9 *г/л*. В направлении движения грунтовых вод минерализация в вертикальном разрезе постепенно увеличивается, например, с глубины 81,0 до 135,0 *м* минерализация возрастала от 21,4 до 33 *г/л*. В районах, примыкающих к Сарыкамышской котловине, на отрезке в 27 *м* минерализация резко возросла — от 26 до 110 *г/л*.

Относительно слабо минерализованные воды (5—9 *г/л*), развитые на участках формирования стока, имеют сульфатно-хлоридный

натриево-магниевый (или кальциевый) состав. Содержание сульфатов в этих водах колеблется в пределах от 52 до 75 *экв*-%, хлора — 20—46 *экв*-%. Из катионов преобладает натрий (до 60 *экв*-%); магний и кальций обычно встречаются в разных количествах. При минерализации более 10 *г/л* возрастает содержание хлора (до 70 *экв*-%), а ион SO_4 перемещается на второе место; из катионов натрий остается на первом месте (с концентрацией до 75—80 *экв*-%), а кальций, как правило, замещается магнием. В результате воды приобретают хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав. В областях разгрузки минерализация вод превышает 50 *г/л*, по составу это воды хлоридные натриевые с содержанием хлоридов до 90—95 *экв*-%.

Воды четвертичных коллювиальных отложений, четвертый водоносный горизонт. Особое место среди грунтовых вод занимают воды четвертичного коллювия оползневой зоны восточного чинка плато Устюрт, крутыми уступами спускающегося к Аральскому морю. Высота чинка над уровнем моря изменяется от 60 до 200 *м*. Вся эта полоса, сложенная известняками и мергелями миоцена, осложнена оползнями, ширина оползневой зоны изменяется от нескольких сотен метров до 3 *км*.

При гидрогеологических исследованиях 1964 г. были установлены и опробованы воды родников, колодцев и мочажин, приуроченных к оползневым блокам восточного чинка. В отличие от предыдущих исследователей, считавших все водопункты прибрежной зоны областями разгрузки грунтовых вод плато, мы установили, что в мочажинах действительно происходит частичная разгрузка вод миоценовых горизонтов в местах выхода палеогеновых глин на дневную поверхность. Об этом свидетельствуют химический состав вод мочажин и их минерализация.

Воды родников и колодцев оползневой зоны существенно отличаются от грунтовых вод плато и мочажин. Они локализуются в оползневых блоках миоценовых пород, как правило, расположенных гипсометрически ниже мест выклинивания вод миоцена по региональному водоупору. Водообильность родников и колодцев незначительна. Максимальный дебит родников достигает 0,1— 0,2 *л/сек*, воды пресные, хлоридные натриевые. Общая минерализация изменяется от 0,8 до 2 *г/л*, жесткость вод родников и колодцев не превышает 6,5 *мг-экв/л*. Воды такого состава и такой минерализации нигде, кроме описываемого участка на плато, не известны. Это обстоятельство и заставило нас выделить грунтовые воды оползневой зоны в самостоятельный водоносный горизонт.

Основным источником питания грунтовых вод, залегающих в неоген-четвертичных отложениях плато, являются атмосферные осадки. Поскольку в разрезе зоны аэрации отсутствуют выдержанные водоупоры, способные изолировать грунтовые воды от инфильтрующихся атмосферных осадков, область их питания совпадает с областью распространения.

Процессу пополнения грунтовых вод способствуют следующие условия:

1. При сравнительно небольшом количестве атмосферных осадков наблюдается их четкое сезонное распределение, в зимне-весенний период выпадает около 70% годовой нормы. Кроме того, наблюдается и внутрисезонное распределение осадков. Значительная часть дождей имеет ливневый характер. Для грунтовых вод оползневой зоны существенное значение имеет мощный снежный покров, который формируется под чинками в зимний период. В апреле — мае, когда все плато полностью освобождается от снега, в причинковой зоне сохраняются значительные запасы снега.

2. На поверхности плато имеются условия для сбора дождевых вод на многочисленных такыровых площадях, при этом площади водосборов в отдельных случаях достигают десятков квадратных километров.

3. Вещественный состав пород зоны аэрации, их значительная трещиноватость и закарстованность способствуют интенсивной инфильтрации осадков по площади плато. Карстовые провалы, полости и воронки, приуроченные обычно к пониженным частям такыров, а также большинство колодцев обусловливают инфлюацию поверхностных вод на отдельных участках.

Весь имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что питание грунтовых вод на плато Устюрт осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Конечным результатом этого процесса является минерализация и специфический химический состав вод верхней части миоценовых водоносных горизонтов. Судя по величине минерализации и характеру засоления, здесь происходит опреснение и промыв вод сарматских и, частично, тортонских отложений.

Минерализованные воды нижележащих напорных горизонтов по серии региональных разломов, осложняющих северное и южное крылья Центрально-Устюртского поднятия и северный борт Ассакеауданского прогиба, могут разгружаться в отложения первого водоносного комплекса, являясь дополнительным источником питания грунтовых вод. Перелив напорных вод верхнемеловых отложений в грунтовые воды был установлен на северном крыле Центрально-Устюртского поднятия, где обнаружена гидрохимическая азональность. Не исключена возможность перелива вод глубоких водоносных горизонтов в грунтовые также в пределах Шахпахтинской ступени и северного борта Ассакеауданского прогиба. Скважины, пробуренные по линии Шахпахты — северо-западное замыкание Сарыкамыша, вскрыли в миоценовых отложениях слабометаморфизованные воды, аномальные для грунтовых вод этого района.

Направление движения грунтовых вод неоген-четвертичного водоносного комплекса обусловлено расположением региональных областей разгрузки, находящихся в наиболее погруженных частях плато. В соответствии с этим грунтовые воды двигаются на север-северо-запад и на юг от Актумсукского поднятия, на север-северо-восток и юго-восток от Центрально-Устюртской зоны поднятий и на восток-северо-восток от Гокленкуюсинского вала. Естественная

разгрузка грунтовых вод первого водоносного комплекса происходит в обширных испарительных дренах Самских солончаков, Барсакельмеса и Сарыкамыша. Частичная разгрузка грунтовых вод отмечена в чинках плато.

В заключение описания гидрогеологических условий неоген-четвертичных отложений плато кратко рассмотрим гидрохимические особенности грунтовых вод. Анализ гидрохимического материала свидетельствует о том, что распределение вод различного химического состава и разной степени минерализации по площади и по вертикальному разрезу находится в прямой связи с гидродинамической обстановкой, определяемой в первую очередь структурным планом того или иного участка плато и условиями питания грунтовых вод. В отдельных случаях может преобладать тот или иной из основных факторов, когда наблюдаются аномальные для определенной гидрохимической зоны типы вод (например, линзы пресных вод в песках Самского массива и на сарматском плато, абсолютное повышение общей минерализации в южной части Устюрта). Имеющиеся данные позволяют проследить изменения в химическом составе вод и в их минерализации по мере движения грунтовых вод от областей формирования подземного стока к областям разгрузки. Среди грунтовых вод плато нами выделены четыре основных гидрохимических типа (и соответствующие им зоны): сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый; сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, хлоридно-сульфатный натриево-магниевый и собственно хлоридный натриевый.

Воды сульфатно-хлоридного кальциево-магниевого состава имеют довольно широкое распространение в Центральном и Северном Устюрте, в пределах Южного Устюрта воды этого типа распространены лишь на участках, примыкающих к Центрально-Устюртскому поднятию. Первая гидрохимическая зона охватывает преимущественно верхнее сечение грунтовых вод, приуроченных к сарматским отложениям, а в наиболее приподнятых в структурном отношении участках она включает в себя часть водоносного горизонта тортонских отложений.

Общая минерализация вод первой гидрохимической зоны изменяется в пределах от 3 до 5 *г/л*, иногда достигая 7—8 *г/л*. Для грунтовых вод плато характерно очень низкое содержание или почти полное отсутствие гидрокарбонатов, воды с их высоким содержанием имеют весьма ограниченное распространение. Как правило, они приурочены к отдельным колодцам, сооруженным в пределах карстовых долин, где создаются условия для концентрированного погружения атмосферых осадков до уровня грунтовых вод. В результате формируются гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией от 0,5 до 1,5—2 *г/л*.

Сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые воды получили наибольшее развитие также в северной половине плато. Гидрохимическая зона охватывает почти на полную мощность сарматский водоносный горизонт и значительную часть

тортонского. Общая минерализация вод сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого (магниевого) типа не превышает 10 *г/л* (7—10 *г/л*).

Хлоридно-сульфатные натриево-магниевые воды на Центральном и Северном Устюрте развиты на участках, прилегающих к областям разгрузки. Эта гидрохимическая зона охватывает наиболее низкие части первого водоносного горизонта (тортонский водоносный горизонт). В Южном Устюрте воды третьего гидрохимического типа получили наиболее широкое распространение. Минерализация грунтовых вод этой зоны колеблется от 10—12 до 22—30 *г/л*, а в южной половине плато — до 50 *г/л*.

К тому же гидрохимическому типу относятся воды оползневой зоны, однако в отличие от грунтовых вод плато минерализация их не превышает 2 *г/л*. Формирование пресных вод с хлоридным натриевым засолением происходит в результате очень быстрого прохождения атмосферных осадков от области питания до области разгрузки. За свой короткий путь они не успевают приобрести значительную засоленность, но обогащаются в первую очередь легкорастворимыми элементами — хлором и натрием.

Собственно хлоридные натриевые воды и рассолы развиты в областях региональной разгрузки грунтовых вод плато. Четвертая гидрохимическая зона включает в себя воды плиоцен-четвертичных, сарматских и тортонских отложений. В солевом составе вод и рассолов резко преобладают хлор и натрий. Минерализация вод и рассолов четвертой зоны изменяется от 80—100 до 200—300 *г/л*.

Переходы гидрохимических зон в плане и разрезе выражены с различной отчетливостью. По мере снижения скоростей движения, и, как следствие этого, уменьшения интенсивности водообмена мощность и ширина первой зоны сокращаются по мере приближения к областям разгрузки. При этом соответственно возрастает мощность второй, а затем третьей и четвертой зон.

МЕЖПЛАСТОВЫЕ ВОДЫ

Нижний гидрогеологический этаж плато Устюрт образован водоносными комплексами меловых, юрских и пермо-триасовых отложений. Комплексы состоят из серий напорных водоносных горизонтов, имеющих региональное распространение, общие гидродинамические условия и гидрохимическую обстановку.

Воды меловых отложений, второй и третий водоносные комплексы

Воды альбских, сеноманских и туронских отложений, второй водоносный комплекс. Отложения альбского, сеноманского и туронского ярусов в пределах плато Устюрт распространены повсеместно, их водоносность установлена бурением и геофизическими

исследованиями. Подземные воды отсутствуют в сеноманту-ронских отложениях сводовой части Центрально-Устюртского поднятия, где эти отложения либо размыты (на западе района), либо сдренированы (на востоке района — Айбугир, Шорджа). Разрез водовмещающей толщи второго водоносного комплекса литологически

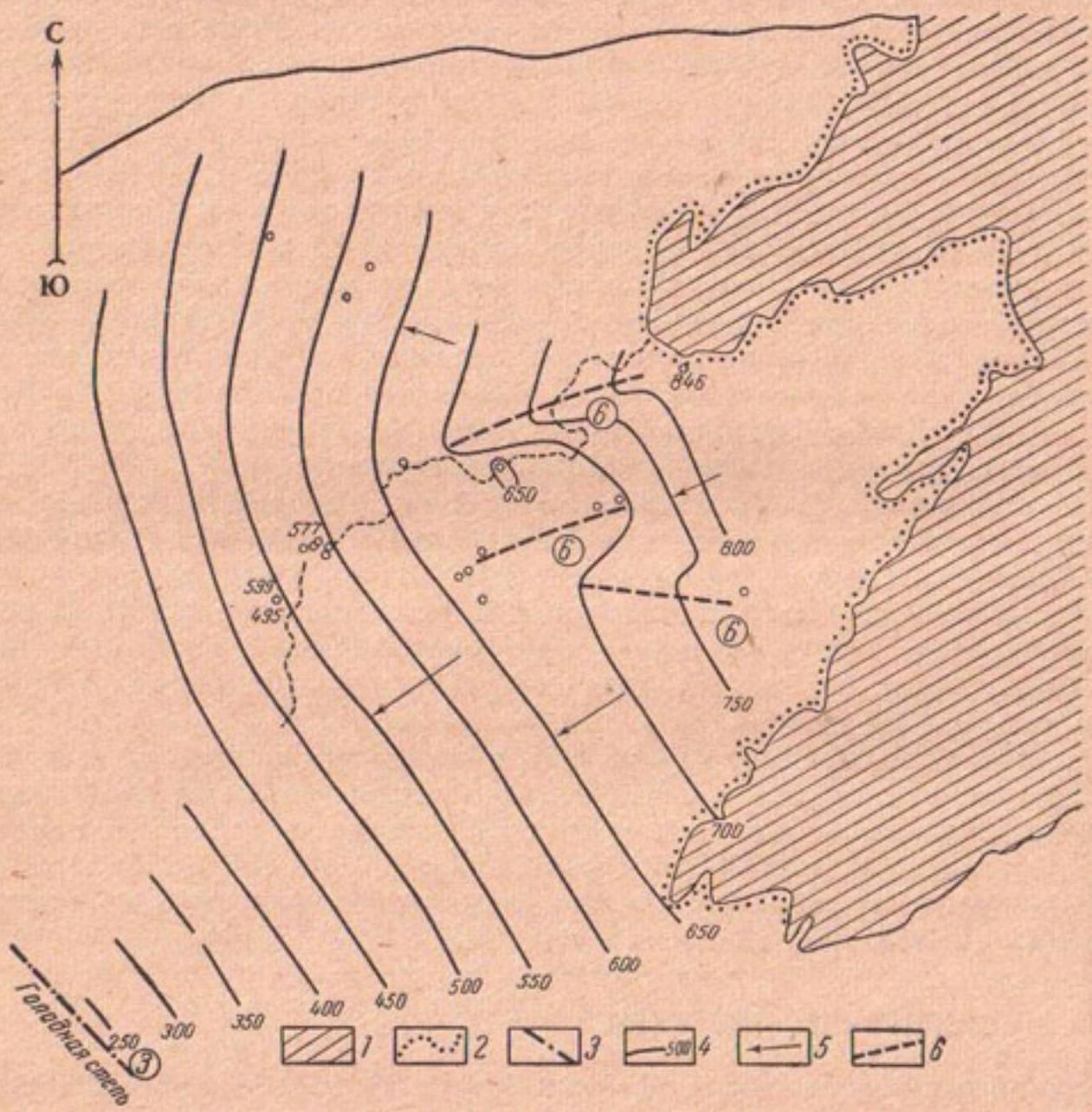


Рис. 30. Схема естественного потока подземных вод сеноманского водоносного горизонта Приташкентского артезианского бассейна. Составил В. А. Валейшо

1 — выходы палеозойских отложений; *2* — границы области питания; *3* — предполагаемая граница зоны разгрузки; *4* — гидроизопьезы; *5* — основные направления движения подземного потока; *6* — разломы (предполагаемые)

неоднороден. Обычно наблюдается неравномерное чередование песков, песчаников, алевролитов и глин. В ряде участков (как правило, в структурно опущенных зонах) преобладают алевролито-глинистые отложения, разделяющие отдельные водоносные горизонты, на других участках водовмещающие толщи сложены почти нацело песчаными разностями пород, чем обусловливается гидравлическая связь горизонтов. Пески и песчаники зеленовато-серые и светло-зеленые,

мелко- и среднезернистые, слабо уплотненные, кварцево-глауконитового состава. Глины серые, темно-зеленые, реже черные, слюдистые, часто алевролитистые тонкоплитчатые.

Второй водоносный комплекс отделен от вышележащего толщей мергелей и глин палеогена и мергелей сенонского надъяруса, от нижнего (неоком-аптского водоносного комплекса) его отделяет мощная пачка глин, слагающих низы разреза альба и верхние горизонты аптского яруса. Мощность второго водоносного комплекса весьма изменчива, в этом существенную роль сыграли как локальные, так и региональные поднятия поверхности доальбского рельефа. Так, в своде Центрально-Устюртского поднятия мощность комплекса составляет всего 361 *м*, сокращение мощности отмечено и на Актумсукском поднятии, по направлению же к осевым частям впадин мощность комплекса увеличивается до 510—735 *м*. Глубина залегания кровли водоносного комплекса определяется структурным положением того или иного участка, а также мощностью перекрывающих водоупорных пород и водовмещающей толщи неоген-четвертичных отложений. Наиболее высоко кровля второго водоносного комплекса вскрыта в своде и в присводовых частях Центрально-Устюртского поднятия. Здесь водовмещающие породы вскрыты скважинами сразу под отложениями сарматского или тортонского ярусов на глубине 65—90 *м* от дневной поверхности; на отдельных участках (Аксаймак, Шорджа, Кокбахты) альб-сеноман-туронские породы выходят на дневную поверхность. Отметки кровли изменяются от 220 до 200 *м* абс. высоты. В направлении общего падения пластов пород и увеличения мощностей перекрывающих отложений кровля водоносного комплекса была вскрыта на глубине от 200—450 до 800—1100 *м* (Ассакеауданская впадина). Кровля комплекса в погруженных зонах залегает на отметках от минус 400—500 до минус 800—800 *м* абс. высоты.

Подземные воды альб-сеноман-туронских отложений обладают напором. К сожалению, по большинству скважин, вскрывших второй водоносный комплекс, отсутствуют данные замеров положения пьезометрического уровня. По имеющимся в нашем распоряжении материалам можно более или менее подробно охарактеризовать напоры и направления падения отметок пьезометрического уровня только для Центрально-Устюртского поднятия. В структурно опущенных зонах напор подземных вод второго водоносного комплекса достигает 400—900 *м* и более. Минимальные его значения (20—100 *м*) установлены в своде Центрально-Устюртского поднятия, на северном и южном крыльях которого пьезометрические уровни устанавливаются на глубине от 80—100 до 200 *м* от дневной поверхности. При удалении от положительных структур пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 10—50 *м* и, как правило, на 3—5 *м* ниже уровня грунтовых вод. В бессточных котловинах скважины дают самоизлив (Шахпахты, Сарыкамыш). Абсолютные отметки пьезометрических уровней вод альб-сеноман-туронских отложений (район Центрально-Устюртского поднятия) постепенно снижаются

в северо-восточном и юго-восточном направлениях: от 150—170 до 50—60 *м* абс. высоты в районе Барсакельмеса до 0—10 *м* в районе Сарыкамыша.

Вследствие недостатка фактического материала можно лишь предположить (основываясь на общих геолого-структурных условиях плато, размещения областей питания и разгрузки), что на остальной территории плато общее снижение абсолютных отметок пьезометрической поверхности подземных вод второго водоносного комплекса происходит с север-северо-запада на юг-юго-восток, в район Сарыкамышской впадины. На Центрально-Устюртском поднятии, ограниченном разломами субширотного простирания, снижение абсолютных отметок происходит очень постепенно с северо-запада на юго-восток. Однако вследствие блокового строения указанной зоны движение вод может осуществляться и более сложными путями.

Водообильность пород второго водоносного комплекса незначительна и характеризуется сравнительным постоянством по площади. При опробовании отложений туронского и реже альбского ярусов расходы скважин составляли 0,13—1,57 *л/сек* при понижении уровня на 2—50 *м*, удельные дебиты колебались в пределах 0,03—0,2 *л/сек* на 1 *м*). Водообильность отложений несколько увеличивается при приближении к Центрально-Устюртскому поднятию. Здесь расходы скважин превышали 1 *л/сек* (1,3—1,95 *л/сек*) при понижениях уровня, на 1,7—6 *м*. Исключение составляет зона тектонических нарушений, выявленная в северном борту Ассакеауданского прогиба. Здесь скважины, вскрывшие воды в зоне разлома, дали самоизлив с расходом около 50 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации песчаников, рассчитанные по данным пробных откачек, колеблются от 0,6—0,9 до 1,3—1,6 *м/сутки*. Коллекторские свойства песчаников и алевролитов альб-сеноман-туронских отложений характеризуются следующими показателями (по данным Ибрагимова): пористость от 10—15 до 28—32%; проницаемость — от 10—50 до 200—1000 миллидарси. Наименее емкими являются коллекторы сеномана.

Минерализация вод альб-сеноман-туронских отложений изменяется очень в широких пределах: от 2—5 до 78—130 *г/л*. Данные по минерализации и химическому составу подземных вод второго водоносного комплекса показывают, что происходит увеличение общей минерализации от областей питания к областям разгрузки. Наиболее полные сведения имеются о верхних горизонтах (туронском) описываемого комплекса в районе Центрально-Устюртского поднятия, в своде и присводовых частях которого развиты наименее минерализованные воды (2—15 *г/л*). В север-северо-восточном и юго-восточном направлениях минерализация вод возрастает до 30—50 *г/л*, а в наиболее погруженных частях района она достигает максимальных значений — 130 *г/л*. В вертикальном разрезе также отмечается увеличение минерализации. При опробовании скважины, пройденной в осевой части Барсакельмесской впадины, получены следующие результаты: в интервале опробования 846,5—856,9 *м*

минерализация составляла 73,3 *г/л*; в интервале 893—966 *м* 129 *г/л*, в интервале 998—1060 *м* 131 *г/л*. В зонах тектонических нарушений были вскрыты воды с минерализацией 11—13 *г/л*.

Химический состав вод второго водоносного комплекса также изменяется по площади и разрезу — возникает гидрохимическая зональность. В сводовых частях антиклинальных структур, в частности Центрально-Устюртского поднятия (Кокбахтинская антиклиналь), где минерализация вод не превышает 3 *г/л*, в солевом составе преобладают сульфаты натрия. По направлению к осевым частям прогибов вместе с повышением степени минерализации увеличивается количество хлоридов натрия. Хлоридные натриевые воды преобладают на большей части площади распространения второго водоносного комплекса. В водах с минерализацией 10—15 *г/л* содержание хлор-иона несколько выше, чем иона $SO_4^{=}$ (концентрация первого 53—55 *экв*-%, второго 44—46 *экв*-%). Гидрокарбонатов очень мало — до 1 *экв*-%. Примерно в таких же соотношениях находятся и катионы: преобладает натрий (до 57—59 *экв*-%), магний содержится в количестве 21—23 *экв*-%, кальций — около 20 *экв*-%. При дальнейшем повышении минерализации отмечается резкое увеличение содержания хлора и натрия (до 80—90%).

Солевой состав и минерализация вод второго водоносного комплекса указывают на сравнительно интенсивный водообмен в этой части разреза (отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ более 2), особенно в пределах Актумсукской и Центрально-Устюртской зон поднятий и Гоклен-куюсинского вала. Все это свидетельствует о достаточной раскрытости альб-сеноман-туронской толщи, лишь в наиболее глубоких частях разреза появляются слабо метаморфизованные и метаморфизованные воды.

Основное питание воды второго водоносного комплекса получают за счет подземного стока из-за пределов плато Устюрт, вероятными областями питания являются районы Горного Мангышлака и Мугоджар, где верхнемеловые и альбские отложения выходят на дневную поверхность. Здесь формируется подземный сток за счет атмосферных осадков, отсюда же идет снижение абсолютных отметок пьезометрических уровней в сторону плато, на этих участках скважинами вскрыты воды с минерализацией от 1 до 10—11 *г/л*. Дополнительное питание воды альб-сеноман-туронского водоносного комплекса получают в пределах Центрально-Устюртского поднятия, где отложения этого возраста не перекрыты водоупорными толщами сенона и палеогена, а хорошо проницаемыми карбонатными отложениями миоцена.

Разгрузка вод второго водоносного комплекса происходит в Сарыкамышской впадине путем образования восходящих токов. Там же наблюдается их открытый дренаж — это родник Гурлюк-Булак с расходом более 2 $м^3/сек$.

Воды глубоких водоносных горизонтов, приуроченных к неокомаптским, юрским и пермо-триасовым отложениям, на территории плато Устюрт изучены лишь в отдельных структурах — Теренкудук,

Байтерек, Аламбек, Кокбахты, Шахпахты. В связи со слабой изученностью района в целом можно считать, что предлагаемое расчленение гидрогеологического разреза в дальнейшем может быть пересмотрено и уточнено.

Воды неоком-аптских отложений, третий водоносный комплекс. Неокомские и аптские отложения имеют повсеместное распространение на описываемой территории. Литологический состав, выдержанность проницаемых пластов на всей площади плато, а также наличие в них подземных вод на отдельных структурах позволяют говорить о региональном распространении напорных водоносных горизонтов в неоком-аптских отложениях.

Водовмещающие породы представлены толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, глин. Песчаники голубовато-серые и зеленовато-черные, мелкозернистые в разной степени уплотненные, кварцево-глауконитовые слюдистые; алевролиты слабоглинистые слюдистые; глины зеленовато-серые алевритистые неизвестковистые. В средней части разреза отмечены прослои конгломерато-брекчий из обломков карбонатных пород.

Третий водоносный комплекс отделен от вышележащего глинами нижнего альба, нижним водоупором служат глины верхней юры (титонского яруса). По имеющимся данным мощность описываемого водоносного комплекса изменяется от 580 до 700 *м*, увеличиваясь в прогибах до 1100 *м*. Глубина залегания кровли третьего водоносного комплекса находится в прямой зависимости от структурного положения того или иного участка описываемой территории. В сводовой части Центрально-Устюртского поднятия водовмещающие породы вскрыты под альбскими и неогеновыми породами на глубине 250—300 *м* (Кокбахты, Аксаймак), на отметках минус 10—46 *м* абс. высоты.

На структурно погруженных зонах (Североустюртском, Барсакельмесском и Ассакеауданском прогибах) породы третьего водоносного комплекса вскрыты на глубине соответственно 1118, 1600 и 1090—1800 *м*. Кровля неоком-аптского водоносного комплекса здесь залегает на отметках от минус 800—1000 до минус 1400—1600 *м* абс. высоты. Воды комплекса обладают значительным потенциальным напором, достигающим 1650—2300 *м*. Пьезометрические уровни на Центрально-Устюртском поднятии устанавливаются на глубине 194—208 *м* от устья скважин, а в группе структур Аламбек-Коскала — на глубине 108 *м*. Из-за ограниченности фактического материала в настоящее время практически невозможно выявить с достаточной точностью направление и величину снижения пьезометрической поверхности вод неоком-аптских отложений по площади их распространения.

Э. Кудашевым установлен небольшой перепад напоров в неокомских водоносных горизонтах, прослеживаемый от Теренкудукской брахиантиклинали к Байтерекской; кроме того, он отметил снижение абсолютных отметок пьезометрической поверхности по направлению к Центрально-Устюртскому поднятию. Абсолютные отметки напоров вод неокомских отложений, по Э. Кудашеву, составляют: в районе

Теренкудука +200,2 *м*; в районе Байтерек +192,2 *м*; в районе Кокбахты +130,1 *м*.

Водообильность отложений третьего водоносного комплекса изучена на отдельных структурах. Замечено, что относительная водообильность несколько возрастает по направлению к положительным структурам и на площади Кокбахты расходы скважин составляют 1—1,5 *л/сек*, дебиты скважин на других участках (Теренкудук и др.) не превышали 0,1—0,5 *л/сек*. Вверх по разрезу отмечается ухудшение коллекторских свойств пород и снижение водообильности.

Минерализация подземных вод неоком-аптских отложений очень высока, в большинстве структур она изменяется в пределах от 120 до 140 *г/л*, достигая максимальных значений на структуре Аламбек (169 *г/л*). В районе Кокбахты вверх по разрезу минерализация вод уменьшается с 58,5 до 27,2 *г/л*. В солевом составе вод доминирующее положение занимают хлориды натрия (до 80—85 *экв*-%), сульфатов мало и практически отсутствуют гидрокарбонаты. Отношения $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}} = 0{,}6—0{,}7$; $\frac{r\mathrm{Cl}-r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Mg}} = 4—5$, что свидетельствует о значительной метаморфизации подземных вод.

В пределах Центрально-Устюртского поднятия (Кокбахты) вместе с понижением общей минерализации возрастает натрий-хлорный коэффициент (до 0,84); количество иона SO_4'' повышается до 3 *г/л*. Таким образом, здесь изменение химического состава и степени минерализации указывает на гидрогеологическую раскрытость структур Центрально-Устюртского поднятия.

Воды юрских отложений, четвертый водоносный комплекс

Водоносность юрских отложений, имеющих повсеместное распространение в пределах плато Устюрт, изучена далеко не достаточно. Воды юрских отложений опробованы лишь в отдельных структурах, на большей же части описываемой территории судить о водоносных горизонтах юрских пород приходится лишь на основании сведений об общих геологоструктурных условиях, а также о литологических и коллекторских свойствах пород, слагающих разрез.

Четвертый водоносный комплекс залегает на значительной глубине под толщей меловых, палеогеновых и неогеновых отложений, которые выходят на дневную поверхность за пределами плато Устюрт (Мангышлак, Туаркыр); от вышележащих пород комплекс отделен глинами титонского яруса. Водовмещающие породы представлены толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов; в верхней части разреза водовмещающих пород развиты известняки, в меньшей степени — гипсы и ангидриты.

Мощность водоносного комплекса и глубина залегания его кровли зависят от расчленения поверхности доюрского рельефа и структурного понижения того или иного участка плато. На Центрально-Устюртском поднятии водовмещающие породы вскрыты на глубине

664—1172 *м*, а мощность водоносного комплекса изменяется от 380 до 430 *м*. В структурно погруженных зонах кровля резко погружается на глубину до 1800—2400 *м* — на Северном Устюрте и до 1200—1600 *м* — на Южном; мощность пород комплекса достигает 900—980 *м*.

Кровля четвертого водоносного комплекса залегает на отметках от минус 400 до минус 2100 *м*. Подземные воды юрских отложений обладают большим напором, достигающим 1600—2900 *м*. При этом Э. Кудашевым было установлено снижение напоров вверх по разрезу, обусловленное наличием в среднеюрских отложениях водоупорных пластов. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине от 100 до 370 *м* от дневной поверхности.

Недостаток фактического материала не позволяет выявить по площади направление изменений абсолютных отметок пьезометрической поверхности вод юрских отложений. Наименьшие величины приведенных напоров отмечены на Центрально-Устюртском поднятии в районе Кокбахты (+128,1 *м*), наибольшие величины наблюдаются на Теренкудуке (+225,5 *м*), Аламбеке (+380 *м*), Шахпахты (+222,7 *м*).

Водообильность отложений четвертого водоносного комплекса невысокая и колеблется (по данным тартания) в широких пределах — от десятых (в большинстве случаев даже сотых) долей литра в секунду до 2—4 *л/сек*. Некоторое увеличение водообильности пород отмечается в южной части плато (Шахпахты, Коскудук). Подземные воды юрских отложений характеризуются высокой минерализацией, изменяющейся от 90—115 до 150—190 *г/л*. Наименее минерализованные воды развиты в своде Центрально-Устюртского поднятия (90—100 *г/л*), наиболее минерализованные — в погруженных зонах плато (Аламбек и Шахпахты, 150—160—190 *г/л*). Для северной половины Устюрта характерно увеличение минерализации вверх по разрезу, на Южном Устюрте вверх по разрезу общая минерализация уменьшается.

По химическому составу воды описываемого комплекса представляют собой типичные хлоридные натриевые рассолы; из катионов значительную роль играет ион Ca (до 15 *экв*-%). По большинству анализов воды юрских отложений характеризуются очень небольшим содержанием сульфатов и гидрокарбонатов. Лишь в пределах Центрально-Устюртского поднятия содержание SO_4'' увеличивается в 1,5—2 раза в связи с раскрытостью структуры. Воды сильно метаморфизованы, отношение $\frac{rNa}{rCl}$ составляет 0,49—0,77; отношение $\frac{rCl - rNa}{rMg} = 2—5$.

Воды пермо-триасовых отложений, пятый водоносный комплекс

Водоносность пермо-триасовых отложений плато Устюрт установлена лишь в одной точке — на Теренкудукской брахиантиклинали. Здесь пермо-триасовые отложения вскрыты на глубине 1999 *м* (Ю. А. Фе-

дотов, 1962), они представлены слабо дислоцированными красноцветными алевролитами, песчаниками и песчанистыми плотными глинами.

Водообильность отложений весьма незначительна и колеблется (при опробовании двух интервалов) 0,2—0,25 *л/сек*. Подземные воды пермо-триаса характеризуются большим напором, достигающим 2500 *м*. Пьезометрический уровень установился на глубине 140 *м* от дневной поверхности.

Минерализация вод достигает 99—108 *г/л*. По солевому составу воды пермо-триасовых отложений хлоридные кальциевые, количество хлора достигает 98 *экв*-%, количество Ca — 50 *экв*-%; гидрокарбонаты и сульфаты практически отсутствуют. Воды пятого водоносного комплекса характеризуются исключительно высокой метаморфизацией: отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}47$; отношение $\frac{r\text{Cl} - r\text{Na}}{r\text{Mg}} = 31{,}8$.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В процессе формирования грунтовых вод преобладающее значение имеет инфильтрация атмосферных осадков, в приморской зоне не исключена возможность участия конденсационных вод. Среднемноголетнее количество атмосферных осадков на описываемой территории изменяется от 90—115 до 130 *мм*. Следует отметить, что в отдельные годы эта величина значительно увеличивалась, в частности в 1963 г. она достигала 230 *мм*. Одной из отличительных черт является резко концентрированное выпадение атмосферных осадков в виде ливней. Месячное количество атмосферных осадков может выпасть в течение суток; так, в отдельные дни выпадало 16; 22; 30, даже 38 *мм*. Другой характерной чертой является сезонное распределение этих осадков, основное их количество приходится на март—апрель—май и октябрь—ноябрь; максимальное испарение отмечается в июне, июле и августе. Все эти факторы, а также характер водовмещающих пород (сильно трещиноватые раскарстованные известняки сармата), слагающих поверхность плато, способствуют интенсивной инфильтрации атмосферных осадков.

Результаты опытов, проведенных авторами в полевых условиях, показывают, что величина просачивания на различных участках составляет 30—45 *мм* в год, однако только часть этого количества достигает уровня грунтовых вод. Обобщая условия, при которых происходит формирование грунтовых вод, следует подчеркнуть наличие сухого теплого климата и исключительную равнинность территории со слабо развитой естественной дренажной системой, при которой поверхностный сток имеет ограниченное развитие, но возникает значительное испарение. Все это позволяет отнести плато Устюрт к зоне континентального засоления.

Хотелось бы высказать некоторые соображения по этому поводу. После освобождения плато Устюрт от среднесарматского моря вся его территория находилась в условиях континентальноэ режима.

Исключение составляли пониженные участки в южной и северной частях, куда отдельными языками заходило море верхнесарматского и понтического времени. Уровень грунтовых вод в то время находился очень близко к поверхности земли. Вследствие отсутствия близлежащих областей разгрузки (по отношению к современной конфигурации плато), движение грунтовых вод было очень незначительным, происходило активное континентальное засоление. Морские известняки обогащались легкорастворимыми солями натрия и хлора. Рост положительных структур, начавшийся с момента среднесарматской регрессии, усилился, и к началу верхнего плиоцена (акчагыл—апшерон) окончательно сформировался облик современных структур. К этому времени следует отнести выделение плато Устюрт в качестве обособленной зоны. Образовались все современные области разгрузки грунтовых вод: Сарыкамышская и Ассакеауданская впадины, котловины и чинковое обрамление, которые продолжали развиваться в последующее время. Все это имело решающее значение для стабилизации гидрогеологических условий описываемой территории.

С образованием названных крупных дрен произошло снижение уровня грунтовых вод, в пределах положительных структур глубина залегания зеркала достигала 30—40 *м*. Весь период между понтом и апшероном можно охарактеризовать как плювиальную эпоху — эпоху сильного увлажнения, вызвавшего активную эрозионную деятельность. Под действием временных водотоков формировались долинообразные понижения, в днищах которых развивались такырные площади. Обилие атмосферных осадков способствовало их интенсивной инфильтрации и активному выносу легкорастворимых солей из пород, слагавших зону аэрации.

В настоящее время для большей части плато Устюрт характерно глубокое залегание уровня подземных вод (20—35 *м*), в то время как для развития процесса континентального засоления необходима небольшая глубина залегания зеркала грунтовых вод. Такие условия наблюдаются в районе Сарыкамышской, Ассакеауданской впадин, Барсакельмеса, Матая, Сама и др. В приподнятых частях плато (площади положительных структур) современные процессы вызывают опреснение грунтовых вод, в пониженных участках происходит увеличение минерализации.

В основе процесса формирования подземных вод лежат гидродинамические условия того или иного участка, взаимосвязь в системе вода + порода. Поэтому прежде чем перейти к гидрохимической оценке процесса, следует охарактеризовать гидродинамические особенности структурно различных площадей. Для примера разберем два участка — Актумсукское поднятие и Барсакельмесскую впадину.

Рассматривая приходную и расходную части плато в целом, следует считать приходной статьей атмосферные осадки, а расходной — выклинивание грунтовых вод в бессточных впадинах и котловинах, а также в чинках. К расходной части относится также и испа-

рение с критической глубины залегания уровня грунтовых вод, но поскольку в настоящее время мы не располагаем сведениями по плато в целом, мы не будем использовать этот элемент, вследствие чего величина потерь грунтовых вод на выклинивание в Барсакельмесской впадине будет несколько завышена.

Средняя величина стока грунтовых вод на Актумсукской и Барсакельмесской площадях определялась по летнему «меженному» периоду. Она составляет: для Актумсукской площади 0,8 и для Барсакельмесской площади 0,1 *л/сек* с 1 *км*^{2}.

В результате инфильтрации образуется слой подземного стока, высота которого определяется из следующей зависимости (Овчинников, 1955):

$$h = 31{,}5M_0,$$

где: h — высота слоя стока, *мм*;
M_0 — модуль подземного стока, *л/сек* с 1 *км*^{2}.

Для Актумсукской площади $h_А$ составляет:

$$h_А = 31{,}5 \cdot 0{,}8 \approx 25 \text{ мм}.$$

Для Барсакельмесской площади $h_Б$ составляет:

$$h_Б = 31{,}5 \cdot 0{,}1 \approx 3{,}2 \text{ мм}.$$

Результаты подсчета показывают, что на питание грунтовых вод при инфильтрации атмосферных осадков расходуется от 3 до 23% годовой суммы осадков (110 *мм*). Пользуясь этими данными, можно определить среднегодовое количество атмосферных осадков, просачивающихся до уровня грунтовых вод, по следующей зависимости (Овчинников, 1955):

$$Q = hF \cdot 10^3,$$

где Q — количество просачивающейся воды, *м*^{3}*/год*;
F — площадь просачивания атмосферных осадков, *км*^{2}.

Для Актумсукской площади: $F = 7850$ *км*^{2}; $Q_А = 25 \times 7850 \times 10^3 \approx 2 \cdot 10^8$ *м*^{3}*/год* или $\approx 6{,}3$ *м*^{3}*/сек*.

Для Барсакельмесскойплощади: $F = 17\,662$ *км*^{2}, $Q_Б = 3 \times 17\,662 \cdot 10^3 \approx 57 \cdot 10^6$ *м*^{3}*/сек* или $\approx 0{,}18$ *м*^{3}*/сек*.

Для определения интенсивности водообмена необходимо определить общий объем гравитационной воды в пласте по формуле:

$$V_г = \mu \cdot m \cdot F,$$

где μ — водоотдача, принимаемая равной 0,02;
m — мощность водоносной зоны, *м* (для Актумсукского поднятия $m = 15$, для Барсакельмесской впадины $m = 35$).

Таким образом, получаем следующие значения:
для Актумсукского поднятия

$$V_г = 0{,}02 \cdot 15 \cdot 7850 \approx 24 \cdot 10^8 \text{ м}^3;$$

для Барсакельмесской впадины

$$V_г = 0{,}02 \cdot 35 \cdot 16\,000 \approx 112 \cdot 10^8 \ м^3.$$

По соотношению геологических и ежегодно восполняемых ресурсов можно определить скорость водообмена для каждой площади (Куделин, 1960).

$$n = \frac{V_г}{Q},$$

где n — скорость водообмена.

Для Актумсукского поднятия:

$$n = \frac{V_{гА}}{Q_А} = \frac{224 \cdot 10^8}{2 \cdot 10^8} \approx 12 \text{ лет}.$$

Для Барсакельмесской площади

$$n = \frac{V_{гБ}}{Q_Б} = \frac{112 \cdot 10^8}{57 \cdot 10^6} \approx 190 \text{ лет}.$$

Из всего вышесказанного вытекает, что за континентальный период грунтовые воды в положительных структурах обновлялись за счет атмосферных осадков много раз, значительно больше, чем на участках, прилегающих к областям разгрузки. В связи с этим на возвышениях развиты воды с минерализацией 2—3 *г/л* сульфатно-хлоридного кальциевого и натриевого типа, а на пониженных участках встречаются воды с минерализацией 30—50 *г/л* хлоридного натриевого состава.

На протяжении длительного периода инфильтрации на участках глубокого залегания уровня грунтовых вод засоление пород сменяется рассолением. В результате вымывания породы освобождаются от легко растворимых солей, но содержат ионы адсорбированного натрия. Таким образом, солончаки на целых участках превращаются в солонцы.

При рассолении после выноса легкорастворимых солей начинается процесс выщелачивания. В раствор переходят труднорастворимые карбонаты кальция и магния, а при достаточной концентрации их в растворе — также и адсорбированный ранее натрий. Происходит реакция:

$$Na_2 \text{ (почва)} + CaCO_2 = Na_2CO_3 + Ca \text{ (почва)}.$$

Образующаяся при этой реакции сода легко вымывается из почвы и обогащает грунтовые воды растворами гидрокарбонатного натриевого типа, которые, смешиваясь с сульфатными натриево-кальциевыми водами, образуют сульфатные кальциево-натриевые воды. Выше было показано, что воды этого типа занимают значительные площади на приподнятых участках.

По мере приближения к области разгрузки уклоны зеркала подземных вод выполаживаются, а глубина до зеркала уменьшается

от 30—40 до 3—2 *м* и менее. В таких условиях в расходной части баланса грунтовых вод испарение значительно преобладает над инфильтрацией. Так, по данным метеостанции Сам-1, расположенной вблизи Самских солончаков, в 1961 г. и 1962 г. испарение с водной поверхности составило соответственно 1912,7 и 2330,8 *мм*, в то время как количество атмосферных осадков составляло 90 и 104 *мм*.

При испарении не только увеличивается концентрация в воде солей, но и происходит метаморфизация солевого комплекса воды. Сначала из раствора выпадают карбонаты кальция и магния, затем сульфат кальция. Наиболее легко растворимые хлористые соли остаются в воде, а концентрация их постепенно повышается. Таким образом, грунтовые воды первоначально превращаются в сульфатные, затем в сульфатно-хлоридные и после того становятся хлоридными. Так, хлоридные натриевые воды полностью доминируют в Сарыкамышской, Ассакеауданской, Барсакельмесской и других впадинах. В незасоленных породах нарушается равновесие между адсорбированными и растворенными катионами, присущего незасоленным породам, происходит вытеснение натрием адсорбированного кальция, который в свою очередь переходит в раствор. Почвы обогащаются натрием, что характерно для континентального засоления. При переходе в раствор кальция возникает новый тип минерализации, воды приобретают хлоридный кальциево-натриевый и хлоридный магниево-натриевый состав.

При описанных процессах, особенно в отсутствии стока, происходит интенсивное засоление грунтовых вод и почв. В почвах накапливаются легкорастворимые соли, и они превращаются в солончаки. Так, например, в Сарыкамышской и Барсакельмесской впадинах присутствуют соли NaCl, MgCl, $MgSO_4$ и др. В областях разгрузки, попадая непосредственно в дренирующие понижения, грунтовые воды выходят на поверхность и подчас образуют огромные озера. При интенсивном испарении этих вод наблюдается очень высокая концентрация солей, и они превращаются в рассолы, из которых в осадок выпадают соли.

Еще одна гидрохимическая зона грунтовых вод выделена в оползневых отложениях чинковой зоны, где, как уже было сказано выше, развиты пресные воды хлоридного натриевого типа с минерализацией менее 2 *г/л*. На формировании хлоридных пресных вод оползневой приморской зоны Аральского моря необходимо остановиться особо. Как выше сказано, здесь развиты воды хлоридного натриевого типа с минерализацией 2 *г* на 1 *л*.

Процесс формирования этих вод нам представляется следующим. Атмосферные осадки, скапливающиеся в оползневой зоне (где, как правило, накапливается большое количество снега), очень быстро проходят свой путь до области разгрузки (родников, колодцев). Этому благоприятствуют сильно разрушенные известняки сармата, слагающие верхнюю часть оползневой толщи. Вполне естественно, что при подобной высокой проницаемости водовмещающих пород и при большом уклоне (от 0,03 до 0,2) атмосферные воды за свой

короткий путь не успевают приобрести высокую минерализацию, но обогащаются прежде всего легко растворимыми элементами — хлором и натрием.

Степень опреснения источников зависит от количества выпадающих атмосферных осадков. Для сравнения сопоставим анализы проб воды из отдельных родников и колодцев, отобранных в 1959 г. и 1964 г., отметим, что в 1959 г. на плато Устюрт выпало 89 *мм* осадков, а в 1964 г. — 230 *мм* (средние значения по трем метеостанциям).

Родники	1964 г.	1959 г.
Джиделибулак	$M_{1,0}\ \frac{Cl70SO_424HCO_36}{Na64Mg18Ca18}$;	$M_{1,8}\ \frac{Cl54SO_436HCO_310}{Na66Mg20Ca14}$;
Акбулак	$M_{1,0}\ \frac{Cl70SO_430}{Na68Mg16Ca15}$;	$M_{2,0}\ \frac{Cl54SO_436HCO_310}{Na68Mg20Ca12}$;
Колодцы Кассарма	$M_{0,8}\ \frac{Cl52SO_440HCO_38}{Na64Mg20Ca16}$;	$M_{1,9}\ \frac{Cl46SO_438HCO_316}{Na62Mg20Ca18}$.

Вопрос о повсеместном распространении грунтовых вод окончательно в оползневой зоне еще не решен. Тем не менее, судя по количеству существующих водопунктов (32 родника и колодца) с пресной водой, можно утверждать, что эти воды достаточно широко распространены. При значительной разнице температуры воздушных масс, распространенных в пределах приморской полосы, и воздушных масс, идущих с плато, можно отнести формирование пресных хлоридных патриевых вод за счет конденсации.

Резко выраженный аридный климат, отсутствие высоких горных сооружений на периферии бассейна и глубокое погружение сложно построенного фундамента существенно затрудняют водообмен в водоносных комплексах среднего и нижнего гидрогеологических этажей, особенно водоносных комплексов отложений неокома—апта и юры.

Основная область питания глубоких водоносных комплексов находится в пределах низких гор Мангышлака, где обнажаются отложения триаса, юры и мела. Немаловажная роль в формировании гидростатических напоров принадлежит южному окончанию Уральского хребта — Мугоджарам, оттуда инфильтрационные воды поступают в Челкарский артезианский бассейн Северо-Аральской группы артезианских бассейнов и на юге района они перетекают в Северо-Устюртский артезианский бассейн. Однако опресняющее влияние подземных вод Челкарского бассейна не распространяется дальше Актумсукского вала, так как на восточном его окончании обнажаются породы мела и водоносные горизонты дренируются Аральским морем.

От основной области питания — Мангышлака — подземные воды отложений альб-сеномана растекаются на север, в сторону Бузачинского артезианского бассейна, а также на юг, в Южно-Мангышлакский артезианский бассейн, однако интенсивное влияние области питания на значительном расстоянии отмечается только в пределах

Центрально-Устюртского поднятия. Здесь от Мангышлака по системе региональных и местных разломов поток подземных вод направляется на восток и юго-восток к основному базису их стока, каким является Сарыкамышская котловина, где родник Гурлюк-Булак имеет дебит 2500 *л/сек.*

Котловина расположена южнее линии простирания вала, поэтому опреснение наиболее отчетливо сказывается на водах Ассакеауданского артезианского бассейна. На северном крыле бассейна в котловине Шахпахты минерализация подземных вод отложений верхнего мела составляет 10 *г/л.* В районе Центрально-Устюртского вала на южном крыле Северо-Устюртского артезианского бассейна опресняющее воздействие подземных вод заметно лишь на ограниченной площади.

От Бузачинского и Южно-Мангышлакского бассейнов поток подземных вод направляется на северо-запад. На востоке за пределами области гидродинамического влияния Центрально-Устюртского вала, подземные воды Северо-Устюртского артезианского бассейна также дренируются Сарыкамышской котловиной, которая расположена на 70 *м* ниже Аральского моря, и радиус ее влияния значительно превосходит дренирующее влияние моря. Влияние области питания сказывается преимущественно на верхней части разреза среднего гидрогеологического этажа (до отложений неокома включительно), в более глубоких водоносных горизонтах водообмен протекает менее активно.

На север и на юг от Мангышлака прослеживается последовательная смена гидрохимических зон с минерализацией от 2—3 до 10—25 *г/л.* Химический состав подземных вод изменяется от сульфатно-хлоридного натриево-магниевого до хлоридного натриевого с повышенным содержанием сульфатов. В зоне трещиноватости и раскарстованности известняков нижнего сенона и в песчаниках турона на восточном Мангышлаке, на отдельных локальных участках развиты пресные (до 0,5 *г/л*) гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые воды. По мере продвижения по Центрально-Устюртскому валу в восток-юго-восточном направлении минерализация увеличивается до 5—10 *г/л*, а химический состав несколько изменяется за счет увеличения содержания хлора, однако в пределах вала встречены воды преимущественно сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные натриевые.

В Центральных частях Северо-Устюртского и Ассакеауданского артезианских бассейнов минерализация в вертикальном разрезе изменяется сверху вниз от 35 до 70 и даже 130 *г/л.* Характерно, что в области региональной разгрузки (Сарыкамышская котловина) минерализация подземных вод составляет 30—35,5 *г/л*; воды по химическому составу хлоридные натриевые с повышенным содержанием сульфатов (12 *мг/экв*) и кальция (14 *мг/экв*).

Относительно низкая минерализация подземных вод в областях разгрузки (Актумсук — Аральское море 20 *г/л*; Сарыкамышская котловина 35 *г/л*) дает основание предполагать, что потоки подземных

вод, идущие от Мангышлака и Мугоджар, не погружаются на значительные глубины. Циркуляция по всей вероятности происходит в менее уплотненных водовмещающих породах, приуроченных к структурно приподнятым участкам артезианских бассейнов. Этому значительно способствует дренирующая роль разломов. Район выходов водовмещающих пород среднего и нижнего гидрогеологического этажа в Туаркыре оказывает незначительное влияние на более глубокие участки артезианских бассейнов Южного Устюрта, так как на пути движения потока подземных вод от Туаркыра на северо-восток расположены две бессточные котловины, где разгружаются подземные воды верхнего и нижнего мела.

Рассматривая условия формирования подземных вод альб-сеноман-туронского комплекса, следует выделить три гидрохимические зоны. Первая гидрохимическая зона развита в пределах Мангышлак—Центрально-Устюртской системы дислокаций, с севера и юга она ограничена двумя региональными разломами. В этой гидрохимической зоне развиты хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией от 7 до 12 *г/л*. Лишь в западной части Мангышлака установлены пресные воды (0,6—2 *г/л*), которые имеют очень ограниченное распространение на участках обнажений альба, сеномана и турона.

По составу это воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые. При самом незначительном погружении под неогеновый чехол эти воды приобретают минерализацию 7—9 *г/л* и хлоридно-сульфатный натриевый состав. Такая минерализация выдерживается на всем протяжении Мангышлак—Центрально-Устюртской системы вплоть до Айбугирской структуры, несмотря на значительное погружение системы в этом направлении, за счет линейного передвижения подземных вод в такой сильно дислоцированной зоне. В пределах выделенной зоны в литологическом разрезе принимают участие пески и песчаники, хорошо выдержанные по площади и по вертикали. Именно эта зона является наиболее водообильной. Так, скважина, пробуренная в пределах Шахпахтинской ступени, дает самоизливом 40 *л/сек*.

Вторая и третья гидрохимические зоны принципиально отличны от первой по своему геоструктурному положению и литологии водовмещающих пород. Они расположены в пределах Северного и Южного прогибов и характеризуются условиями замедленного подземного стока.

При погружении в юго-восточном и северо-западном направлениях на крыльях Центрально-Устюртского поднятия минерализация незначительно увеличивается (до 10—14 *г/л*, Шахпахты). По мере погружения к осевым частям Северного и Южного прогибов происходит постепенное увеличение содержания хлора и натрия в составе подземных вод, уменьшается значение сульфатного и кальциевого ионов. В наиболее погруженных частях, таких, как Барсакельмес, Казахлы, Ассакеаудан и других, в водах сохраняются лишь два компонента — хлор и натрий.

Важно, что при одинаковом составе подземных вод в южной и северной частях района отмечаются значительные различия в их абсолютном содержании. В северной части наиболее характерная минерализация составляет 30—40 *г/л*. Исключением является лишь Барсакельмесская площадь, где в отложениях сеноман-турона скважина вскрыла воду с минерализацией 53—78 *г/л*. В южной части плато Устюрт воды с минерализацией 30—40 *г/л* значительно удалены от Центрально-Устюртского поднятия. В местах наибольшего погружения развиты воды с минерализацией порядка 50—70 *г/л*, а в отдельных скважинах вскрыты воды с минерализацией 110 *г/л*. Воды имеют ярко выраженный хлоридный натриевый состав.

Различия в минерализации подземных вод этих двух гидрохимических зон следует отнести за счет их разной удаленности от области разгрузки. Собственно гидрохимическая зона южной части расположена непосредственно в области разгрузки, что обусловливает значительно меньшие скорости передвижения и большую застойность вод.

Формирование подземных вод юрского и нижнемелового (неоком-апт) комплексов происходит в более сложных условиях, вследствие значительной удаленности областей создания гидростатических напоров, которые находятся в Мугоджарах и, вероятно, в пределах Кавказской складчатой страны.

Влияние атмосферных осадков, погружающихся в области питания (Южный Урал), на подземные воды нижнемелового и юрского комплексов сказывается на очень небольшом отрезке и в пределах Устюртского бассейна, можно утверждать, они не имеют никакого значения. Здесь, как уже указывалось, развиты высокоминерализованные воды (для нижнего мела 127—140 *г/л*, для юры 130—150 *г/л*). По составу это воды чистого хлор-натриевого типа, хотя на отдельных приподнятых участках (Байтерек, Теренкудук, Кокбахты и др.) продолжает играть существенную роль кальций.

По всему разрезу метаморфизация этих вод увеличивается с глубиной. Для неоком-аптского водоносного комплекса по глубине происходит уменьшение натрий-хлорного коэффициента от 0,7 до 0,6, для юрского водоносного комплекса этот коэффициент изменяется от 0,63 до 0,55. И в том и другом комплексе развиты типичные хлор-натриевые рассолы. Режим вод застойный, вековая разгрузка, вероятно, происходит в бессточных котловинах Мангышлака. Воды этих комплексов, формирующиеся в Мангышлаке, разгружаются в тех же впадинах и не имеют никакого значения для Устюртского бассейна.

Приведенные напоры на участке от Актумсука до Кокбахты для неоком-аптского комплекса изменяются от 200,2 до 120,0 *м*, для юрского комплекса — от 225,2 до 128,1 *м*. Снижение напоров вверх по разрезу отмечалось на всех исследованных участках, что указывает на возможность разгрузки нижних водонапорных комплексов в вышележащие отложения. Такая разгрузка может осуществляться

через водоупорные слои за счет восходящих фильтрационных токов, а также через гидрогеологические «окна». Высокая минерализация и метаморфизация вод отражает обстановку весьма затрудненного водообмена.

5. ПРИТАШКЕНТСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Приташкентский артезианский бассейн занимает площадь порядка 20 тыс. *км*^{2}. Он приурочен к так называемой Приташкентской депрессии, ограниченной на севере горными возвышенностями Казы-Курт, Бесонале, Мансур-Ата, на востоке и юго-востоке — юго-западными отрогами Тянь-Шаня, Чаткальским и Кураминским хребтами, а на западе песками Кызылкумов.

По степени расчлененности и гипсометрическому положению поверхности бассейна рассматриваемая территория разделяется на три резко различных площади: горную, предгорную и равнинную. Горная область, обрамляющая Приташкентский артезианский бассейн с северо-востока, востока и юго-востока, представлена возвышенностями Казы-Курт, хребтами Каржантауским, Угамским, Пскемским, Коксуйским, Чаткальским, Кураминским и горами Могултау. Хребты имеют асимметричное строение, северо-западный склон у них пологий, юго-восточный — крутой, сильно расчлененный. Хребты являются водоразделами между бассейнами формирующихся здесь рек.

Предгорья образуют холмистые, неглубоко расчлененные равнины, которые опоясывают горные хребты со всех сторон. Равнинную часть поверхности составляют террасы рек Чирчика, Ангрена, Келеса и правобережья Сырдарьи.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении Приташкентский район представляет собой структурно и гипсометрически четко выраженный предгорный артезианский бассейн. В составе Приташкентского артезианского бассейна выделены следующие водоносные комплексы:

1) четвертичных отложений;
2) неогеновых отложений;
3) палеогеновых отложений;
4) меловых отложений;
5) юрских отложений (выделяется предположительно);
6) палеозойских пород.

Гидрогеологические условия выделенных водоносных комплексов изучены с различной степенью детальности.

Водоносный комплекс четвертичных отложений состоит из нескольких водоносных горизонтов, которые содержат значительные запасы пресных вод. Пресные воды приурочены к аллювиальным отложениям современных долин и погребенных русел крупных рек —

Чирчика, Ангрена, Келеса и правобережья Сырдарьи, представленным мощной толщей песков и галечников. Подземные воды четвертичных отложений питаются в основном за счет инфильтрации поверхностных вод перечисленных рек.

Водоносный комплекс неогеновых отложений изучен очень слабо. О водоносности неогеновой толщи имеются лишь отдельные сведения, полученные при бурении поисково-разведочных скважин на нефть, а также в процессе проведения гидрогеологических и геофизических исследований. Водоносные пласты включают пески, песчаники, гравелиты и конгломераты, общая мощность которых изменяется от 3 до 16 *м*. Песчано-галечниковые отложения, залегающие среди мощной толщи алевролито-глинистых пород, по простиранию и в вертикальном разрезе не выдержаны.

В процессе обработки разреза глубокой скважины, пройденной в 2 *км* южнее г. Янгиюля, в неогеновых отложениях впервые была установлена трехсотметровая толща песков, по-видимому, являющаяся погребенными аллювиальными отложениями Палеочирчика.

Подземные воды неогеновых отложений отличаются пестротой химического состава и степени минерализации. Величина плотного остатка изменяется от 0,7 до 4 *г/л*.

Подземные воды неогенового водоносного комплекса питаются за счет поверхностных вод, проникающих в водопосные горизонты в тех местах, где долины рек и саев пересекают водопроницаемые породы неогена.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений в пределах Чирчикской и Келесской депрессии представлен двумя водоносными горизонтами — песками алайского яруса и бухарским известняком. В Ангренской депрессии подземные воды приурочены к известнякам туркестанского, алайского ярусов и пескам сузакского возраста. Воды этого комплекса были вскрыты в районе Чулей колодцами, а в пределах Ангренской долины — скважинами.

Подземные воды алайского водоносного горизонта, опробованного по колодцам, расположенным в районе Чулей, характеризуются пестрой минерализацией. Величина плотного остатка изменяется от 0,9 до 3,2 *г/л*. По типу минерализации воды гидрокарбонатные кальциевые и сульфатные натриевые. Опробование алайского водоносного горизонта показало низкую проницаемость известняков, которая (по данным Р. В. Бородина) изменяется от 0,07 до 0,0007 *м/сек*. По данным химических анализов вода пресная, с плотным остатком от 0,170 до 0,250 *г/л*.

В пределах Ангренской депрессии водоносность известняков туркестанского яруса установлена при проходке скважины в устье Кандырсая. В интервале 526,2—529,2 *м* скважина дала самоизлив, однако водоносный горизонт не был опробован. Водоносный горизонт сузакского слоя представлен кварцевыми песками, водоносность его установлена по скважинам, пробуренным Чирчикской поисково-разведочной партией на уголь в 1957—1958 гг. Глубина залегания сузакского водоносного горизонта по данным бурения изменяется

от 349 до 806 *м*. Из всех скважин был получен самоизлив воды, расход которой оказался различным (0,1; 0,7; 9,0; 12 *л/сек*). Избыточный напор по отдельным скважинам составлял от 6 до 12 *атм*; температура воды колебалась от 34,5 до 43,5°; плотный остаток составлял от 0,74 до 1,86 *г/л*.

Все глубокие скважины, пройденные в Приташкентском бассейне и вскрывшие подземные воды в кварцевых, грязновато-белых песках алайского слоя и в бухарских известняках, не были опробованы. По данным Е. В. Иванова, в интервале 1208—1225 *м* был получен приток пресной напорной воды. Уровень установился на глубине 70 *м*. Вода имела следующий химический состав:

$$M_{1,0}\ \frac{SO_4 43 HCO_3 37 Cl 20}{Na 84 Cl 13}.$$

Водоносный комплекс меловых отложений изучен неравномерно. Литолого-стратиграфический разрез меловых отложений, представленных переслаивающимися водопроницаемыми и водонепроницаемыми отложениями различных возрастов, позволяет выделить в меловом водоносном комплексе по стратиграфическому признаку пять водоносных горизонтов в отложениях: сенонских, верхнетуронских, нижнетуронских, сеноманских, альбских.

Гидрогеологические условия выделенных водоносных горизонтов за исключением сеноманского, в Приташкентском артезианском бассейне изучены слабо. Гидрогеологическая характеристика перечисленных водоносных горизонтов составлена по материалам полевых исследований, проведенных Сарыагачской гидрогеологической партией на территории Казахской ССР и Узбекским гидрогеологическим трестом.

Водоносный горизонт сенонских отложений представлен толщей переслаивающихся песков, песчаников и глин. В районе Ташкента эффективная мощность (суммарная мощность водопроницаемых пластов) не превышает 60 *м*. Глубина залегания отложений сенонского возраста изменяется от 950 до 1850 *м*. По сведениям, полученным в процессе опробования одной из скважин (Казахская ССР), сенонский водоносный горизонт вскрыт в интервале 63—80 *м*, уровень воды установился на 26 *м* ниже поверхности земли. При понижении на 8,5 *м* был получен расход, равный 12,4 *л/сек*. Подземные воды водоносного горизонта хлоридно-сульфатные натриево-магниевые с плотным остатком 1 *г/л*.

Верхняя граница водоносного горизонта проходит по кровле сенонских глин, не выдержанных по площади; в тех местах, где они отсутствуют, сенонские пески залегают на песках верхнетуронского возраста.

Нижней границей водоносного горизонта верхнетуронских отложений является верхняя пачка нижнетуронских глин. Нижний водоупор представлен темно-серыми, зеленоватыми глинами мощностью от 10 до 15 *м*.

Водоносный горизонт верхнетуронских отложений сложен толщей переслаивающихся песчаников и глин, причем первые в разрезе преобладают. Мощность отложений верхнего турона по данным электрокаротажа достигает 70—80 *м*. В районе Ташкента верхнетуронский водоносный горизонт вскрыт на глубине 1000 и 1974 *м*. Водоносность верхнетуронских отложений установлена по каротажным диаграммам, позволяющим предполагать, что воды этого горизонта имеют невысокую минерализацию.

По данным Е. В. Иванова, при опробовании толщи мощностью 250 *м* (в интервале 1380—1583 *м*), представленной чередующимися песчаниками, песками и глинами сенонского и верхнетуронского возраста, произведенном в одной из скважин, уровень воды установился на глубине 130 *м* ниже поверхности земли.

Состав воды выражается формулой:

$$M_{1,5}\,\frac{SO_4 55 Cl 27 HCO_3 13}{Na 88}.$$

По остальным скважинам, пройденным на территории Узбекской части артезианского бассейна, верхнетуронский водоносный горизонт не был опробован. Гидрогеологические сведения, полученные Сарыагачской гидрогеологической партией, приведены в табл. 4.

Таблица 4

Результаты испытания скважин

№ скважины	Интервал глубины залегания водоносного горизонта	Установившийся пьезометрический уровень, *м*	Понижение, *м*	Расход, *л/сек*	Удельный дебит, *л/сек* на 1 *м*	Плотный остаток, *г/л*	Тип воды
23	427—436	58	12,01	2,85	0,22	Нет сведений	
199	538—605	60	7,68	2,2	0,29	»	»
241	565—582	+30	Самоизлив	6,0	—	0,45	Гидрокарбонатный натриевый

Водоносный горизонт нижнетуронских отложений заключен между двумя пачками глин того же возраста. Мощность водоносного горизонта, представленного мелкозернистым песчаником, изменяется от 5 до 15 *м*. Нижнетуронский горизонт впервые был опробован в скв. 12. После прострела, произведенного в интервале 1695—1710 *м*, был получен приток пресной высоконапорной воды. Избыточное давление, замеренное на устье скважины, установилось на отметке +140 *м*. Максимальный расход при самоизливе составлял 1,1 *л/сек*. Величина удельного дебита равна 0,0078 *л/сек*.

Химический состав воды характеризуется следующей формулой

$$M_{0,64}\frac{HCO_3 58 SO_4 24 Cl 18}{Na 94}.$$

Температура воды, замеренная на устье, при расходе 0,3 *л/сек* составляла 27° С. В остальных скважинах этот горизонт не был опробован.

Водоносный горизонт нижнетуронских отложений развит по всей площади Приташкентского артезианского бассейна, однако незначительная мощность водосодержащих пород и их низкие фильтрационные свойства, о которых можно судить по величине удельного дебита, не позволяют рассчитывать на значительные запасы подземных вод в этом горизонте.

Водоносный горизонт сеноманских отложений приурочен к толще песчано-гравийных отложений, переслаивающихся с глинами и алевролитами. Верхняя граница водоносного горизонта проводится по подошве нижнетуронских глин, которые хорошо выдержаны как в плане, так и в разрезе, и выполняют роль верхнего водоупора сеноманского водоносного горизонта.

Мощность нижнетуронских глин изменяется от 20 до 60 *м*. Нижняя граница сеноманского водоносного горизонта проходит по подошве песчаников и гравелитов сеноманского возраста, алевролиты нижнего мела выполняют роль нижнего водоупора. Границы сеноманского водоносного горизонта хорошо прослеживаются в разрезах буровых скважин и четко отбиваются на каротажных диаграммах. Общая мощность водоносного горизонта изменяется от 44 до 170 *м*, эффективная мощность значительно меньше и не превышает 20 *м*.

Водоносный горизонт сеноманских отложений вскрыт многочисленными глубокими скважинами на различной глубине от 813 до 2080—2100 *м*. К этому горизонту приурочены лечебные термальные воды, известные под названием «Ташкентской» и «Сарыагачской» минеральной воды. Подробная гидрогеологическая характеристика сеноманского водоносного горизонта приводится в следующем разделе.

Водоносный горизонт нижнемеловых отложений изучен в процессе разведочных работ в районе Майской антиклинали. По данным П. Т. Петросова, горизонт представлен толщей переслаивающихся песчаников и алевролитов, он вскрыт в интервалах 666—712 *м* и 781—785 *м*. Эффективная мощность водоносного горизонта не превышает 15 *м*.

Во всех разведочных скважинах был получен самоизлив. Величина избыточного давления изменялась по различным скважинам от 1,6 до 8,8 *м*. Расход воды одной из них составил 18,32 $м^3$/*сутки* при понижении на 29 *м*. Проницаемость водосодержащих пород изменяется от 0,05 до 0,9 *дарси*. Воды нижнемелового горизонта соленые.

$$M_{10,8}\frac{Cl 77 SO_4 17}{Na 87}.$$

Водоносность юрских отложений в пределах района не изучена.

Водоносный горизонт палеозойских отложений представлен грунтовыми водами в тех местах, где палеозойские отложения выходят на дневную поверхность, и напорными — там, где палеозойские породы перекрыты мезо-кайнозойским чехлом.

Породы палеозойского возраста слагают хребты горного обрамления, вследствие своей интенсивной трещиноватости они повсеместно водоносны. Среди разнообразных пород палеозоя наибольшей водообильностью обладают известняки, которые служат хорошим аккумулятором атмосферных осадков. Однако большая часть горизонтов грунтовых вод в пределах горных массивов выклинивается, образует родники и является источником питания поверхностных водотоков.

Примером такого выклинивания подземных вод могут служить родники в районе мраморного карьера в пос. Ходжикент. Расход родников здесь достигает 12 *л/сек*. Подземные воды, приуроченные к известнякам, ультрапресные, величина плотного остатка не превышает 0,2 *г/л*; по типу минерализации они гидрокарбонатные кальциевые. Химический состав воды следующий:

$$M_{0,14}\frac{HCO_3 88}{Ca 67 Mg 24}.$$

Расходы родников, выходящих на дне долин, прорезающих эффузивные отложения, невелики и колеблются в пределах от сотых долей до 1 *л/сек*. По Р. В. Бородину, в Ангренской депрессии общий сток трещинных вод составляет 68% годового количества осадков, при этом на подземный сток приходится 17%.

Палеозойские породы водоносны не только в районе их выхода на поверхность, но и ниже местного базиса эрозии. Водоносность их установлена на водоразделе Накпай и Алмалык, она распространяется до глубины 150 *м*. Глубокими скважинами на Ташкентской площади в г. Янгиюле и в колхозе им. Свердлова были вскрыты палеозойские породы, представленные туфами. В керне этих пород хорошо наблюдалась трещиноватость. По-видимому, палеозойские породы содержат напорные воды.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Особенности геологоструктурного строения Приташкентского артезианского бассейна и окружающих его горных массивов, а также климатические и гидрологические факторы обусловили формирование здесь подземных вод различного состава. Подземные воды Приташкентского артезианского бассейна относятся к инфильтрационному генетическому типу, а по условиям залегания разделяются на грунтовые и напорные. Частое чередование водопроницаемых и водонепроницаемых пород создает благоприятные условия для формирования напорных, самоизливающихся подземных вод. Большое значение в формировании напорных вод принадлежит отложениям

неогенового возраста, представленным в основном алевролитами, глинистыми породами, мощность которых местами достигает порядка 2000 *м*.

Неогеновая толща, выполняя роль регионального водоупора, разделяет гидрогеологический разрез бассейна на две самостоятельные, резко отличающиеся друг от друга водопосные системы — неоген-четвертичную и палеогеново-мезозойскую.

Водоносная система четвертичных отложений представлена сырдарьинским, голодностепским, ташкентским и сохским водоносными горизонтами, в которых широко развиты грунтовые и субнапорные воды. Грунтовые воды, распространенные в пределах Приташкентского артезианского бассейна, приурочены к аллювиальным отложениям Чирчика, Ангрена, Келеса и правобережья Сырдарьи. Они насыщают аллювиальные отложения сырдарьинского и голодностепского возрастов, формируют поток грунтовых вод, который движется вдоль долины Чирчика, Ангрена и Келеса с северо-востока на юго-запад. Уклон зеркала грунтовых вод изменяется в пределах от 0,008 до 0,004. Глубина залегания их разнообразна — от 0,5 до 20 *м* — и зависит в основном от рельефа местности. Грунтовые воды четвертичных отложений питаются в основном за счет инфильтрации поверхностных водотоков.

В Приташкентском артезианском бассейне расход грунтовых вод относится главным образом на подземный сток (Р. В. Бородин). Кроме того, на отдельных участках грунтовые воды частично разгружаются по пути своего движения, выклиниваясь в руслах рек, а также расходуются на испарение и транспирацию. Подземный сток грунтовых вод в долинах Чирчика, Ангрена и Келеса достигает Сырдарьи, которая частично дренирует водоносные горизонты. Оставшаяся часть грунтовых вод уходит в Голодную степь, где вместе с подземными водами Сырдарьи она образует в галечниках бассейн пресных вод.

По химическому составу грунтовые воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, степень их минерализации на всем протяжении между областями формирования и разгрузки не превышает 1 *г/л*. Тип и степень минерализации грунтовых вод определяются прежде всего характером и интенсивностью их водообмена с поверхностными водами. Запасы пресных грунтовых вод представляют большой интерес в связи с их широким использованием для централизованного водоснабжения крупных населенных пунктов.

Напорные воды развиты в водопроницаемых породах мезозойских и кайнозойских отложений, слагающих Приташкентский артезианский бассейн. Геологическое строение и характер структур мезозойских и кайнозойских отложений, заполняющих артезианский бассейн, способствуют развитию напорных вод в песках, песчаниках, известняках и галечниках, разделенных между собой пластами непроницаемых глин, мергелей, алевролитов. Выходы этих отложений на поверхность земли в горной части района, а также взаимоотношения водоносных и водоупорных пород в местах их выхода на по-

верхность определяют условия накопления подземных вод бассейна.

Условия формирования напорных вод бассейна изучены недостаточно полно, поэтому отдельные положения, освещающие условия формирования, основываются на гипотетических представлениях и являются дискуссионными. Наиболее полно по сравнению с другими водоносными горизонтами, содержащими напорные воды, изучены условия формирования подземных вод сеноманского водоносного горизонта, с которым связаны месторождения минеральных и термальных вод.

В Приташкентском артезианском бассейне выделяются основные и местные области питания. Непосредственное проникновение инфильтрационных вод, которые могут участвовать в питании сеноманского водоносного горизонта, происходит в горных сооружениях, где водовмещающие породы сеномана выходят на поверхность или трансгрессивно залегают на палеозойских отложениях. По Б. А. Бедеру, областями питания подземных вод мелового водоносного комплекса являются возвышенность Казыкурт и отдельные участки в предгорьях Чаткальского и Кураминского хребтов, где обнажаются породы мела и палеозоя. В работах того же автора отмечается возможность поступления в водоносные пласты меловых отложений напорных вод из пород палеозоя по водовыводящим зонам разломов, при этом подчеркивается, что в Приташкентском артезианском бассейне область выходов палеозойских пород во много раз больше, чем отложений нижнего мела.

По К. П. Петушкову, питание сеноманского водоносного горизонта происходит путем перелива трещинно-карстовых вод палеозоя в водовмещающие породы сеномана в местах, где меловые отложения залегают трансгрессивно на палеозойских породах. Областями питания водоносных горизонтов верхнего турона, сенона и вышележащих комплексов палеогена и неогена, по мнению того же автора, являются площади выходов водосодержащих пород на дневную поверхность и участки, на которых долины рек и саев пересекают водоносные горизонты. Питание там происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетекания грунтовых вод в водоносные горизонты и комплексы.

Не отрицая возможности питания сеноманского водоносного горизонта за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах выхода водопроницаемых пород этого возраста на поверхность, следует признать, что основное питание сеноманскому водоносному горизонту, вероятно, дают трещинно-карстовые воды палеозойских отложений, которые обнажаются в Каржантауском, Угамском, Пскемском, Чаткальском и Кураминском хребтах. О наличии здесь основных областей питания свидетельствует водоносность палеозойских пород в тех местах, где их перекрывают сеноманские водопроницаемые отложения.

Выходы сеноманских отложений прослеживаются лишь в предгорьях Каржантауского хребта, площади их незначительны. На

остальной территории сеноманские отложения перекрыты осадками более молодого возраста. Верхним региональным водоупором водоносного горизонта сеноманских отложений являются глины нижнего турона, которые разделяют гидрогеологический разрез водоносного комплекса меловых и палеогеновых отложений на две части — нижнюю и верхнюю. Нижнюю часть разреза составляют водоносные горизонты нижнетуронских, сеноманских и альбских отложений, верхнюю — водоносные горизонты верхнетуронских и сенонских отложений. Между сенонским водоносным горизонтом и водоносным комплексом палеогеновых отложений нет выдержанного регионального водоупора, поэтому в верхнюю часть разреза включается и палеогеновый водоносный комплекс.

Области питания водоносных горизонтов нижнетуронских, сеноманских и альбских отложений имеют более высокое гипсометрическое положение, чем водоносные отложения верхней части разреза. Пьезометрические уровни на каждом из участков водоносных горизонтов определяются в основном гипсометрическим положением их областей питания и разгрузки. Поскольку гипсометрическое положение области питания водоносных горизонтов верхней части разреза на 150—300 *м* ниже гипсометрического положения области питания водоносных горизонтов нижней части разреза, то соответственно пьезометрические уровни в этих горизонтах должны разниться на 150—300 *м*.

Опробование скв. 12 показывает, что избыточное давление подземных вод нижнетуронского водоносного горизонта (14 *ат*) соответствует избыточному давлению сеноманского водоносного горизонта (14,3 *ат* в скв. 1). Пьезометрический уровень подземных вод сенонского и верхнетуронского водоносных горизонтов, замеренный в той же скважине, оказался на 130 *м* ниже поверхности земли. С такой точкой зрения на природу пластовых давлений связаны представления о характере движения подземных вод сеноманского водоносного горизонта.

На основании анализа гипсометрического положения области современной инфильтрации и предполагаемой зоны разгрузки подземных вод сеноманского водоносного горизонта предполагалось, что подземный поток движется с северо-востока на юго-запад. Многолетняя эксплуатация минеральных вод, осуществляемая путем последовательного ввода новых скважин, нарушала в них первоначальное избыточное давление. Поэтому карта гидроизопьез, построенная по этим данным, изображала деформированную пьезометрическую поверхность. Лишь после восстановления первоначальных пьезометрических уровней в эксплуатационных скважинах стало возможно реставрировать естественную пьезометрическую поверхность сеноманского водоносного горизонта (рис. 30). Восстановление напоров производилось аналитическим способом по методу наложения течения. Первоначальный пьезометрический уровень определялся по сумме избыточного напора, снятого в скважине, и срезки уровня, вызванной эксплуатацией водозабора. Срезка пьезо-

метрического уровня в скважине определялась по сумме частных понижений в ней, связанных с отбором воды из каждой выработки в отдельности. Результаты расчетов приведены в табл. 5.

Таблица 5

Расчетные величины пьезометрических уровней

№ и местоположение скважины	Амплитуда, м	Снятый избыточный напор, м	Срезка, м	Первоначальный избыточный напор, м	Абсолют. отметка пьезометрического уровня, м
По скважинам, пройденным на территории Казахской ССР (Казминводы)					
скв. 16	397,5	177	5,46	182,46	579,96
скв. 17	404,28	148	20,51	168,51	572,79
Сарыагач, скв. 14	447	227	0	227	674
По скважинам, пройденным на территории Узбекской ССР					
Институт им. Семашко, скв. 4,	470,13	195	0	195	665,13
скв. 13	469,83	186,2	9,53	195,63	665,46
Дворец водного спорта, скв. 5	469,0	177,0	12,64	189,64	658,64
Пос. им. Луначарского, скв. 6	480,0	175,0	16,03	191,03	671,03
Институт ядерной физики, скв. 7	553,83	109,0	26,99	135,99	689,82
Ташкентский мединститут, скв. 8	440,0	145,5	77,83	223,33	663,03
Санаторий «Чинабадский», скв. 9	493,7	116,0	52,89	168,99	662,69
Санаторий «Ботаника», скв. 10	556,0	63,0	75,02	138,02	694,02
Полторацкая структура, скв. 16	492,0	105,7	56,15	151,85	643,85

Закономерность перераспределения напоров, выявленная в результате восстановления естественной пьезометрической поверхности, свидетельствует о том, что основное направление движения подземного потока согласуется с существующими представлениями о региональной фильтрации термальных вод из района горного обрамления в сторону Голодной степи. Подземный поток в пределах Узбекской части бассейна направлен к его южной окраине, где выклиниваются сеноманские отложения, очевидно, именно здесь происходит основная разгрузка минеральных вод путем их перелива в вышележащие водоносные комплексы. Об этом свидетельствуют также результаты опробования скважины, пробуренной в пос. Алчимбай (Голодная степь). Здесь были вскрыты воды, сходные по химическому составу с «Ташкентской» минеральной водой. Приводим ее формулу:

$$M_{1,3}\ \frac{SO_4 40 HCO_3 32 Cl 28}{Na 94}\ SiO_2 26.$$

На карте гидроизопьез, наряду с характерными для всего района региональными закономерностями перераспределения напора, выделяются участки, отличающиеся особыми гидродинамическими условиями. В них перераспределение напоров не соответствует закономерностям, установленным в региональном плане. На общем фоне уменьшения напоров в направлении с северо-востока на юго-запад гидроизопьезами оконтуриваются зоны с незакономерно низкими и высокими давлениями. Процесс распределения пьезометрических напоров, а следовательно и направление движения подземного потока, имеет здесь сложный характер. В частности, зона повышенных давлений фиксируется в районе санатория «Чинабадский» и поселка Паркент.

Нам представляется, что незакономерно высокое давление на указанных участках обусловлено гидравлической связью сеноманского водоносного горизонта с водами палеозойского фундамента, которые выполняют роль внутренних областей питания. Гидравлическая связь напорных вод различных водоносных горизонтов, вероятно, осуществляется по разрывным нарушениям. Разломы являются, очевидно, очагами местной разгрузки подземных вод сеноманского водоносного горизонта, которая осуществляется путем перетока их в вышележащие водоносные горизонты. Область незакономерно низких давлений приурочена к Полторацкому поднятию, также являющемуся местным очагом разгрузки, механизм которой пока не ясен.

При совпадении пьезометрической поверхности подземных вод сеноманского водоносного горизонта с поверхностью земли проводится граница самоизлива. Линия пересечения пьезометрической поверхности с поверхностью земли в районе горного обрамления проходит на отметках 860—1100 *м*. В восточной части бассейна граница самоизлива является, вероятно, границей внешней области питания, так как эта линия проходит по контакту пород палеозойского возраста с отложениями более молодого возраста (К. П. Петушков, 1965 г.).

По скорости движения подземных вод можно судить о характере их стока, интенсивности водообмена и расходе. Скорость фильтрации подземных вод определяют по формуле

$$V = kI,$$

где V — скорость фильтрации, *м/сутки*;
k — коэффициент фильтрации, *м/сутки*;
I — гидравлический уклон.

Действительную скорость фильтрации подземных вод находят из выражения

$$U = \frac{V}{n},$$

где U — действительная скорость фильтрации, *м/сутки*;
n — пористость, выраженная в долях единицы.

По действительной скорости движения подземных вод и длине пути фильтрации можно определить время движения подземных вод от области питания до зоны разгрузки:

$$t = \frac{l}{U \cdot 365 \cdot 10^3},$$

где t — время движения подземных вод на расстоянии, тысячи лет;
l — длина пути фильтрации, *м*.

Коэффициент фильтрации для расчета скорости движения определяется как среднеарифметическое значение коэффициентов фильтрации, полученных по десяти скважинам опытным путем. Пьезометрический градиент, определенный по карте гидроизопьез, равен 0,005. Пористость, принятая по лабораторным определениям (Текстилькомбинат) равна 12%. Принимая среднюю величину коэффициента фильтрации равной 0,379 *м/сутки*, получим действительную скорость движения:

$$U = \frac{kI}{n} = \frac{0{,}379\ м/сутки \cdot 0{,}005}{0{,}12} = 0{,}0158\ м/сутки.$$

Безусловно, эта цифра является ориентировочной и скорее определяет порядок величин.

При среднем пути фильтрации подземных вод от области их питания до области предполагаемой разгрузки, равном 150 *км*, период водообмена оценивается следующей величиной:

$$t = \frac{150\,000}{0{,}0158 \cdot 375 \cdot 10^3} = 30 \text{ тысяч лет}.$$

В прошлом, несомненно, имели место иные скорости движения, в периоды тектонических подвижек они были значительно больше. Существенное влияние на скорость движения оказывают геологическая структура, тектонические нарушения. Ориентировочные определения скоростей движения и периодов водообмена показывают, что подземные воды сеноманских отложений относятся к современным инфильтрационным водам.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕНОМАНСКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА

Условия формирования химического состава пресных вод сеноманского водоносного горизонта, по нашему мнению, хорошо согласуются с представлениями и об их инфильтрационном происхождении. Отложения исследуемого разреза представлены аллювиальными фациями. В течение всего периода накопления водовмещающих пород сеномана бассейн осадконакопления был пресным, либо опресненным. Представляется, что до начала современного инфильтрационного этапа горизонт был насыщен опресненными седиментационными водами.

Таблица 6

Химический состав подземных вод сеноманского водоносного горизонта и трещинно-карстовых вод палеозоя

Место отбора пробы	Химический состав по формуле Курлова	pH
1	2	3
Трещинно-карстовые воды палеозоя, родник № 1, Мраморный карьер	$M_{0.14}\frac{HCO_3 88}{Ca67Mg24}$; $SiO_2 10$	8
Трещинно-карстовые воды палеозоя, родник № 2, Хаджикент	$M_{0.192}\frac{HCO_3 88SO_4 10}{Ca67Mg24}$; SiO_2 следы	8
Институт им. Семашко Парк Победы (Ташминводы), скв. 1	$M_{0.59}\frac{HCO_3 61Cl20SO_4 19}{Na97}$; SiO_2 следы	7.2
скв. 3	$M_{0.7}\frac{HCO_3 54SO_4 25Cl21}{(Na+K)93}$; $SiO_2 28$	8
скв. 4	$M_{0.69}\frac{HCO_3 55SO_4 23Cl22}{Na91}$; $SiO_2 25$	7.2
Дворец водного спорта, скв. 5	$M_{0.71}\frac{HCO_3 56SO_4 23Cl20}{Na94}$; $SiO_2 36$	7.2
Пос. им. Луначарского, скв. 6	$M_{0.91}\frac{HCO_3 62SO_4 21Cl16}{Na94}$; $SiO_2 22$	8.1
Институт ядерной физики, скв. 7	$M_{0.96}\frac{HCO_3 45Cl25SO_4 30}{Na87}$; $SiO_2 42$	8.0
Ташкентский мединститут, скв. 8	$M_{0.73}\frac{HCO_3 60SO_4 21Cl19}{Na95}$; $SiO_2 24$	8.2
Санаторий «Чинабадский», скв. 9	$M_{0.76}\frac{HCO_3 46Cl26SO_4 21}{Na88}$	8.2
Санаторий «Ботаника», скв. 10	$M_{0.98}\frac{HCO_3 53Cl26SO_4 20}{(Na+K)93}$; $SiO_2 40$	8.1
Пос. Паркент, скв. б/н.	$M_{1.1}\frac{SO_4 52HCO_3 28Cl19}{Na42Mg34Ca24}$; $SiO_2 18$	7.7
Полторацкая структура, скв. 16	$M_{0.48}\frac{Cl47HCO_3 30SO_4 20}{Mg67Na25}$	8.0
Сарыагач, скв. 14	$M_{0.45}\frac{HCO_3 46SO_4 29Cl25}{Na49Ca33Mg18}$; $SiO_2 47$	7.8
Голодная степь, меловые отложения пос. Алчимбай, зона разлома, контакт отложений Pz и мела	$M_{1.3}\frac{SO_4 40HCO_3 32Cl28}{(Na+K)94}$; $SiO_2 26$	8.1
Родник № 3, Котырбулак	$M_{0.98}\frac{Cl43SO_4 39HCO_3 18}{Na84Ca12}$; $SiO_2 80$	7.4
Текстилькомбинат, скв. 12	$M_{1.26}\frac{Cl80HCO_3 3SO_4 4}{Na92}$	—
Янгиюль, скважина № 1р	$M_{2.27}\frac{HCO_3 66Cl30}{Na64Ca23}$	7.7

Тектонические движения неоген-четвертичного времени сопровождались складкообразованием мезозойской толщи. В это время формировались главные горные хребты — Каржантауский, Угамский, Пскентский, Чаткальский, а между ними образовывались межгорные впадины — Келесская, Чирчикская и Ангренская. В начале четвертичного периода господствовал увлажненный климат. Геологоструктурные и климатические условия этого времени создавали благоприятные возможности для инфильтрации.

За время, прошедшее от начала четвертичного периода до наших дней (порядка 1 млн. лет), при вычисленной продолжительности одного законченного цикла водообмена в 30 тыс. лет, в сеноманском водоносном горизонте могло смениться более тридцати объемов воды. Такой более чем тридцатикратный водообмен обеспечивал полное замещение седиментационных вод инфильтрационными и определял степень их минерализации (табл. 6).

Химический состав подземных вод трещинно-карстовой зоны палеозоя определяется составом водовмещающих пород-известняков. Вода по типу гидрокарбонатные кальциево-магниевые, по степени минерализации ультрапресные, величина плотного остатка не превышает 0,2 *г/л*. Подземные воды сеноманского водоносного горизонта относятся в основном к гидрокарбонатному натриевому типу. Из катионов в воде преобладает натрий, содержание которого колеблется в пределах от 91 до 96% *мг-экв*; кальций, магний и калий присутствуют в воде в незначительном количестве. Анионы представлены гидрокарбонатами, сульфатами и хлоридами. Величина плотного остатка изменяется в пределах от 0,5 до 1 *г/л*.

В подземных водах отмечается повышенное содержание окиси кремния (SiO_2), содержание которого колеблется от 20 до 40 *мг/л*. Воды слабощелочные, pH 7,2—8,2. Отличительной особенностью подземных вод сеноманского горизонта является повышенное содержание в них инертных газов Ar и He, в растворенном состоянии присутствует кислород. Наличием кислорода, который обычно связан с атмосферой, подтверждается инфильтрационный тип этих вод.

В региональном плане наблюдается закономерное увеличение степени минерализации в направлении от области питания к зоне разгрузки (от 0,5 до 1,5—6 *г/л*) и изменение типа вод от гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного натриевого до хлоридного натриевого. На процессе формирования химического состава подземных вод сеноманского водоносного горизонта сказывается влияние большого количества процессов, имеющих зональное проявление: выщелачивание и растворение, ионообменная абсорбция катионов и смешение вод различного состава. Существенную роль играет переток напорных вод палеозоя в вышележащие водоносные горизонты, который происходит в зонах тектонического нарушения или в местах непосредственного залегания сеноманских пород на палеозойском фундаменте.

Воды палеозоя, поступающие в сеноманский водоносный горизонт, повышают его минерализацию, вызывают изменения состава

и нарушают гидрохимическую зональность. В зонах разломов наблюдается незакономерно повышенная минерализация этих вод (родник Котырбулак, скважины Паркент, Кибрай, Текстилькомбинат). О возможности перетока подземных вод по зонам разлома свидетельствует родник Котырбулак, выходящий в зоне разрыва палеозойских и меловых пород. Вода родника принадлежит к хлоридному натриевому типу. Воды такого же химического состава получены в скважинах, расположенных в районе пос. Паркент, (Текстилькомбинат). Воды с незакономерно повышенной минерализацией установлены в скв. 6; 7; 9; 10.

Главным фактором, способствующим формированию катионного состава подземных вод сеноманского горизонта, является обмен катионов кальция и натрия под воздействием повышенной температуры и выпадения в осадок гидрокарбонатов кальция и магния. На участках, где преобладают невысокие температуры (Паркент, Котырбулак, пос. Полторацкий, скв. 16), в составе подземных вод наряду с ионами натрия присутствуют ионы кальция и магния.

Таблица 7

Температура подземных вод

№ и местоположение скважины	Интервал установки фильтров	Расход, л/сек	Температура, °С
1	2	3	4
Ташминводы, скв. 1	1114—1335	4,3	54
		4,0	56
		5,5	57
скв. 2	1125—1275	3,3	53,5
		2,6	50
Институт им. Семашко, скв. 3	1637—1776	3,8	51
		5,1	52
скв. 4	1738—1861	3,4	50,5
		8,57	53,0
Дворец водного спорта, скв. 5	2088—2213	3,3	62
		8,3	67
Пос. им. Луначарского, скв. 6	1760—1827	3,3	65
		3,7	65,5
		5,1	67
Институт ядерной физики, скв. 7	1668—1817	3,3	62
		3,5	62
		8,8	66
Ташкентский мед. институт, скв. 8	1908—2031	3,5	60
Санаторий «Чинабадский», скв. 9	1329—1462	3,2	52
		9,8	57
Текстилькомбинат, скв. 12	2170—2300	3,3	67,8
Полторацкая структура, скв. 16	557—579	п/с	28°
Родник Котурбулак	—	0,25	32
Паркент		1	32

В зонах со сравнительно высокой температурой кальций и магний выпадают в осадок и в воде преобладает ион натрия.

Приведенная характеристика пресных вод сеноманского водоносного горизонта позволяет сделать ряд выводов.

1. Формирование пресных вод подчинено структурно-тектоническому фактору и обусловлено составом водовмещающих пород.

2. На формирование состава подземных вод оказывают влияние воды нижележащих водоносных горизонтов, которые в местах развития разрывных нарушений вызывают повышение минерализации пресных вод сеноманских отложений.

Гидротермальная характеристика подземных вод сеноманского водоносного горизонта приводится по результатам изучения температуры воды на устье эксплуатационных скважин, так как замер температуры воды на забое скважин и термокаротаж по ним не производился. Температура воды на устье скважины измерялась во время пробных и опытных откачек. Результаты наблюдений за температурой подземных вод по эксплуатационным скважинам сведены в табл. 7.

Максимальная температура, установленная в скв. 5 и 7, равна 70°, минимальная температура (скв. 3 и 4) составляет 51° С. На температуру воды оказывает влияние расход скважины, при больших расходах температура воды на устье возрастает в связи с тем, что в процессе движения воды по стволу скважины, происходят тепловые потери. Тепловые потери искажают температурные показатели, в связи с этим трудно выявить закономерности распределения

Таблица 8

Вычисленные условные геотермические градиенты (получены при равных расходах)

№ скважины	Глубина до кровли водоносного горизонта, *м*	Расход, *л/сек*	Температура воды на устье, *град*	Условные геотермические градиенты, °С/100 *м*
1	2	3	4	5
1	1114	3,3	54	4,86
2	1125	1,3	53,5	4,8
3	1637	3,8	45,1	3,12
4	1738	3,4	50,5	2,92
5	2085	3,3	62,0	2,96
6	1760	3,3	65,0	3,7
7	1668	3,3	62,0	3,7
8	1908	3,5	60,0	3,1
9	1329	3,2	52,0	3,92
Текстилькомбинат	2170	33	67,8	3,12

температуры в пределах сеноманского водоносного горизонта. Для сравнения температурных условий в различных частях бассейна воспользуемся условным геотермическим градиентом, который характеризует увеличение температуры воды на каждые 100 *м* глубины (табл. 8).

Величина геотермического градиента, рассчитанная по результатам единственного термокаротажа, проведенного в скв. 2 (Текстилькомбинат), составляет 3,2° С/100 *м*. При сравнении условных геотермических градиентов, рассчитанных по скважинам, четко выделяются две группы. Одна группа включает условные геотермические градиенты, сопоставленные с геотермическим градиентом, вычисленным по данным термокаротажа (скв. 3, 4, 5, 8). Другая группа условных геотермических градиентов (скв. 1, 2, 6, 7, 9) значительно превышает величину расчетного геотермического градиента.

При всех погрешностях, вытекающих из такого анализа, можно выявить закономерность в распределении температур подземных вод на различных участках артезианского бассейна. Температура подземных вод сеноманского водоносного горизонта, полученная на участках расположения скважин 3, 4, 5, 8, соответствует температуре, определенной геотермическим градиентом. Температура, установленная в скв. 1, 2, 6, 7, 9, является аномальной. Положительные геотермические аномалии в районах расположения этих скважин можно объяснить разгрузкой более горячих вод нижних водоносных горизонтов, восходящих по разрывным нарушениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения гидрогеологических условий равнинной части Средней Азии позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Пресные и солоноватые воды с минерализацией 0,5—3 *г/л* распространены преимущественно в пределах мобильной Кызылкумской структурно-фациальной зоны. В настоящее время эта зона состоит из трех гидродинамически обособленных гидрогеологических структур: Сырдарьинского артезианского бассейна; Центрально-Кызылкумской гидрогеологической складчатой области с системой малых артезианских бассейнов; Бухаро-Каршинского артезианского бассейна второго порядка.

Эта зона обладает следующими характерными особенностями:

а) наличием благоприятных условий для инфильтрации атмосферных осадков в Западном Тянь-Шане;

б) относительно неглубоким залеганием кровли мезозойской водоносной толщи, благодаря чему в отдельных положительных структурах палеогеновый водоупор полностью размыт или мощность его сокращена до 30—80 *м* (очаги местной разгрузки подземных вод);

в) наличием системы разломов, прослеживающихся от западных отрогов Тянь-Шаня;

г) отсутствием соленосных отложений по направлению регионального стока;

д) высоким абсолютным положением базисов региональной и местной разгрузки подземных вод мезозоя (Сырдарьинский — плюс 53; Центральные Кызылкумы — плюс 15—60; Бухаро-Каршинский район — плюс 60—70), вследствие чего создается подпор и обеспечивается высокое положение пьезометрических уровней подземных вод мезозоя в Кызылкумской структурно-фациальной зоне.

2. На большей части Амударьинского артезианского бассейна отмечаются следующие особенности:

а) кровля отложений мезозоя залегает на глубине более 500 *м*;

б) на пути движения инфильтрационных вод от области питания распространена мощная соляно-гипсовая толща верхней юры и частично неокома, в которой водоносные комплексы обладают высокими геостатическими напорами;

в) основной базис подземного стока (Сарыкамышская впадина) находится на отметке минус 20 *м*, что на значительном расстоянии снижает потенциальные напоры водоносных комплексов;

г) наличие Предкопетдагского разлома препятствует созданию гидростатического напора в южной части Амударьинского бассейна.

3. Отличительными чертами Устюртского артезианского бассейна являются:

а) отсутствие благоприятных условий в области питания (Южный Урал — Мангышлак);

б) очаги разгрузки, находящиеся на периферии бассейна (Аральское море и южная часть Бузачинского полуострова), препятствуют проникновению инфильтрационных вод с Южного Урала в центральную часть Северо-Устюртской впадины;

в) Центрально-Устюртский разлом создает условия для интенсивного водообмена между областью питания (Мангышлак) и основным базисом стока (Сарыкамышская впадина), а также для вытеснения соленых вод лишь в узкой полосе северного крыла Ассакеауданского артезианского бассейна.

4. При расчете ресурсов подземных вод необходимо исходить не только из положения, что формирование подземных вод происходит на месте, но также учитывать, что значительная их масса поступает в Центрально-Кызылкумскую складчатую область, в Сырдарьинский и в Бухаро-Каршинский бассейны по региональным разломам, связанным с западными отрогами Тянь-Шаня.

Эти выводы указывают на необходимость пересмотра существующей точки зрения на эксплуатационные запасы артезианских бассейнов в сторону их увеличения.

ЛИТЕРАТУРА

Акрамходжаев А. М., Федотов Ю. А., Минакова Н. Е., Ибрагимов Э. С., Жукова Е. А. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Изд. АН Узб. ССР, 1962.

Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Тр. Гл. геол.-разв. упр., вып. 12, 1931.

Бабаев А. Г. Фации и геологическая история Западного Узбекистана. Бюлл. МОИП, Отдел геологии, т. 32, вып. 3, 1957.

Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Изд-во «Недра», Ленинград, 1966.

Бабаев А. Г., Лебзин Е. В. К познанию тектоники Западного Узбекистана в связи с его нефтегазоносностью. Узб. геол. ж., № 3, 1959.

Бабаев А.Г., Акрамходжаев А. М. Палеогеография нефтегазоносных меловых отложений Узбекистана. Изд. АН Узб. ССР, 1960.

Бабаев А. Г., Федотов Ю. А. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности Кара-Калпакии. Узб. геол. ж., № 5, 1960.

Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Кушниров И. В. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Изд. АН Узб. ССР, 1963.

Бакиров А. А. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Том I. Гостоптехиздат, 1963.

Богомолов Г. В., Плотников Н. И., Флеров Л. И. Методика составления палеогидрогеологических карт на примере Московского артезианского бассейна. Проблемы гидрогеологии. Лабор. гидрогеол. проблем. Изд. АН СССР, Том XV.

Бухарин А. К. К вопросу о возрасте бессточных котловин в Центральных Кызылкумах. Тр. Узб. геол. упр. сб. № 1. Госгеолтехиздат, 1960.

Грамм М. Н. Этапы развития Мынбулакской котловины. Изд. АН Узб. ССР, 1957.

Дикенштейн Г. Х. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. Изд-во «Недра», 1965.

Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйского и смежных депрессий Казахстана. Изд. АН СССР, 1964.

Калугин П. И. Диагональные разрывы Копет-Дага. Тр. Туркменского геол. упр. Ашхабад, 1945.

Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Дага. Тр. ин-та геол. АН Туркменской ССР, т. 1. Ашхабад, 1956.

Карцев А. А. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований (при изучении генезиса нефтяных и газовых залежей и оценка перспектив нефтегазоносности). Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазоносных скоплений на примере мезозойских отложений Предкавказья. Сов. геол., № 8, 1962.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений, 1963.
Корженевский Н. Л. Природа Средней Азии. Изд. САГУ. Ташкент, 1960.
Кесь А. С. Замкнутые впадины Устюрта. Журнал «Природа», № 8, 1955.
Корценштейн В. Н., Верболаз С. Е. Гидрогеология газоносных районов Советского Союза. Тр. Лабор. гидрогеологии ВНИИГАЗ. Вып. 15 (23). Гостоптехиздат, 1962.
Корценштейн В. Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонефтеносной области. Изд-во «Недра», 1964.
Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Очерк по региональной гидрогеологии СССР. Нов. сер., вып. 8 (12). Изд. МОИП, 1947.
Лихачев Ю. А. и др. Проблема нефтеносности Средней Азии. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Вып. 15. Госгеолтехиздат, 1963.
Мильких М. Р. Особенности гидрогеологии мальм-неокомской карбонатной толщи Центрального Копет-Дага. Тр. Гос. производ. геол. комитета Таджикской ССР, вып. 2. Ашхабад, 1964.
Митгарц Б. Б., Толстихин Н. И. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. ВСЕГЕИ, Ленинград, 1961.
Михайлов Л. Е. Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. ВСЕГЕИ, вып. 12, Ленинград, 1962.
Новиков А. Г., Синицын Ф. Б., Загоруйко В. А. Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности и направление геологических исследований в Кызылкумской впадине. Известия АН Каз. ССР, вып. 5. Алма-Ата, 1962.
Островский Л. А. Охрана подземных вод Кызылкумов. Разведка и охрана недр, № 10, 1963.
Островский Л. А. Формирование химического состава подземных вод Нижнесырдарьинского артезианского бассейна. Бюлл. научно-технич. информ., № 3. Госгеолтехиздат, 1964.
Островский Л. А., Колов С. Н. Подземные воды Устюрта. Том II. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана. Изд-во «Наука», 1964.
Островский Л. А., Хаджибаев Н. Н. Еще раз об артезианских водах Южного Приаралья. Узб. геол. журнал, № 1, 1962.
Островский Л. А., Фомин В. М., Гребникова Т. Б. Условия формирования термальных вод в области неглубокого залегания складчатого фундамента. Тр. Второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во «Наука», 1967.
Плотников Н. И. Условия водоносности трещиноватых пород палеозоя на примерах изучения гидрогеологии районов рудных месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 3. Ташкент, 1949.
Плотников Н. И. К вопросу формирования подземных вод полупустынных зон Средней Азии. Сов. геол., № 44, 1955.
Плотников Н. И. Условия водоснабжения трещинных пород палеозоя на примерах изучения гидрогеологии районов рудных месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 3. Ташкент, 1949.
Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Изд. Самаркандского гос. ун-та. Ташкент, 1960.
Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основы ее геологического районирования. Из книги «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
Резвой Д. П. О Западно-Тяньшаньском поперечном глубинном шве. Вести. Львовского гос. ун-та, сер. геол., № 1, 1962.
Резвой Д. П. О тектонической природе западной части Памиро-Гималайско-Кунь-Луньского неотектонического поднятия. Из книги «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.

Родин Л. Е., Кувшинов К. В. и др. Средняя Азия. Изд. АН СССР, 1958.

Сикстель Т. А. К истории развития наземной флоры палеозоя и мезозоя на территории Средней Азии. Тр. Таш. ГУ, вып. Геология, 1961.

Силин-Бекчурин А. И. Подземные воды Северной Африки. Изд. АН СССР, 1962.

Скворцов Ю. А. Неотектоника гор Средней Азии. Мат-лы по четвертичному периоду СССР, вып. 2, Изд. АН СССР, 1950.

Соколовский Л. Г., Давыдов Н. Я. Некоторые особенности Каракумского артезианского бассейна. Изв. АН Туркменской ССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1. Ашхабад, 1963.

Султанходжаев А. Н. Об основном очаге разгрузки подземных вод Сырдарьинского артезианского бассейна. Докл. АН УзССР, 1962, № 9.

Фомин В. М. О формировании подземных вод Кызылкумского поднятия. Разведка и охрана недр, № 3, 1964.

Фомин В. М. Основные задачи геологических организаций по дальнейшему изучению термальных вод в СССР. Тр. Второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во «Наука», 1967.

Федорович Б. А. Лик пустыни. Госкультпросветиздат, М., 1960.

Чистяков А. А. История развития восточной части бассейна р. Зеравшан в неоген-четвертичное время. Сб. «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». Изд. МГУ, М., 1966.

Ходжакулиев Я. А. Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области. Гидрогеология. Изд-во «Туркменистан». Ашхабад, 1966.

Шульц С. М. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.

Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций, 1964.

Эберзин А. Г. Неоген Северной Туркмении. Труды КЮГЭ палеонтол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1960.

Эгамбердыев М. Литология верхнемеловых осадочных формаций Кызылкумов. Изд АН Узб. ССР, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Естественноисторические условия западной части Средней Азии *(Л. А. Островский, В. М. Фомин)*	5
1. Геологическое строение	5
2. Рельеф	14
3. Климат	18
4. Гидрография	20
Палеогидрогеологические условия формирования подземных вод *(Л. А. Островский, В. М. Фомин)*	23
Современные закономерности формирования подземных вод *(Л. А. Островский, В. М. Фомин)*	64
Подземные воды гидрогеологических складчатых областей и артезианских бассейнов *(Л. А. Островский, В. М. Фомин)*	75
1. Гидрогеологическая складчатая область Центральных Кызылкумов с системой малых артезианских бассейнов	75
2. Сырдарьинский артезианский бассейн	103
3. Амударьинский артезианский бассейн	129
4. Устюртский артезианский бассейн *(А. С. Вишняков, Л. А. Островский, В. Н. Соколов)*	160
5. Приташкентский артезианский бассейн *(В. А. Валейшо, Л. А. Островский)*	190
Заключение	207
Литература	209

Леонид Александрович Островский,

Валентин Михайлович Фомин

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ РАВНИННОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Научный редактор *Н. И. Плотников*
Редактор издательства *Н. А. Сергеева*
Технический редактор *Е. С. Иерусалимская*
Переплет художника *С. Н. Орлова*
Корректор *М. В. Дроздова*

Т-09460. Сдано в набор 14/IV 1969 г.
Подписано в печать 4/VII 1969 г.
Формат 60 × 90¹/₁₆. Печ. л. 13.5. Уч.-изд. л. 14.38.
Бумага № 2. Индекс 1—4—1. Заказ 423/2730-2.
Тираж 850 экз. Цена 1 р. 62 к.

Издательство «Недра», Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.